



TUGAS AKHIR - SF 091321

**KOREKSI EFEK PULL UP DENGAN
MENGUNAKAN METODE HORIZON BASED
DEPTH TOMOGRAPHY**

**SANDO CRISIASA RAHMAWAN YANUAR
NRP 1110 100 045**

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

**JURUSAN FISIKA
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya
2014**



TUGAS AKHIR - SF 091321

**KOREKSI EFEK PULL UP DENGAN
MENGUNAKAN METODE HORIZON BASED
DEPTH TOMOGRAPHY**

**SANDO CRISIASA RAHMAWAN YANUAR
NRP 1110 100 045**

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

**JURUSAN FISIKA
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya 2014**



FINAL PROJECT - SF 091321

**PULL UP EFFECT CORRECTION USING
HORIZON BASED DEPTH TOMOGRAPHY
METHOD**

**SANDO CRISIASA RAHMAWAN YANUAR
NRP 1110 100 045**

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

**DEPARTMENT OF PHYSICS
Faculty Mathematics and Natural Science
Sepuluh Nopember Institute of Technology
Surabaya 2014**

PULL UP EFFECT CORRECTION USING HORIZON BASED DEPTH TOMOGRAPHY METHOD

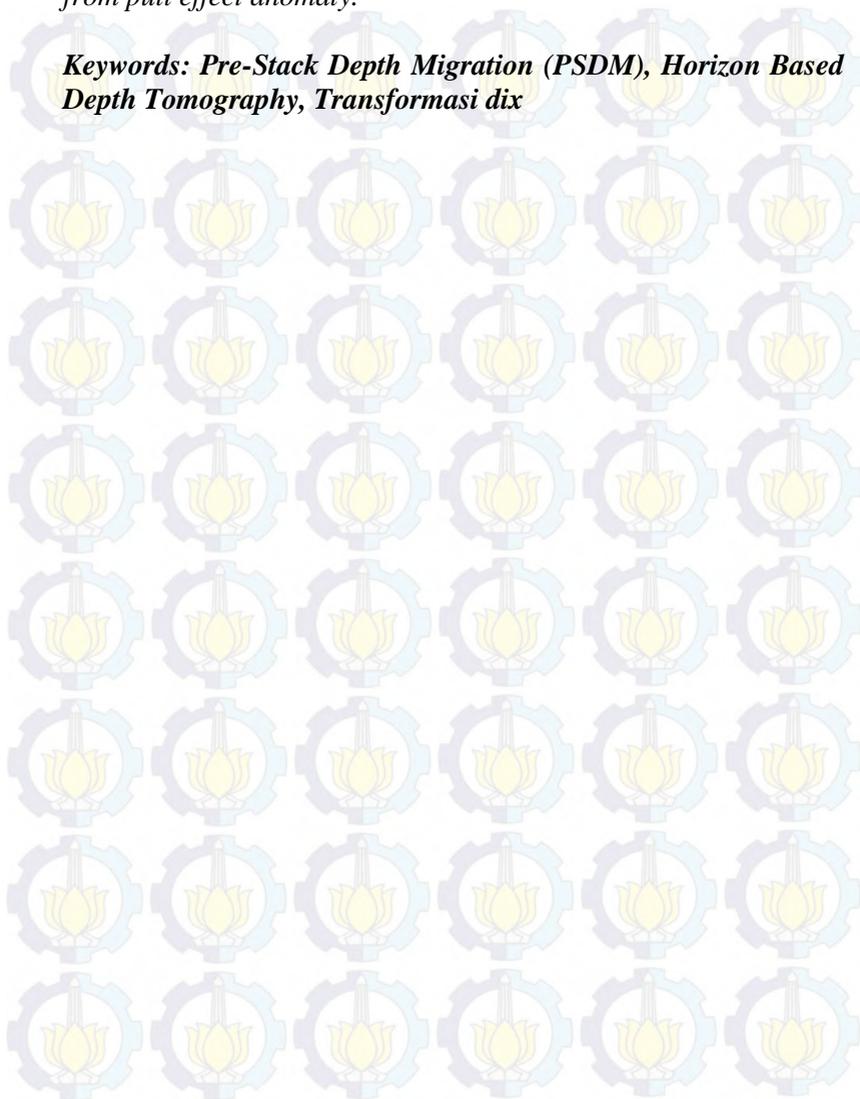
By : Sando C.R Yanuar
Student Identity : 1110 100 043
Department : Physics FMIPA-ITS
Advisor : Prof. Dr.rer.natBagus Jaya Santosa,S.U

Abstract

Research had been conducted title pull up effect correction using horizon based depth tomography method. The purpose of the research is to correction pull up effect anomaly from seismic section and make a subsurface imaging more accurate. Pull up effect usually occurs in sandstone lithology caused by differences of velocity in shale and carbonate, because of it affected mistake in made a velocity modeling so the subsurface imaging had been made was not accurate, because of that required an accurate and effective method to finish this problem. The research used horizon based depth tomography method or usually called Pre-Stack Depth Migration (PSDM), this method choosen because had been qualified to correction pull up effect and more accurate in make a velocity modeling. The steps to correction pull up effect anomaly start from making velocity stack modeling or usually called picking velocity, then stacking process and making velocity RMS (Root Mean Square) modeling, next is migration in time domain process or usually called Pre-Stack Time Migration, then interpretate the seismic horizon and make a interval velocity modeling use transformation dix method, next is depth domain migration process or usually called Pre-Stack Depth Migration and the last process is velocity refining use horizon based depth tomography method. The final

result of this research is subsurface imaging had been corrected from pull effect anomaly.

Keywords: Pre-Stack Depth Migration (PSDM), Horizon Based Depth Tomography, Transformasi dix



KOREKSI EFEK *PULL UP* MENGGUNAKAN METODE *HORIZON BASED DEPTH TOMOGRAPHY*

Nama : Sando C.R Yanuar

NRP : 1110 100 045

Jurusan : Fisika FMIPA-ITS

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

Abstrak

Telah dilakukan penelitian dengan judul koreksi efek *pull up* menggunakan metode *horizon based tomography*, penelitian ini bertujuan untuk menghilangkan atau mengkoreksi anomali efek *pull up* pada penampang seismik sehingga didapatkan citra bawah permukaan yang lebih akurat. Efek *pull up* biasanya terjadi pada litologi batu pasir akibat perbedaan kecepatan yang cukup besar pada shale dan karbonat, karena adanya 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. Pada penelitian ini digunakan metode *horizon based tomography* atau pada umumnya bisa juga disebut sebagai metode *Pre-Stack Depth Migration* (PSDM), metode ini dipilih karena sudah teruji dalam mengkoreksi efek *pull up* yang ada dan lebih akurat dalam pembuatan model kecepatan gelombang seismik dibawah permukaan.

Tahapan-tahapan yang dilakukan untuk melakukan koreksi efek *pull up* meliputi pembuatan model awal kecepatan gelombang seismik atau biasa disebut *picking velocity stack*, lalu dilakukan proses *stacking* dan pembuatan model kecepatan RMS (*Root Mean Square*), setelah itu dilakukan migrasi domain waktu atau *Pre-Stack Time Migration* (PSTM), lalu interpretasi horizon dan pembuatan model kecepatan interval menggunakan

persamaan dix , kemudian dilakukan proses migrasi domain kedalaman atau *Pre-Stack Depth Migration* (PSDM), lalu tahapan terakhir adalah proses perbaikan model kecepatan menggunakan metode *horizon based tomography*. Hasil akhir dari penelitian ini adalah citra bawah permukaan seismik yang sudah dilakukan proses koreksi efek *pull up*.

Kata Kunci: Pre-Stack Depth Migration (PSDM), Horizon Based Depth Tomography, Transformasi dix

**KOREKSI EFEK *PULL UP* DENGAN
MENGUNAKAN METODE *HORIZON BASED
DEPTH TOMOGRAPHY***

TUGAS AKHIR

**Diajukan untuk Memenuhi Salah Satu Syarat
Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains
pada
Bidang Studi Geofisika
Program Studi S-1 Jurusan Fisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Institut Teknologi Sepuluh Nopember**

**Oleh :
SANDO CRISIASA RAHMAWAN YANUAR
NRP. 1110 100 045**

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir :

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





KATA PENGANTAR

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Alhamdulillah, segala puji hanya bagi Allah *Subhanahuwata'ala*. Sholawat serta salam selalu turunkan atas junjungan kita nabi besar Muhammad *Shallallahu 'alaihiwasallam*. Atas kehendak dan kesempatan yang diberikan Allah *Subhanahuwata'ala*, akhirnya Tugas Akhir yang berjudul **“KOREKSI EFEK PULL UP DENGAN MENGGUNAKAN METODE HORIZON BASED DEPTH TOMOGRAPHY”** dapat penulis selesaikan sebagai salah satu syarat kelulusan pendidikan Sarjana.

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

1. Bapak, Ibu dan Adik tersayang yang telah banyak berkorban untuk penulis dalam memberikan dukungan moral dan material sehingga penulis tetap semangat menyelesaikan pendidikan di kampus perjuangan ITS
2. Bapak Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S.U selaku Dosen pembimbing Tugas Akhir yang senantiasa memberikan bimbingan, wawasan dan motivasi sehingga penulis dapat menyelesaikan Laporan Tugas Akhir.
3. Bapak Ahmad Zazeli Fuadi, MT, dan Bapak Bambang Mujihardi atas dukungan yang sangat berharga bagi kami sehingga kami dapat melaksanakan Tugas Akhir kami di PT. Pertamina UTC, Jakarta.
4. Bapak Dr. Bintoro Anang S dan Bapak Dr.rer.nat Eko Minarto sebagai dosen penguji yang memberikan banyak masukan dan wawasan dalam sidang Tugas Akhir.
5. Winda Hastari untuk semua pengertian, perhatian, semangat dan dukungan yang diberikan.
6. Mas Yoyok dan Mas Ihsan yang telah meluangkan banyak waktu dan bantuannya sehingga memperlancar dalam pembuatan Tugas Akhir ini.

7. Teman-teman seperjuangan pengaderan yang luar biasa, Udin "Komting", Hasim "L1", Okok "L2", Iqbal "L3" dan Arga "L5".
8. Seluruh anggota kementrian sosial masyarakat BEM ITS 2011/2012 atas kebersamaan yang singkat namun sangat berkesan.
9. Seluruh anggota departement perekonomian Himasika ITS 2012/2013 yang selalu semangat tanpa mengenal menyerah untuk memajukan perkom.
10. Para penghuni Lab (mas Wahyu, Mas reks, Mas Julian, Pepi, Thariq, Okok, depta, intan) yang tidak segan-segan dalam memberikan wawasan terkait Geofisika.
11. Seluruh anggota kontrakan (Rosid, CKWT, Tegar, Anis, om Indro) atas kebersamaannya selama di Surabaya
12. Seluruh staff, Karyawan PT.Pertamina UTC.

Akhir kata penulis sampaikan semoga laporan Tugas Akhir ini dapat bermanfaat bagi pembacanya. Selain itu penulis mengharapkan kritik dan saran dari semua pihak untuk kesempurnaan laporan ini.

Penulis menyadari bahwa laporan Tugas Akhir ini banyak memiliki kekurangan dan belum sempurna. Penulis bersedia menerima segala kritik dan saran demi tercapainya suatu bentuk tulisan yang berdaya guna bagi kita semua terutama bagi yang ingin mendalami teknik pengolahan data seismik. Akhir kata, semoga laporan Tugas Akhir ini dapat berguna bagi penelitian secara akademis dan bagi pembaca.

Surabaya ,
Juli 2014

Penulis
Sando C.R Yanuar

DAFTAR ISI

Halaman Judul	i
Lembar Pengesahan.....	ii
Abstrak.....	iii
Kata Pengantar.....	viii
Daftar Isi	x
Daftar Gambar	xiii

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang	1
1.2 Perumusan Masalah.....	2
1.3 Batasan Masalah.....	3
1.4 Tujuan Penelitian.....	3
1.5 Manfaat Penelitian.....	3

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Prinsip Gelombang Seismik	5
2.1.1 Tipe Gelombang Seismik	5
2.2 Hukum-Hukum Perambatan Gelombang Seismik	8
2.2.1 Hukum Snellius	8
2.2.2 Prinsip Fermat	10
2.2.3 Prinsip Huygens	10
2.3 Atenuasi dan Absorpsi Gelombang Seismik	11
2.4 Metode Eksplorasi Seismik.....	12
2.5 Konsep Kecepatan Gelombang Seismik	16
2.6 CDP Gather	18
2.7 Koreksi <i>Normal Move Out</i> (NMO)	19
2.8 <i>Stacking</i>	21
2.9 Migrasi	23
2.9.1 Pengertian Migrasi.....	23
2.9.2 Prinsip Migrasi Secara Geometri	25
2.9.3 Kirchoff <i>Pre-Stack Migration</i>	28
2.10 <i>Pre-stack Depth Migration</i>	29
2.10.1 Pembuatan Model Kcepatan.....	33

2.10.2 Perbaikan Model Kcepatan	35
2.10.3 PSDM Dengan Metode Kirchoff.....	40

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Data dan Peralatan.....	43
3.2 Alur Pengolahan Data Seismik.....	43
3.2.1 Analisa Kcepatan & Membuat Model Kecepatan Stack	45
3.2.2 Membuat Model Kecepatan RMS (Root Mean Square) dan PSTM	47
3.2.3 Interpretasi Horizon Seismik.....	49
3.2.4 Membuat Model Kecepatan Interval.....	51
3.2.5 Running PSDM dan Interpretasi Horison.....	51
3.2.6 Residual Moveout dan Running Tomography... 53	

BAB IV ANALISA DAN PEMBAHASAN

4.1 Analisa Kcepatan	55
4.2 Membuat Vrms dan Pre-Stack Time Migration (PSTM)	59
4.3 Membuat Model Kecepatan Interval	63
4.4 Pre-Stack Depth Migration.....	65
4.5 Perbaikan Model Kecepatan Menggunakan Metode <i>Horison Based-Depth Tomography</i>	70

BAB V KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan	81
5.2 Saran	81

DAFTAR PUSTAKA	83
-----------------------------	-----------

BIOGRAFI PENULIS	85
-------------------------------	-----------

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	Jenis-jenis Gelombang Tubuh (a) Gelombang-P (b) Gelombang-S.....	7
Gambar 2.2	Jenis-jenis Gelombang Permukaan (a) Gelombang <i>Rayleigh</i> (b) Gelombang <i>Love</i>	8
Gambar 2.3	Refleksi dan Refraksi dari Timbulnya Gelombang-P Saat $V_{p2} > V_{s2} > V_{p1} > V_{s1}$	9
Gambar 2.4	Prinsip fermat pada mekanisme penjalaran gelombang seismik	10
Gambar 2.5	Prinsip Huygen	11
Gambar 2.6	Efek dari Pemompaan Balon	11
Gambar 2.7	Refleksi dan Refraksi Gelombang Seismik	12
Gambar 2.8	<i>Multi Channel</i> Seismik Refleksi.....	13
Gambar 2.9	Bagian - bagian Gelombang Seismik	14
Gambar 2.10	Diagram Perbedaan Resolusi <i>Sonic Log</i> dan <i>Seismic Trace</i>	15
Gambar 2.11	Pulsa Gelombang <i>Spike</i>	16
Gambar 2.12	CDP Gather	19
Gambar 2.13	CDP <i>gather</i> sebelum dilakukan proses NMO (a) CDP <i>gather</i> setelah dilakukan proses NMO (b)..	19
Gambar 2.14	Koreksi <i>NMO</i>	20
Gambar 2.15	Perbandingan antara (a) event refleksi pada CDP gather sebelum NMO (b) hasil koreksi NMO menggunakan kecepatan terlalu tinggi (c) hasil koreksi NMO menggunakan kecepatan terlalu rendah.....	21
Gambar 2.16	Diagram Proses <i>Stack</i> . Masing-masing <i>receiver</i> menerima satu <i>trace</i> , setelah di- <i>stack trace-trace</i> tersebut bergabung menjadi satu <i>trace</i>	21
Gambar 2.17	Prinsip CMP <i>Stacking</i> . (1) Dua puncak yang bertemu pada waktu yang sama, (2) puncak dan lembah yang bertemu pada waktu dan amplitudo yang sama, (3) puncak dan lembah bertemu pada	

	waktu dan amplitudo yang berbeda, (4) dua puncak bertemu pada waktu yang berbeda	22
Gambar 2.18	Proses pemantulan pada reflector miring	23
Gambar 2.19	Perbedaan penampang waktu dengan struktur geologi	24
Gambar 2.20	Pemetaan titik pemantul secara geometris pada model pemantul miring	25
Gambar 2.21	Model pemantul hasil rekaman sebelum migrasi (a) Gambaran pemantul hasil migrasi (b)	26
Gambar 2.22	Metode geometris proses migrasi pada model pemantul miring, (a) penampang perekaman (b) penampang migrasi	27
Gambar 2.23	Analisa kuantitatif dari proses migrasi, titik C pada kemiringan pemantul AB dipindahkan ke C' pada pemantul A'B'	28
Gambar 2.24	(a) Refleksi yang terjadi pada medium dengan kecepatan lateral konstan ; (b) kurva waktu tempuh dari gambar (a) dengan puncaknya tepat berada di bawah geophone penerima ; (c) refleksi yang terjadi pada medium dengan perubahan kecepatan lateral ; (d) adanya kesalahan posisi puncak waktu tempuh yang tidak lagi berada tepat dibawah geophone penerima	30
Gambar 2.25	Tahapan Migrasi PSDM	32
Gambar 2.26	(a) data 10 shot gather dari suatu titik difraktor (b) Migrasi titik difraktor dikembalikan menjadi berbentuk titik lagi	33
Gambar 2.27	Kecepatan RMS (a) dan kecepatan interval (b) Salah satu cara untuk mendapatkan kecepatan interval dari kecepatan RMS adalah menggunakan persamaan Dix	33
Gambar 2.28	Konsep <i>time residuals</i>	36
Gambar 2.29	<i>Residual moveout</i> positif (kiri) dan <i>residual moveout</i> negatif (kanan)	37

Gambar 2.30	Geometri non zero-offset ray untuk membangun teori tomografi waktu tempuh refleksi	39
Gambar 2.31	Sinar gelombang pada sebuah CDP	41
Gambar 2.32	Geometri <i>supergather</i> secara horizontal dan vertical.....	42
Gambar 3.1	Diagram alir proses penelitian.....	45
Gambar 3.2	Header data time gathers	46
Gambar 3.3	Proses <i>picking semblance</i> pada tahap analisa kecepatan 1	46
Gambar 3.4	instruksi dan input data yang digunakan dalam proses <i>running</i> PSTM.....	48
Gambar 3.5	Instruksi dan input data yang digunakan dalam proses pembuatan kecepatan RMS.....	49
Gambar 3.6	Proses interpretasi horizon pada <i>time migrated seismic section</i>	50
Gambar 3.7	proses interpretasi horizon pada <i>depth migrated seismic section</i>	52
Gambar 3.8	Instruksi dan input data pada proses <i>running</i> PSDM.....	53
Gambar 3.9	proses picking semblance pada tahapresidual move out.....	54
Gambar 4.1	Hasil model kecepatan stack	56
Gambar 4.2	Proses picking semblance dan koreksi NMO	56
Gambar 4.3	<i>seismic section</i> dari hasil kecepatan stack	58
Gambar 4.4	Hasil kecepatan RMS	59
Gambar 4.5	Model kecepatan RMS setelah <i>smoothing</i>	60
Gambar 4.6	Seismic section hasil PSTM	61
Gambar 4.7	Anomali pull up pada penampang seismik.....	62
Gambar 4.8	hasil interpretasi horizon pada penampang seismic	64
Gambar 4.9	Model kecepatan interval	65
Gambar 4.10	Penampang seismic hasil PSDM	67
Gambar 4.11	(a) penampang seismic hasil PSTM pada CDP 2570-2808 dan waktu 0-1000 ms (b) penampang	

	seismic hasil PSDM CDP 2570-2808 dan kedalaman 0-1000 m	68
Gambar 4.12	(a) penampang seismic hasil PSTM pada CDP 2530-2770 dan waktu 2000-3000 ms (b) penampang seismic hasil PSDM CDP 2530-2770 dan kedalaman 2000-3000 m.....	69
Gambar 4.13	(a) Efek pull up pada penampang seismic hasil PSTM (b) Efek pull up pada penampang seismic hasil PSDM.....	70
Gambar 4.14	hasil Interpretasi horizon pada penampang seismic hasil migrasi domain kedalaman	71
Gambar 4.15	Koreksi <i>residual moveout</i>	73
Gambar 4.16	model kecepatan interval hasil tomografi 1	74
Gambar 4.17	model kecepatan interval hasil tomografi 2.....	74
Gambar 4.18	model kecepatan interval hasil tomografi 3.....	75
Gambar 4.19	model kecepatan interval hasil tomografi 4.....	75
Gambar 4.20	model kecepatan interval hasil tomografi 5.....	76
Gambar 4.21	Penampang seismik setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan	77
Gambar 4.22	(a) Penampang seismik sebelum dilakukan perbaikan kecepatan pada CDP 2530-2808 dan pada kedalaman 0-1000 m (b) Penampang seismik setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan pada CDP 2530-2808 dan pada kedalaman 0-1000 m .	78
Gambar 4.23	a) Penampang seismic sebelum dilakukan perbaikan kecepatan pada CDP 2330-2410 dan pada kedalaman 1000-1700 m (b) Penampang seismic setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan pada CDP 2330-2410 dan pada kedalaman 1000-1700 m	79
Gambar 4.24	a) Efek pull up pada penampang seismic sebelum dilakukan perbaikan kecepatan (b) Tidak ada efek pull up pada penampang seismic setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan	80

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Dalam menghadapi permasalahan mengenai *recovery* cadangan hidrokarbon dunia, suatu metode diluncurkan oleh para ahli geofisika. Metode tersebut dinamakan metode seismik. Metode tersebut untuk saat ini merupakan metode geofisika yang paling sering digunakan dalam eksplorasi hidrokarbon di dunia. Sedangkan beberapa metode lain sedang dicoba dikembangkan untuk melaksanakan eksplorasi hidrokarbon yang efisien dan efektif. Metode seismik adalah suatu metode dalam geofisika yang digunakan untuk mempelajari struktur dan strata bawah permukaan bumi. Metode ini memanfaatkan perambatan, pembiasan, pemantulan gelombang seismik. Dengan menggunakan metode ini akan memudahkan pekerjaan eksplorasi hidrokarbon karena dengan metode seismik dapat diselidiki batuan yang diperkirakan mengandung hidrokarbon atau tidak. Tentu saja metode ini pun harus didukung oleh adanya data-data geologi yang lengkap. Secara umum dalam suatu langkah eksplorasi hidrokarbon, urutan penggunaan metode seismik adalah sebagai berikut, pengambilan data seismik (*seismic data acquisition*), pengolahan data seismik (*seismic data processing*), interpretasi data Seismik (*seismic data interpretation*).

Dalam penelitian ini penulis menggunakan langkah kedua dalam metode seismik, yaitu pengolahan data seismik dengan menggunakan metode migrasi. Migrasi adalah suatu teknik pemrosesan data seismik untuk memetakan *event-event* seismik pada posisi yang sebenarnya (Sheriff & Geldart, 1995). Proses migrasi menghasilkan penampang migrasi dalam kawasan waktu disebut dengan migrasi waktu/*Time Migration*. Migrasi ini umumnya dapat berlaku selama variasi kecepatan secara lateral kecil hingga sedang. Jika variasi kecepatan lateral besar dapat mengakibatkan terjadinya kesalahan dalam pembuatan model kecepatan di bawah permukaan bumi sehingga citra bawah

permukaan bumi yang dihasilkan menjadi jelek dan tidak akurat. Untuk mengatasi hal ini biasanya dilakukan teknik migrasi dalam kawasan kedalaman dengan menggunakan metode *horizon based depth tomography* atau lebih sering disebut dengan PSDM (*pre-stack depth migration*). PSDM merupakan bagian dari proses pengolahan data seismik yang cukup menarik perhatian, karena disebabkan oleh justifikasi dan pertimbangan *depth image* yang dihasilkan PSDM mampu mendeskripsikan struktur geologi bawah permukaan secara akurat, kuat dan dapat dipercaya. Proses migrasi ini memiliki tiga maksud utama, yaitu untuk mengestimasi kecepatan migrasi, menghasilkan *image* struktur geologi, dan menghadirkan suatu *image* yang amplitudo atau atributnya mampu memberikan suatu petunjuk mengenai sifat-sifat batuan dan fluida. Kurang sempurnanya pencitraan bawah permukaan bumi pada metode *pre-stack time migration* (PSTM) dapat berakibat fatal dalam proses eksplorasi hidrokarbon, salah satunya adalah semakin besar pengeluaran yang dikeluarkan akibat dari kesalahan pencitraan reflektor target di bawah permukaan bumi. Oleh karena itu pemahaman mengenai metode *pre-stack depth migration* (PSDM) perlu dipelajari lebih lanjut agar dapat mengurangi kesalahan pencitraan bawah permukaan dalam proses eksplorasi hidrokarbon.

1.2 Perumusan Masalah

Permasalahan yang dihadapi dalam proses penelitian ini adalah:

1. Bagaimana cara melakukan migrasi *pre-stack* domain kedalaman pada data seismik 2 dimensi (2D) dengan *software data processing*?
2. Bagaimana cara menghilangkan efek *pull up* pada penampang seismik hasil PSTM?
3. Bagaimana perbedaan penampang seismik hasil pengolahan data seismik *pre-stack time migration* (PSTM) dengan *pre-stack depth migration* (PSDM)?

1.3 Batasan Masalah

Dalam penelitian ini berlaku beberapa batasan masalah, diantaranya:

1. Data seismik yang digunakan dalam penelitian adalah satu set data *time gather* dengan format SEG-Y yang telah dilakukan proses *filtering*.
2. Pengolahan data seismik dari tahap Analisa kecepatan sampai pada tahap *velocity refinement* menggunakan metode *horizon based depth tomography*

1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan yang ingin dicapai dalam pelaksanaan kerja praktek ini adalah sebagai berikut:

1. Melakukan migrasi pre-stack domain kedalaman pada data seismik 2 dimensi (2D) dengan *software data processing*.
2. Menghilangkan efek *pull up* pada penampang seismik hasil PSTM
3. Membandingkan penampang seismik hasil pengolahan data seismik *pre-stack time migration* (PSTM) dengan *pre-stack depth migration* (PSDM)

1.5 Manfaat Penelitian

Penelitian ini bermanfaat untuk:

1. Mendapatkan citra bawah permukaan yang lebih bagus dan akurat dengan menggunakan metode *horizon based depth tomography*
2. Memberikan rekomendasi kepada pihak terkait mengenai proses perbaikan kecepatan dengan menggunakan metode *horizon based depth tomography*



“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Prinsip Gelombang Seismik

2.1.1. Tipe gelombang seismik

Pulsa seismik merambat melewati batuan dalam bentuk gelombang elastis yang mentransfer energi menjadi getaran partikel batuan. Meskipun demikian, penjararan gelombang seismik dapat ditampilkan ke dalam bentuk kecepatan dan tegangan partikel yang disebabkan oleh vibrasi selama penjararannya. Kecepatan gelombang dalam batuan dimana pergerakan partikel mengalirkan energi yang terjadi dapat menentukan kecepatan gelombang seismik dalam batuan tersebut (Sukmono, 2008). Berdasarkan medium penjararannya, gelombang seismik dibagi menjadi dua tipe yaitu gelombang Tubuh (*Body Wave*) dan gelombang Permukaan (*Surface Wave*).

A. Gelombang Tubuh

Gelombang Tubuh merupakan gelombang yang energinya ditransfer melalui medium di dalam bumi (Priyono, 2006). Berdasarkan sifat gerakan partikel mediumnya, gelombang Tubuh dibagi menjadi dua, yaitu gelombang-P/Gelombang Primer/*Pressure* (Gambar 1 (a)) dan gelombang-S/gelombang Sekunder/*Shear* (Gambar 1 (b)).

Pergerakan partikel pada gelombang-P sejajar dengan arah penjararannya atau merambat secara longitudinal (Priyono, 2006). Gelombang-P merambat paling cepat, sehingga merupakan gelombang yang pertama kali terekam dan dapat melewati medium padat dan medium cair. Kecepatan gelombang-P di kerak bumi sebesar 5-7 km/s, kecepatan di mantel dan inti bumi sebesar > 8 km/s, kecepatan di air sebesar 1,5 km/s dan kecepatan di udara sebesar 0,3 km/s (Braile, 2004). Secara matematik, gelombang-P ditulis sebagai berikut (Priyono, 2006):

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

dimana:

V_p = kecepatan primer

k = modulus Bulk (menyatakan *incompressibility*)

μ = konstanta lame (menyatakan *rigidity*)

= densitas

Menurut Veeken (2007) beberapa energi dari gelombang-P dikonversi menjadi energi gelombang-S pada titik refleksi. Pergerakan gelombang-S tegak lurus terhadap arah rambatannya. Jika arah gerakan partikelnya pada bidang horizontal, maka gelombang-S tersebut merupakan gelombang-S horizontal (SH) dan jika pergerakan partikelnya pada bidang vertikal, maka gelombang-S tersebut merupakan gelombang-S vertikal (SV) (Priyono, 2006). Gelombang-S hanya merambat dalam benda padat dan tiba setelah gelombang-P dengan kecepatan merambat dalam benda padat dan tiba setelah gelombang-P dengan kecepatan yang bervariasi. Pada kerak bumi kecepatan gelombang-S sebesar 3-4 km/s, pada mantel bumi kecepatannya sebesar >4,5 km/s sedangkan kecepatannya pada inti bumi sebesar 2,5-3 km/s (Braile, 2004). Secara matematik, gelombang-S ditulis sebagai berikut (Priyono, 2006):

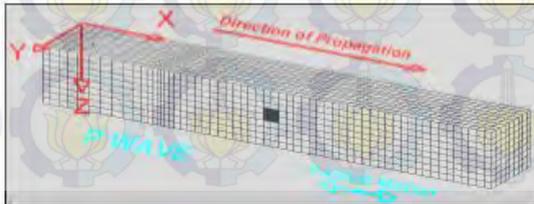
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [2]$$

dimana:

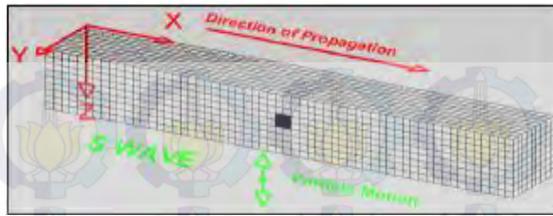
V_s = kecepatan sekunder

μ = konstanta lame (menyatakan *rigidity*)

= densitas



(a)



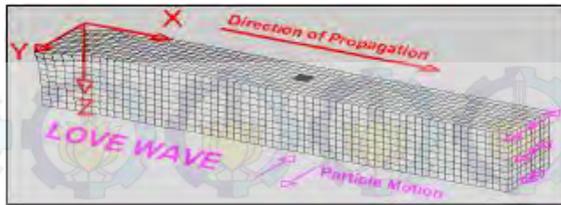
(b)

Gambar 2.1. Jenis-jenis gelombang tubuh (a) gelombang-P (b) gelombang-S (Braile, 2004)

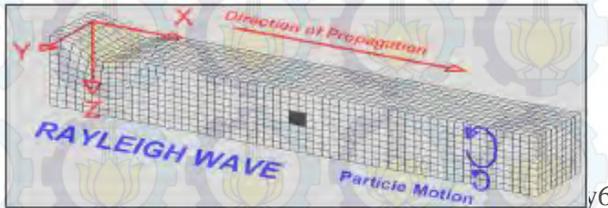
B. Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang transfer energinya terjadi pada permukaan bebas dan menjalar dalam bentuk *ground roll* dengan kecepatan berkisar antara 500 m/s hingga 600 m/s (Priyono, 2006). Gelombang permukaan memiliki amplitudo besar dan frekuensi yang rendah. Ada dua tipe gelombang permukaan, yaitu gelombang *Love* (Gambar 2.2 (a)) dan gelombang *Rayleigh* (Gambar 2 (b)). Gelombang *Love* merupakan gelombang permukaan yang gerakan partikelnya mirip dengan gelombang-SH, yaitu terjadi secara transversal (Priyono, 2006). Selain itu gelombang *Love* merupakan gelombang permukaan yang terbesar dan amplitudonya akan meluruh secara eksponensial seiring dengan bertambahnya kedalaman. Kecepatan dan penetrasi gelombang *Love* bergantung pada frekuensi, semakin kecil frekuensi maka kecepatan dan penetrasi akan semakin besar. Gelombang *Love* merambat lebih cepat dari pada gelombang *Rayleigh* (Braile, 2004).

Gelombang *Rayleigh* memiliki gerakan partikel yang merupakan kombinasi dari gerakan partikel gelombang P dan SV. Gerakan partikel gelombang ini terpolarisasi elips dengan faktor amplitudo yang mempunyai tanda berkebalikan sehingga gerakan partikelnya mundur (Priyono, 2006). Kecepatan dan penetrasi gelombang *Rayleigh* bergantung pada frekuensi, semakin kecil frekuensi maka kecepatan dan penetrasi akan semakin besar (Braile, 2004).



(a)



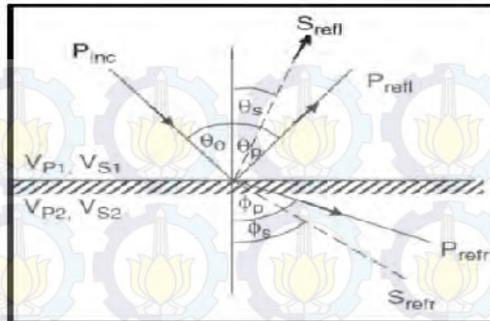
(b)

Gambar 2.2. Jenis-jenis gelombang permukaan (a) gelombang Rayleigh (b) Ggelombang Love (Braile, 2004)

2.2 Hukum – Hukum Perambatan Gelombang Seismik

2.2.1 Hukum Snellius

Aplikasi utama hukum Snellius dalam bidang seismik adalah untuk menentukan sudut refleksi dan refraksi gelombang yang timbul pada bidang batas lapisan yang berbeda, dimana sudut datang dan sudut pantul diukur dari batas normal antara dua lapisan dengan impedansi seismik yang berbeda. Hukum Snellius menyatakan bahwa sudut refleksi selalu menunjukkan sudut yang sama dengan sudut datangnya. Energi yang ditransmisikan melewati bidang batas lapisan akan mengalami perubahan arah perambatan yang disebut dengan refraksi gelombang seismik. Arah gelombang seismik yang dibiarkan bergantung pada perbandingan kecepatan kedua lapisan yang dilalui. Gambar 2.3 adalah hubungan antara kecepatan yang berbeda dimana $V_{p2} > V_{s2} > V_{p1} > V_{s1}$. Akibatnya, sudut refraksi untuk kedua gelombang-P dan gelombang-S lebih besar dari sudut refleksi yang ditimbulkan (Gadallah dan Fisher, 2009).



Gambar 2.3. Refleksi dan refraksi dari timbulnya gelombang-P Saat $V_{p2} > V_{s2} > V_{p1} > V_{s1}$ (Gadallah dan Fisher, 2009)

dimana:

P_{inc} = gelombang-P datang

P_{refl} = refleksi gelombang-P

P_{refr} = refraksi gelombang-P

S_{refl} = refleksi gelombang-S

S_{refr} = refraksi gelombang-S

o = sudut datang gelombang terhadap garis normal

p = sudut refleksi gelombang-P

s = sudut refleksi gelombang-S

p = sudut refraksi gelombang-P

s = sudut refraksi gelombang-P

Secara matematis, hukum Snellius refraksi ditulis sebagai berikut:

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad [3]$$

dimana:

1 = sudut datang

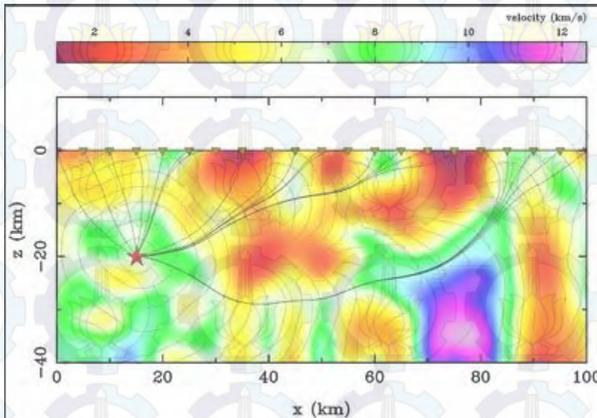
2 = sudut bias

V_1 = kecepatan cahaya sebelum dibiaskan

V_2 = kecepatan cahaya sesudah dibiaskan

2.2.2 Prinsip Fermat

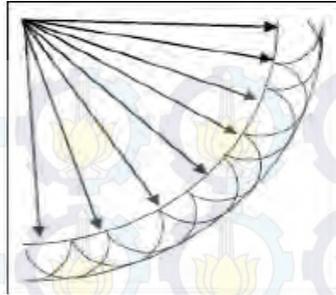
Sebuah pulsa seismik yang merambat dalam suatu medium akan mengikuti jalur yang menghubungkan antara *source* dan *receiver*. Namun, menurut prinsip Fermat menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lain maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang tercepat. Hal ini berarti bahwa mungkin ada lebih dari satu fenomena refleksi primer. Dalam penjalaran gelombang dari satu titik ke titik selanjutnya yang melewati suatu medium tertentu akan mencari suatu lintasan dengan waktu tempuh yang paling sedikit.



Gambar 2.4. Prinsip Fermat pada mekanisme penjalaran gelombang seismik (Stacey, 1977)

2.2.3 Prinsip Huygens

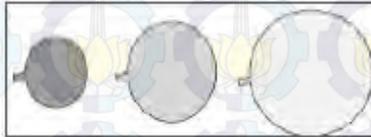
Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber bagi gelombang baru. Posisi dari muka gelombang dalam dapat seketika ditemukan dengan membentuk garis singgung permukaan untuk semua *wavelet* sekunder. Prinsip Huygens (Gambar 2.5) mengungkapkan sebuah mekanisme dimana sebuah pulsa seismik akan kehilangan energi seiring dengan bertambahnya kedalaman.



Gambar 2.5. Prinsip Huygen (Gadallah dan Fisher, 2009)

2.3 Atenuasi dan Absorpsi Gelombang Seismik

Gelombang seismik yang merambat pada jarak yang semakin jauh akan mengalami pengurangan kekuatan gelombang yang diakibatkan adanya *geometrical spreading* atau *spherical spreading*. Besar pengurangan energi ini berbanding lurus dengan jarak penjalaran gelombang. Faktor atenuasi dapat dikoreksi dengan *spherical divergen correction*. Perhatikan analogi dari balon (Gambar 2.6). Awalnya, balon berwarna buram (tidak tembus cahaya), setelah diisi udara warna balon perlahan menjadi terang hingga akhirnya menjadi transparan. Hal ini disebabkan balon menjadi semakin tipis seiring dengan bertambahnya ukuran.



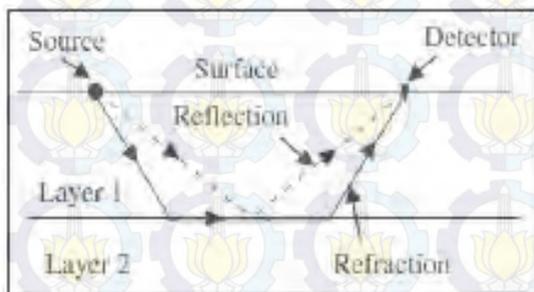
Gambar 2.6. Efek dari pemompaan balon (Gadallah dan Fisher, 2009)

Batuan bukan merupakan pengantar energi seismik yang baik. Batuan terdiri dari partikel-partikel tunggal yang disebut dengan kristal. Bila sejumlah energi mengenainya maka akan dihamburkan dan sebagian lainnya akan diserap (absorpsi). Selain itu, karena perambatan gelombang seismik melibatkan gerakan dari partikel-partikel, maka ada beberapa gesekan dari masing-

masing partikel batuan tersebut yang dapat mengakibatkan beberapa energi seismik berubah menjadi panas. Semakin tinggi frekuensi gelombang seismik, maka semakin besar kehilangan panas dan absorpsi yang terjadi. Faktor absorpsi dapat dikoreksi dengan menggunakan *attenuation correction* atau *Q compensation*.

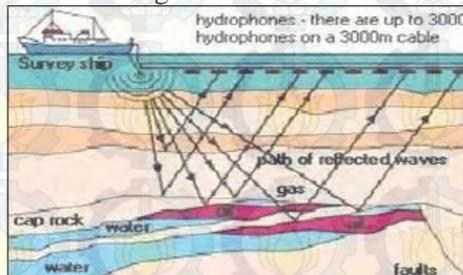
2.4 Metode Eksplorasi Seismik

Hal yang perlu diperhatikan dalam metode seismik terkait dengan sumber energi (*source*) dan alat penerima (*receiver*) gelombang seismik adalah peristiwa refleksi (pemantulan) dan refraksi (pembiasan). Gambar 2.7 menunjukkan bahwa lapisan pertama dan kedua memiliki jenis batuan yang berbeda sehingga densitas kecepatan dari perambatan gelombang seismik juga akan berbeda. Ketika gelombang seismik melewati batas antara lapisan pertama dan kedua, sebagian dari energi akan dipantulkan kembali ke permukaan pada lapisan pertama dan sebagian ada yang ditransmisikan ke lapisan kedua. Jika kecepatan seismik pada lapisan pertama lebih cepat dari lapisan kedua, maka yang terbentuk adalah sudut gelombang seismik yang direfleksi. Sebaliknya, jika kecepatan seismik pada lapisan kedua lebih cepat daripada di lapisan pertama, maka akan terbentuk sudut transmisi gelombang seismik yang direfraksikan di sepanjang lapisan perbatasan. Refraksi tidak akan terjadi jika jarak *source* dan *detector* (*receiver*) cukup dekat.



Gambar 2.7. Refleksi dan refraksi gelombang seismik (Gadallah dan Fisher, 2009)

Berdasarkan jumlah *receiver* yang digunakan, metode seismik refleksi terdiri dari dua jenis, yaitu *single channel* dan *multi channel*. *Single channel* seperti ditunjukkan pada Gambar 2.7, yaitu dalam proses eksplorasi hanya menggunakan satu buah *receiver* saja, sehingga mengakibatkan resolusi data seismik yang diperoleh kurang baik. Sedangkan *multi channel* ditunjukkan seperti pada Gambar 2.8, yaitu pada proses eksplorasi menggunakan *receiver* berjumlah lebih dari satu, sehingga resolusi data seismik yang diperoleh menjadi lebih baik. Pada *multi channel* dikenal istilah *fold coverage*. *Fold coverage* merupakan titik reflektor yang menerima banyak gelombang suara yang dipantulkan dari *source* yang berbeda. Istilah *fold coverage* juga dikenal dengan istilah *Common Mid Point (CMP)*.

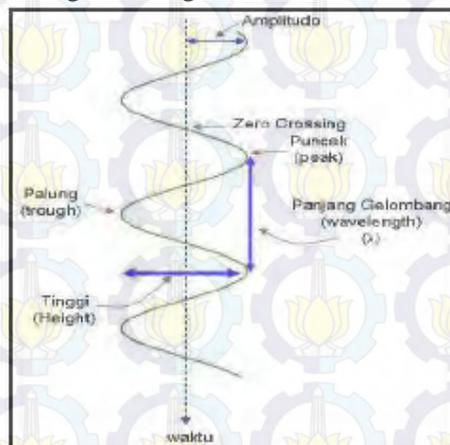


Gambar 2.8. *Multi channel* seismik refleksi

Pemrosesan data seismik lebih sering dilakukan pada metode refleksi daripada metode refraksi. Metode refraksi lebih baik digunakan untuk mengidentifikasi kecepatan akustik pada daerah dangkal. Metode refraksi juga dapat digunakan untuk mendeteksi secara detail struktur sedimen di kedalaman tertentu (Gadallah dan Fisher, 2009). Salah satu sifat akustik yang khas pada batuan yang sangat dipengaruhi oleh *velocity* adalah impedansi akustik (Z) yang merupakan hasil perkalian antara densitas (ρ) dan *velocity* (V). Impedansi akustik adalah kemampuan batuan untuk melewatkan gelombang seismik yang melaluinya (Abdullah, 2007).

$$Z = \rho V \quad [4]$$

dalam Z , *velocity* memiliki arti yang lebih penting daripada densitas. Porositas dan fluida pengisi pori batuan (air, minyak dan gas) lebih mempengaruhi harga *velocity* daripada densitas. Z juga dianalogikan dengan *acoustic hardness*. Batuan yang keras dan sukar dimampatkan seperti batu gamping dan granit memiliki nilai Z yang tinggi, sedangkan batuan yang lunak dan mudah dimampatkan seperti lempung memiliki nilai Z yang rendah (Sukmono, 2008). Istilah polaritas digunakan untuk tampilan rekaman seismik. *Society of Exploration Geophysicist* (SEG) mendefinisikan polaritas normal sebagai berikut : 1). Sinyal seismik positif akan menghasilkan tekanan akustik positif pada hidrofoni di air, 2). Sinyal seismik yang positif akan terekam sebagai nilai negatif pada perekaman, defleksi negatif pada monitor dan *trough* (palung) pada penampang seismik. Pada penampang seismik, bila bidang batas refleksi dimana Z pada lapisan kedua lebih besar dari pada Z di lapisan pertama ($Z_2 > Z_1$) akan berupa *trough* (palung). Sebaliknya, bila $Z_2 < Z_1$ akan berupa *peak* (puncak) (Sukmono, 2008). Gambar 2.9 menunjukkan bagian-bagian dari gelombang seismik.



Gambar 2.9. Bagian - bagian gelombang seismic (Abdullah, 2007).

refleksi terjadi ketika kontras Z di antara kedua lapisan dengan sudut datang 0^0 sebagai berikut:

$$Z = \frac{v_2\rho_2 - v_1\rho_1}{v_2\rho_2 + v_1\rho_1} \quad [5]$$

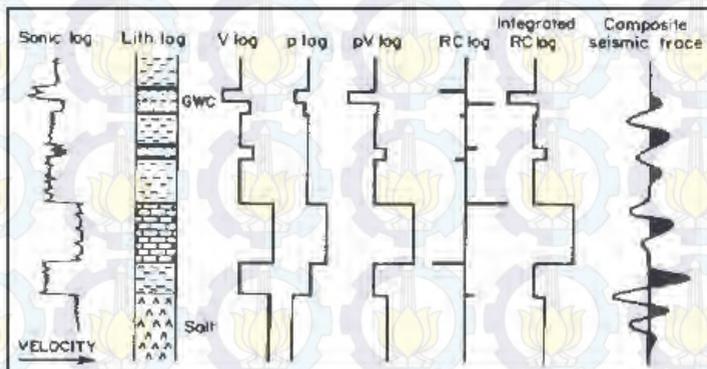
dimana:

Z = impedansi akustik

$v_1\rho_1$ = impedansi akustik lapisan pertama

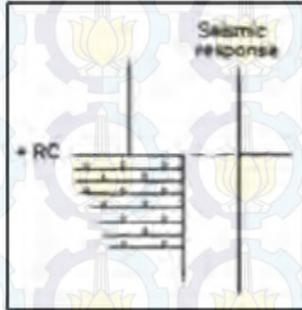
$v_2\rho_2$ = impedansi akustik lapisan kedua

Salah satu masalah utama dalam refleksi gelombang seismik adalah timbulnya interferensi seismik yang disebabkan oleh bidang perlapisan yang tipis. Interferensi seismik adalah perpaduan dua buah gelombang yang koheren yaitu dua buah gelombang yang memiliki frekuensi dan beda fase yang tetap. Interferensi terdiri dari dua jenis, yaitu interferensi yang saling menguatkan atau konstruktif dan intereferensi yang saling melemahkan atau destruktif. Gambar 2.10 menunjukkan *composite seismic trace* yang tidak berkorelasi dengan batas akustik sebenarnya (*log sonic*) yang disebabkan adanya *overlapping* beberapa reflektor (Sukmono, 2008).



Gambar 2.10. Diagram Perbedaan Resolusi *Sonic Log* dan *Seismic Trace* (Badley, 1985).

dampak dari peristiwa interferensi ini adalah tidak terbentuknya pulsa gelombang berupa *spike* (Gambar 2.11). *Spike* menjelaskan sifat kelangsingan dari sebuah *wavelet* atau gelombang refleksi. Semakin langsing gelombang, maka akan semakin baik. Gelombang yang “gemuk” dapat disebabkan oleh peristiwa atenuasi dan absorpsi gelombang seismik.



Gambar 2.11. Pulsa Gelombang *Spike* (Badley, 1985)

2.5 Konsep Kecepatan Gelombang Seismik

Kecepatan adalah nilai perubahan/kedudukan tiap satuan waktu. Pada pengolahan data seismik dikenal beberapa konsep dasar yang sering digunakan yaitu:

1. Kecepatan sesaat atau V_{ins} (*instantaneous velocity*) adalah laju gelombang yang merambat melalui satu titik dan diukur pada arah rambatan gelombang, ditulis sebagai:

$$V = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{dz}{dt} \quad [6]$$

2. Kecepatan interval atau V_{int} (*interval velocity*) adalah laju rata-rata antara dua titik yang diukur tegak lurus terhadap kecepatan lapisan yang dianggap sejajar, ditulis sebagai:

$$V_n^2 = \frac{(\tau_n V_{i\tau}^2) - (\tau_{n-1} V_{i\tau-1}^2)}{(\tau_n) - (\tau_{n-1})} \quad [7]$$

dengan v_n adalah kecepatan interval tiap lapisan yang dibatasi oleh lapisan $(n-1)$ dan lapisan n , t_n dan t_{n-1} adalah waktu tempuh dua arah untuk data *zero-offset*, serta V_n dan V_{n-1} adalah kecepatan RMS yang terkait dengan tiap lapisan.

3. Kecepatan rata-rata atau V_{ave} (*average velocity*) adalah kedalaman tertentu dibagi dengan waktu tempuh vertical dari permukaan ke suatu kedalaman, secara matematis kecepatan rata-rata dinyatakan seperti berikut:

$$V_{ave}(z) = \frac{z}{\tau(z)} = \frac{z}{\int_0^z \frac{dz}{v(z)}} \quad [8]$$

4. Kecepatan RMS (*Root Mean Square*), yaitu akar dari kuadrat rata-rata kecepatan interval. Kecepatan rms selalu lebih besar daripada kecepatan rata-rata kecuali untuk kasus satu lapisan, kecepatan rms dirumuskan sebagai berikut:

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad [9]$$

dimana:

V_i = Kecepatan masing-masing lapisan

t_i = Waktu tempuh masing-masing lapisan

5. Kecepatan NMO (*Normal Move Out*) adalah nilai kecepatan empiris yang memenuhi dengan tepat hubungan antara T_x dan T_0 pada persamaan NMO, hal ini dapat dituliskan sebagai:

$$V_{NMO} = \frac{x^2}{(t_x^2 - t_0^2)} \quad [10]$$

6. Kecepatan stack (*stacking velocity*) adalah nilai kecepatan empiris yang memenuhi dengan tepat hubungan antara waktu tempuh pada jarak x (T_x) dan waktu mula-mula (T_0) pada persamaan *normal move out*

$$T_x^2 = T_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} \quad [11]$$

dimana:

T_x = waktu tempuh dua arah pada jarak x

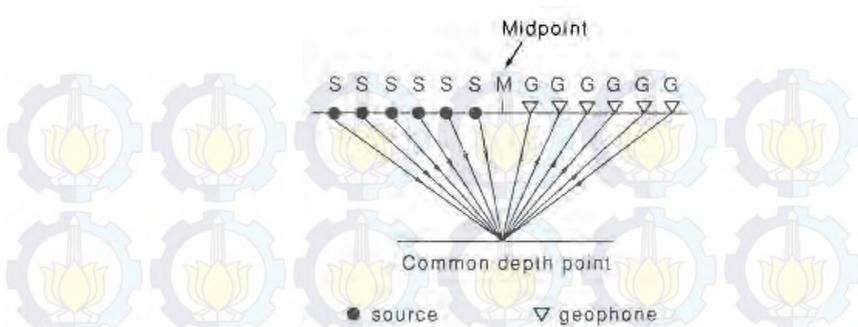
T_0 = waktu tempuh dua arah pantulan normal

x = jarak dari offset nol ke offset x

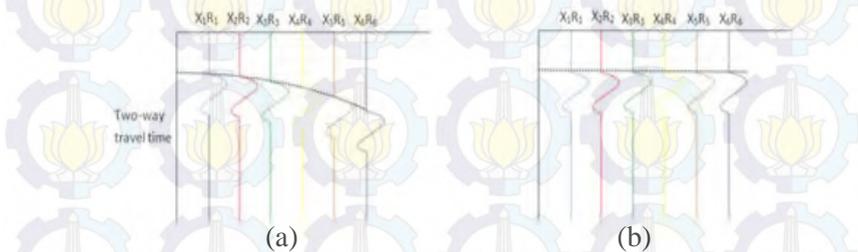
2.6 CDP Gather

Mayne (1962) memperkenalkan teknik *common depth point stacking* untuk meningkatkan S/N dan analisis kecepatan yang lebih baik untuk konversi kedalaman. Refleksi seismik yang berasal dari beberapa pasangan titik tembak dan penerima yang dipantulkan pada satu titik pantul yang sama yang dikenal sebagai *common depth point (CDP)*, kemudian dikumpulkan dalam satu *CDP gather* seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.12. Selanjutnya data hasil rekaman seismik dari setiap *CDP gather* diurutkan (*sorting*) ke dalam satu susunan pertambahan jarak (*offset*) terhadap waktu tempuh seperti pada gambar 2.13 (a). Proses *sorting* CDP ini dilakukan pada setiap *shot gather* data seismik dari lapangan.

Setelah melakukan proses *sorting*, kemudian data waktu tiba setiap *trace* dalam CDP gather dikoreksi *normal move out (NMO)* seperti ditunjukkan oleh gambar 2.13 (b), yaitu koreksi waktu tiba refleksi tiap *trace* terhadap waktu mula-mula ($t=0$). Setelah dilakukan koreksi NMO kemudian dilanjutkan dengan proses *stacking*. *Stacking trace* adalah *trace* hasil penjumlahan (*stack*) *trace-trace* dalam CDP gather yang telah dikoreksi NMO sehingga amplitudo refleksi akan saling menguatkan sedangkan untuk amplitudo *noise* yang sifatnya random akan saling melemahkan.



Gambar 2.12 CDP gather



Gambar 2.13 CDP gather sebelum dilakukan proses NMO (a) CDP gather setelah dilakukan proses NMO (b)

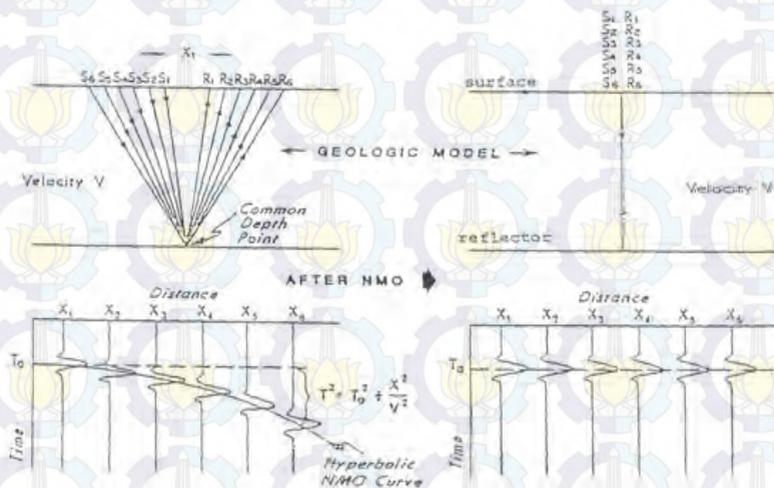
2.7 Koreksi Normal Move Out (NMO)

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

dengan *Zero Offset*. Secara matematis *Normal Move Out* di rumuskan sebagai berikut:

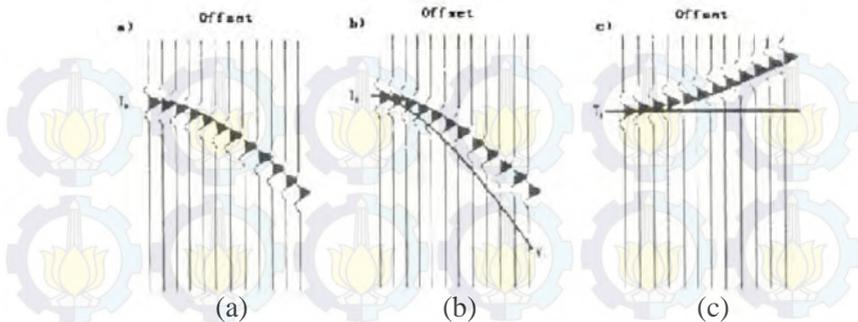
$$(T_x)^2 = (T_o)^2 + \left(\frac{X}{V}\right)^2 \quad [12]$$

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



Gambar 2.14 Koreksi NMO

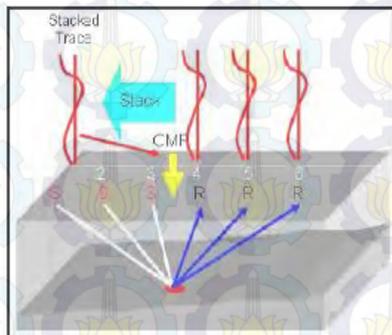
Kecepatan NMO tidak bernilai konstan tetapi bergantung pada jarak (*offset*) antara sumber dan penerima. Karena hasil dari koreksi NMO sensitif terhadap kecepatan yang digunakan maka fenomena ini dapat digunakan untuk menentukan kecepatan yang mendekati sebenarnya. Kecepatan NMO yang sesuai akan memberikan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



Gambar 2.15 Perbandingan antara (a) event refleksi pada CDP gather sebelum NMO (b) hasil koreksi NMO menggunakan kecepatan terlalu tinggi (c) hasil koreksi NMO menggunakan kecepatan terlalu rendah.

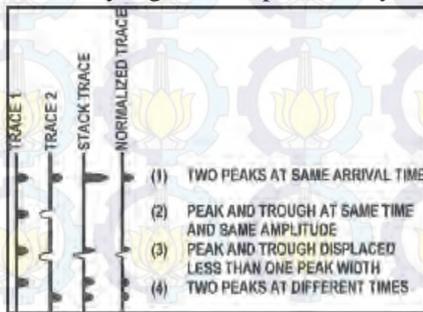
2.8 Stacking

Stacking adalah penggabungan dua atau lebih *trace* menjadi satu *trace* atau disebut dengan *gather data* (Gambar 2.13). Penggabungan ini dapat terjadi dengan beberapa cara. Dalam pengolahan data digital, amplitudo dari *trace* dinyatakan sebagai angka, sehingga *stacking* dapat dilakukan dengan menambahkan angka- angka tersebut.



Gambar 2.16. Diagram Proses *Stack*. Masing-masing *receiver* menerima satu *trace*, setelah di-*stack trace-trace* tersebut bergabung menjadi satu *trace* (Tristiyoherni, 2010) .

Prinsip CMP *stacking* ini dapat dilihat pada Gambar 2.17. Keterangan nomor (1) merupakan penggabungan dua *trace* (puncak gelombang) yang muncul pada waktu yang sama menghasilkan puncak yang tinggi sebagai hasil dari penambahan dua buah puncak. Nomor (2) merupakan penggabungan puncak dan lembah yang bertemu pada waktu dan amplitudo yang sama sehingga akan meniadakan satu sama lain. Nomor (3) menunjukkan puncak dan lembah yang bertemu pada waktu dan amplitudo yang berbeda sehingga gelombang yang terbentuk adalah setengah dari lebar puncak dan lembah aslinya. Nomor (4) menunjukkan dua puncak yang berada dalam waktu yang berbeda, kombinasi dari *trace* akan memiliki dua puncak yang terpisah dengan ukuran yang sama seperti aslinya.



Gambar 2.17. Prinsip CMP *Stacking*. (1) Dua puncak yang bertemu pada waktu yang sama, (2) puncak dan lembah yang bertemu pada waktu dan amplitudo yang sama, (3) puncak dan lembah bertemu pada waktu dan amplitudo yang berbeda, (4) dua puncak bertemu pada waktu yang berbeda.

Dengan meningkatkan rasio S/N, maka dapat meningkatkan kualitas sinyal, namun tetap memiliki *noise*. Mempertimbangkan semua *noise* yang ada, perbaikan rasio S/N dengan *stacking* akan menjadi n waktu, dimana n adalah kelipatan waktu. Tujuan utama dalam merekam data multi kelipatan adalah untuk *stacking* semua *trace* secara bersama-sama. *Stacking* tidak efektif dalam menekan *multiple* dan difraksi. Sebelum akhir *stacking* semua

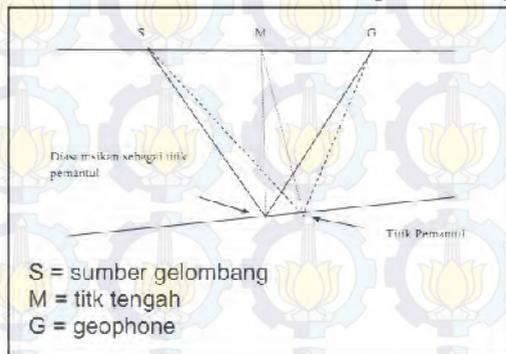
koreksi NMO, DMO, statik dan sebagainya harus dilakukan. Umumnya sebelum dekonvolusi dan analisa kecepatan, *gather* di-*stack* agar memiliki gambaran kasar tentang perbedaan horizontal, *noise* yang besar dan sebagainya. *Stack* ini disebut juga *Brute Stack*.

2.9 Migrasi

2.9.1 Pengertian Migrasi

Migrasi dalam pengolahan data seismik merupakan suatu proses yang dapat memindahkan posisi pemantul semu (hasil rekaman) ke posisi pemantul sebenarnya (pemantul geologi) dan mengumpulkan titik difraksi ke puncak kurva difraksi (Yillmaz, 1987).

Perpindahan posisi pemantul pada data hasil perekaman dapat disebabkan oleh pemantul miring dan patahan. Perpindahan ini erat kaitannya dengan kesalahan anggapan yang diambil pada proses pemantulan (gambar 2.18). Pada penampang seismik dengan offset nol (*zero offset seismic section*), gelombang yang diterima aoleh penerima dianggap sebagai penggambaran bentuk lapisan tepat dibawah sumber (source) dan penerima (geophone).

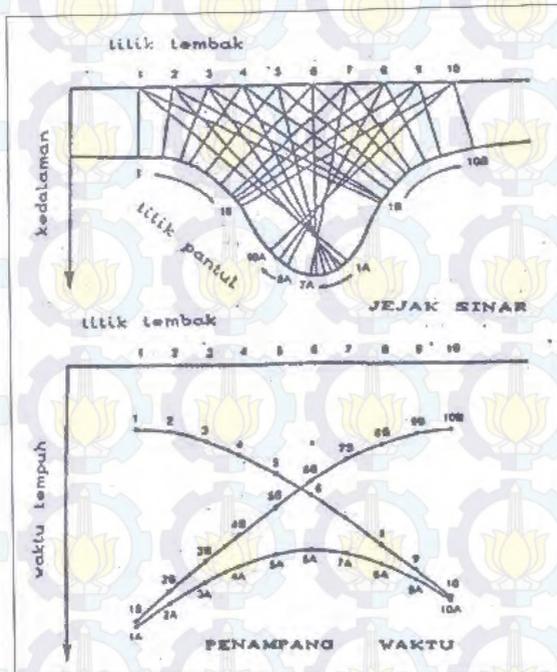


Gambar 2.18 Proses pemantulan pada reflector miring

Asumsi ini akan benar apabila pemantul tersebut datar, jika pemantul tersebut miring maka gelombang yang datang tidak terpantul tepat di bawah titik tengah (*midpoint*). Akibatnya

penampang seismik hasil proses perekaman tidak sesuai dengan struktur geologi yang sebenarnya seperti yang ditunjukkan oleh gambar 2.19 Proses migrasi bertujuan tidak hanya untuk memindahkan reflektor semu ke posisi sebenarnya, menurut (Musolin, 1993) migrasi juga dapat digunakan untuk:

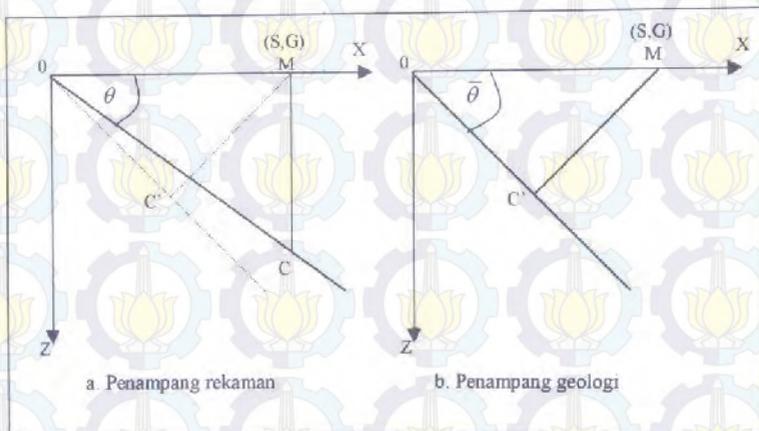
- Memfokuskan difraksi yang timbul karena adanya perubahan sifat batuan yang mendadak.
- Menghilangkan distorsi karena perubahan kecepatan secara lateral, untuk migrasi domain kedalaman sebelum stack.
- Memperoleh kecepatan yang lebih akurat, untuk struktur geologi yang lebih kompleks.



Gambar 2.19 Perbedaan penampang waktu dengan struktur geologi (Musolin, 1993)

2.9.2 Prinsip Migrasi Secara Geometri

Proses migrasi secara geometri adalah melakukan pendistribusian semua kemungkinan titik pemantul dengan jarak tertentu dari titik offset nol (*zero offset*) (Berkhout, 1985). Apabila suatu sumber seismik (S) dan geophone (G) berada di satu titik offset nol (M) dan diberikan gambaran pemantul yang sebenarnya (OC') dan pemantul rekaman (OC), maka gelombang dari (M) akan dipantulkan di C' dan akan direkam di M, jarak penjalaran gelombang MC' dipetakan secara vertikal pada bidang x-z ke segmen MC (gambar 2.20).

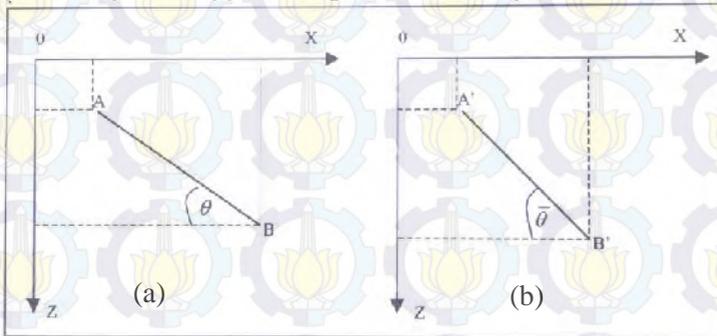


Gambar 2.20 Pemetaan titik pemantul secara geometris pada model pemantul miring

Dalam penggambaran ini dianggap kecepatan medium konstan ($v=1$), sehingga koordinat waktu dan kedalaman dapat dipertukarkan. Dengan demikian jarak tempuh $MC = MC'$, terlihat bahwa proses perekaman diatas menggeser titik pantul geologi C' ke C. dari gambar 2.20 dapat diturunkan persamaan sebagai berikut:

$$\sin \bar{\theta} = \frac{MC'}{OM} = \frac{MC}{OM} = \tan \theta \quad [13]$$

Persamaan [13] diatas merupakan suatu ungkapan yang dikenal sebagai hubungan antara sudut kemiringan migrasi $\bar{\theta}$ dan sudut kemiringan rekaman θ . Pada gambar 2.21 dilakukan proses migrasi dengan menggunakan pemantul miring (AB).



Gambar 2.21 Model pemantul hasil rekaman sebelum migrasi (a) dan gambaran pemantul hasil migrasi (b)

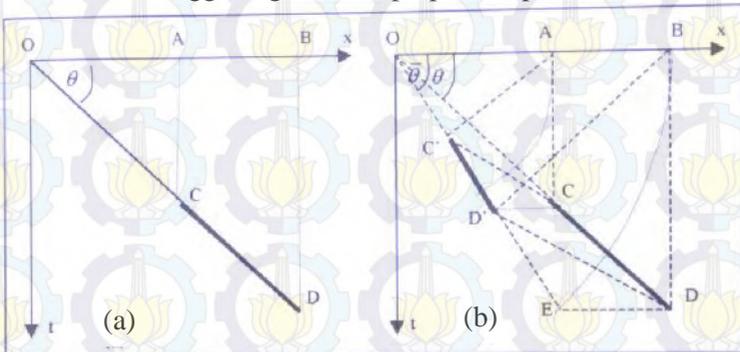
Dengan melakukan proses yang sama dengan gambar 2.20 maka akan diperoleh pemantul hasil migrasi (A'B') akan lebih pendek dengan sudut kemiringan lebih besar dari pemantul hasil rekaman. Secara geometris proses migrasi untuk model bidang miring dengan kecepatan tunggal ditunjukkan pada gambar 2.22 dengan menggunakan persamaan 13, berikut adalah langkah-langkah migrasi pantul dari CD ke C'D' seperti yang telah digambarkan pada gambar 2.22:

1. Memperpanjang segmen pemantul CD hingga memotong sumbu X di O.
2. Dari titik D ditarik garis vertikal hingga memotong sumbu X di B.
3. Membuat busur lingkaran berjari-jari OB dengan titik pusat di O.
4. Dari titik D ditarik garis horizontal hingga memotong busur lingkaran di E.
5. Menghubungkan titik O dan E untuk memperoleh sudut kemiringan migrasi $\bar{\theta}$.

6. Menentukan titik D' dengan $ED = ED'$.
7. Begitu juga untuk titik C ke C' .

Dari proses migrasi secara geometris dapat diambil kesimpulan bahwa:

- Sudut kemiringan bidang pantul setelah migrasi lebih besar daripada kemiringan bidang pantul sebelum migrasi. Jadi migrasi memperbesar sudut kemiringan pemantul.
- Panjang bidang pantul setelah migrasi lebih pendek daripada panjang bidang pantul sebelum migrasi, sehingga migrasi memperpendek pemantul.



Gambar 2.22 Metode geometris proses migrasi pada model pemantul miring, (a) penampang perekaman (b) penampang migrasi

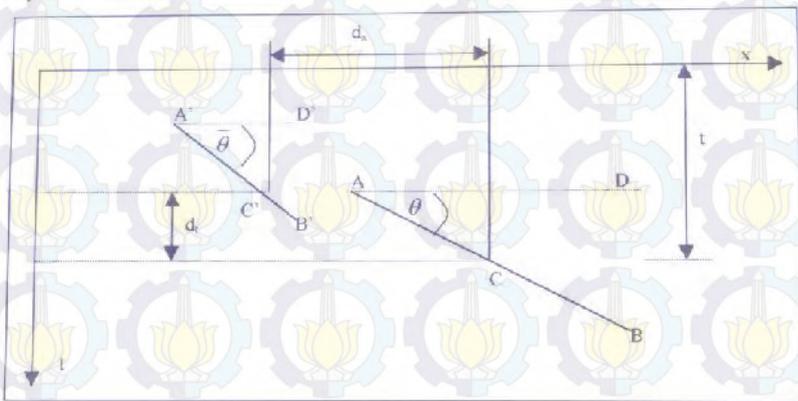
Pada proses migrasi, pemindahan pemantul ke posisi sebenarnya akan menimbulkan pergeseran pemantul ke arah vertical dan horizontal. Besarnya pergeseran vertical dan horizontal pemantul ke posisi pemantul geologi dapat ditentukan dari analisa geometri. Pada gambar 2.23 menunjukkan bahwa pemantul AB dimigrasi ke $A'B'$ dan titik C pada AB dimigrasi ke titik C' pada $A'B'$. Pergeseran secara horizontal (d_x) vertical (d_t) dan sudut kemiringan migrasi ($\bar{\theta}$) diukur dari pemantul sebelum migrasi dan sesudah migrasi ditunjukkan pada persamaan (14), (15), (16). Besarnya pergeseran horizontal dan vertical serta sudut

kemiringan pemantul setelah dimigrasi telah dirumuskan oleh Chun dan Jacewitz (1981).

$$d_x = \frac{v^2 t}{4} \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad [14]$$

$$d_t = t \left(1 - \frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2 \quad [15]$$

$$\frac{\Delta \tau}{\Delta x} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{1}{1 - \frac{v \Delta t}{2 \Delta x}} \quad [16]$$



Gambar 2.23 Analisa kuantitatif dari proses migrasi, titik C pada kemiringan pemantul AB dipindahkan ke C' pada pemantul A'B'

2.9.3 Kirchoff Pre-Stack Migration

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

$$T = T_0^2 + \frac{(x+x_0)^2}{v^2} \quad [17]$$

dengan T adalah waktu termigrasi, T_0 adalah waktu terjadi difraksi, x adalah posisi, V adalah kecepatan, dan X_0 adalah tempat dari titik difraksi.

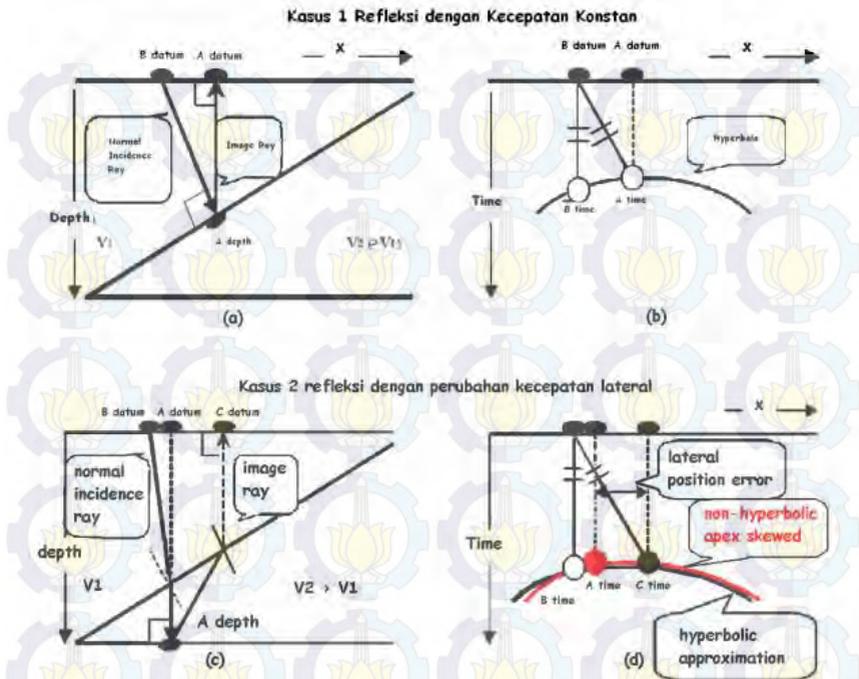
Kirchhoff *pre-stack migration* menjumlahkan keseluruhan titik data di sepanjang kurva difraksi *Pre Stack* dan menandai hasilnya ke puncak (di *zero-offset*). Pada migrasi dalam kawasan waktu, kecepatan rms dan persamaan *double square-root* (persamaan [18]) dipakai untuk menghitung permukaan difraksi, sedangkan pada migrasi dalam kawasan kedalaman, penjalaran gelombang sebenarnya (dari *ray tracing*) dari setiap sumber ke tiap *receiver* digunakan untuk menentukan permukaan difraksi.

$$T = \sqrt{T_0^2 + \frac{(x_r + x_0)^2}{v_{rms}^2}} + \sqrt{T_0^2 + \frac{(x_s + x_0)^2}{v_{rms}^2}} \quad [18]$$

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

2.10 Pre-Stack Depth Migration

Adanya struktur geologi yang kompleks, dalam hal ini perubahan kecepatan dalam arah lateral memerlukan teknik tersendiri dalam pengolahan data seismik. Teknik yang kerap digunakan dalam eksplorasi seismik adalah migrasi *pre-stack* domain kedalaman (PSDM). Migrasi waktu tidak dapat digunakan untuk mengolah data seismik yang memiliki variasi kecepatan lateral. Berikut ini adalah ilustrasi yang menunjukkan kegagalan metode migrasi waktu memindahkan posisi reflektor pada rekaman data seismik ke posisi yang sebenarnya di bawah permukaan (Guo, et al, 2002).



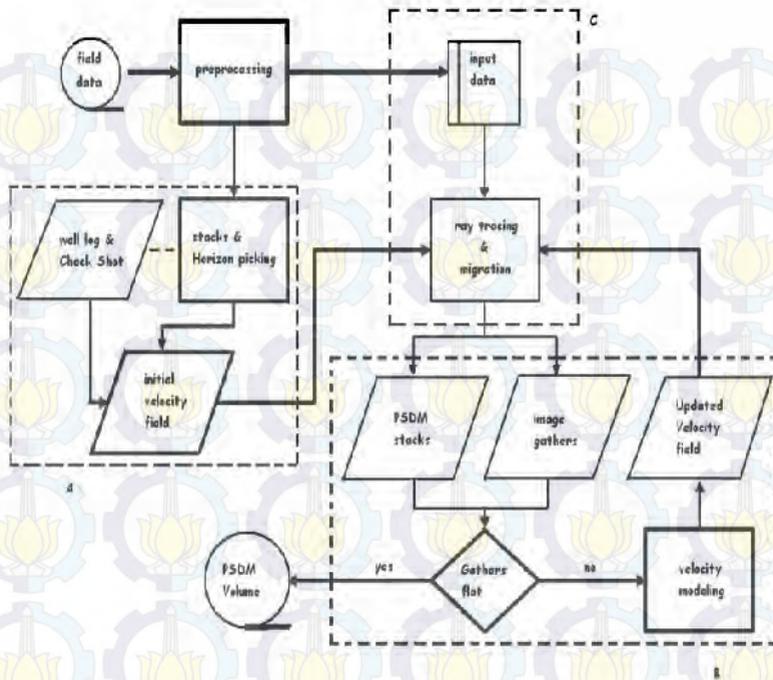
Gambar 2.24. (a) Refleksi yang terjadi pada medium dengan kecepatan lateral konstan (b) kurva waktu tempuh dari gambar (a) dengan puncaknya tepat berada di bawah geophone penerima (c) refleksi yang terjadi pada medium dengan perubahan kecepatan lateral (d) adanya kesalahan posisi puncak waktu tempuh yang tidak lagi berada tepat dibawah geophone penerima (Guo, et al, 2002).

Kasus pertama adalah kasus dimana kecepatan lateral adalah konstan. Sedangkan kasus kedua adalah refleksi gelombang pada saat terdapat perbedaan kecepatan lateral. Kasus pertama dengan kecepatan konstan akan menghasilkan kurva waktu tempuh berbentuk hiperbola dengan puncaknya tepat berada di bawah datum *geophone* merekam sinyal. Ketika dilakukan migrasi waktu maka kurva hiperbola ini akan

dijumlahkan menuju ke puncak hiperbola. Pada saat terdapat variasi kecepatan lateral maka kurva waktu tempuh tidak membentuk hiperbola seperti pada kasus pertama. Puncak hiperbola yang terbentuk bergeser posisinya terhadap posisi datum *geophone* perekam sinyal pada sumbu x . Distorsi ini menyebabkan migrasi waktu (*time migration*) tidak mungkin dilakukan pada daerah yang memiliki variasi kecepatan secara lateral karena migrasi waktu akan menjumlahkan hiperbola menuju ke puncak hiperbola. Apabila puncak hiperbola tidak lagi tepat berada di bawah *geophone* penerima maka akan terdapat kesalahan dalam penempatan titik reflektor.

Untuk mengatasi masalah ini digunakanlah metode *pre-stack depth migration* (PSDM) agar titik difraksi dapat dikembalikan berupa titik setelah dilakukan migrasi. Adapun tahapan yang dilakukan pada saat PSDM seperti yang telah ditunjukkan pada gambar 2.25. Dalam melakukan PSDM data yang digunakan adalah data dalam bentuk *common shot gather*. Data dalam bentuk ini kemudian dilakukan PSDM untuk mengembalikan reflektor sesuai dengan respon seismik yang dihasilkan dalam rekaman data seismik. Sebagai contoh adalah suatu titik difraktor akan dikembalikan menjadi titik kembali dengan menggunakan teknik migrasi PSDM seperti pada gambar 2.26.

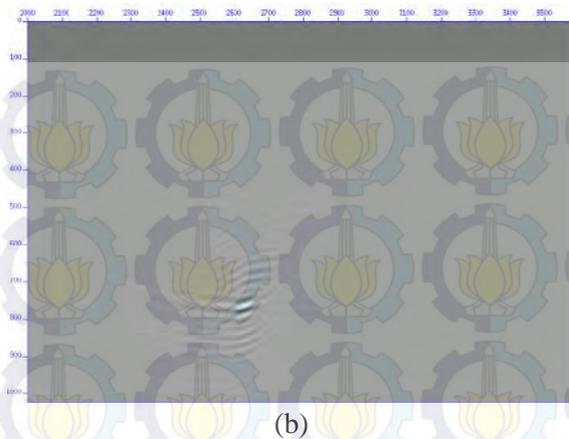
Tahapan terpenting dalam PSDM adalah pembuatan model kecepatan yang akurat. Pembuatan model kecepatan yang salah justru menghasilkan *image* akhir yang lebih buruk dibandingkan dengan *image* awalnya. Hal ini tentu saja harus dihindari karena tujuan dilakukannya migrasi kedalaman *pre-stack* adalah meningkatkan *S/N ratio* sehingga dapat memperlihatkan struktur bawah permukaan dengan lebih jelas. Model kecepatan yang akurat memungkinkan algoritma migrasi berjalan dengan baik dimana penjalaran gelombang seismik dan pembengkokan sinar dalam domain kedalaman diperhitungkan secara baik.



Gambar 2.25. Tahapan Migrasi PSDM (Chang,1998)



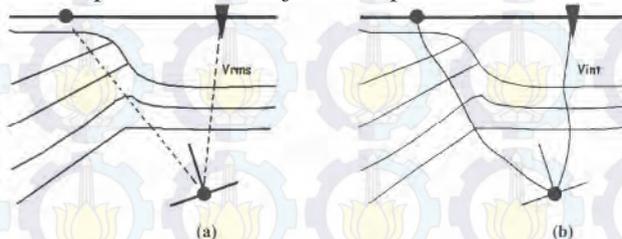
(a)



Gambar 2.26. (a) data 10 shot gather dari suatu titik difraktor (b) Migrasi titik difraktor dikembalikan menjadi berbentuk titik lagi

2.10.1 Pembuatan Model Kecepatan

Hasil *image* yang didapatkan dari migrasi waktu tidak mempertimbangkan distorsi sinar gelombang seperti sinar gelombang yang tidak berupa garis lurus. Hal ini dipengaruhi penggunaan kecepatan RMS pada migrasi waktu. Penggunaan kecepatan RMS pada migrasi waktu ini hanya berfungsi untuk mengetahui kecepatan penjalaran gelombang secara menyeluruh. Akan tetapi kecepatan RMS ini tidak mampu menunjukkan kecepatan tiap lapisan atau kecepatan interval maka dilakukan konversi kecepatan RMS menjadi kecepatan interval.



Gambar 2.27 Kecepatan RMS (a) dan kecepatan interval (b) Salah satu cara untuk mendapatkan kecepatan interval dari kecepatan RMS adalah menggunakan persamaan Dix (Yilmaz, 2001).

Formulasi yang digunakan dalam pembuatan model kecepatan interval sama seperti yang ditunjukkan oleh persamaan [7], persamaan ini disebut sebagai persamaan transformasi Dix. Persamaan Dix ini berdasarkan asumsi bahwa batas lapisan adalah *flat* dan *offset* yang digunakan untuk menghitung kecepatan RMS V_n dan V_{n-1} berada pada kisaran rendah. Metode lainnya untuk mengkonversi kecepatan RMS menjadi kecepatan interval menggunakan metode *ray tracing*. Pada proses ini jejak sinar gelombang dilacak untuk mencari lokasi bawah permukaan yang benar. Untuk mengerjakan proses ini maka perlu dibuat berdasarkan model lapisan hasil interpretasi data seismik yang telah dilakukan migrasi waktu. Metode ini telah memperhitungkan pembelokan sinar gelombang selama sinar gelombang menjalar dari sumber menuju bawah permukaan kemudian menuju *geophone*. Untuk membuat model kecepatan maka diperlukan beberapa input yang terkait dengan hasil interpretasi. Beberapa input yang diperlukan adalah:

- Batas litologi

Model kecepatan dibuat dari unit-unit yang berlapis dimana batas tiap lapisan idealnya terkait dengan kontras kecepatan. Kontras kecepatan yang terbesar pada lapisan geologi merupakan batas lapisan yang diinginkan pada model kecepatan.

- Kecepatan awal dan range kecepatan

Pengetahuan mengenai kecepatan interval awal secara garis besar untuk setiap lapisan geologi setidaknya merupakan input yang berharga untuk membuat model kecepatan awal. Informasi ini didapatkan baik dari informasi downhole, litologi, maupun sifat-sifat yang terkait dengan perubahan kecepatan.

- Informasi kemiringan sudut lokal

Seringkali ketika membuat model kecepatan untuk mencitrakan daerah dengan data kurang baik diperlukan identifikasi terhadap event-event refleksi yang utama. Identifikasi terhadap hal ini merupakan kunci untuk memperbaiki model kecepatan sehingga dapat memungkinkan citra seismik yang lebih jelas untuk dilihat. Tahapan ini memberikan keuntungan dalam

mengantisipasi apa yang diharapkan untuk dilihat pada citra seismik.

- Identifikasi marker yang ada pada data sumur seismik
Identifikasi terhadap marker yang ada pada data sumur akan sangat bermanfaat dalam proses konversi kedalaman. Proses konversi ini menjadi penting untuk mengkalibrasi model kecepatan pada saat konversi kedalaman. Pengikatan data sumur ke horizon merupakan tugas standar yang perlu dikerjakan pada saat pembuatan model kecepatan.

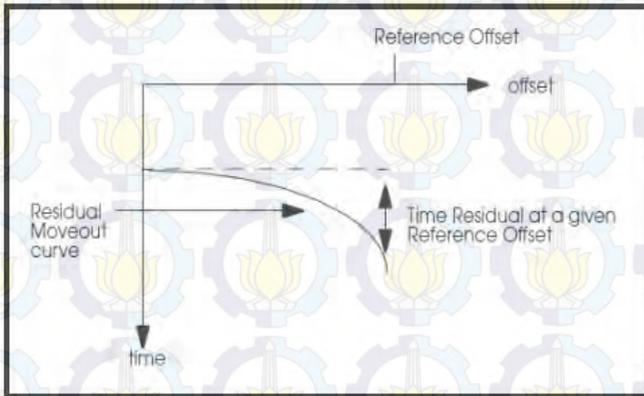
2.10.2 Perbaikan Model Kecepatan

Pembuatan model awal migrasi *pre-stack* domain kedalaman (PSDM) memiliki keterbatasan, terutama dalam perhitungan kecepatan dan kedalaman lapisan bawah permukaan yang sebenarnya. Apabila model kecepatan lapisan cukup akurat maka data gather akan identik untuk tiap *offset*-nya. Hal ini terlihat dengan datarnya event refleksi yang ada di data *gather*. Adanya event refleksi yang tidak datar pada data *gather* merupakan petunjuk bahwa model yang telah dibuat belum cukup akurat. Untuk itulah perlu dilakukan proses perbaikan model awal selama melaksanakan proses PSDM.

Prinsip dasar perbaikan model kecepatan ini adalah melakukan perubahan medan kecepatan untuk menghilangkan *residual moveout*. Apabila suatu event pada model kecepatan masih berbentuk bengkok ke bawah maka kecepatan yang dibuat masih terlalu tinggi, namun apabila event terlihat bengkok ke atas maka kecepatan yang dibuat terlalu rendah. Namun demikian aturan ini tidak menunjukkan lapisan mana yang kecepatannya harus disesuaikan dan seberapa besar kecepatan yang harus disesuaikan. Beberapa metode dapat digunakan melakukan perbaikan model kecepatan, salah satu metode yang cukup populer digunakan dalam memperbaiki model kecepatan adalah metode tomografi, metode ini menjadi solusi global untuk meminimalkan *residual moveout* dengan *least square*.

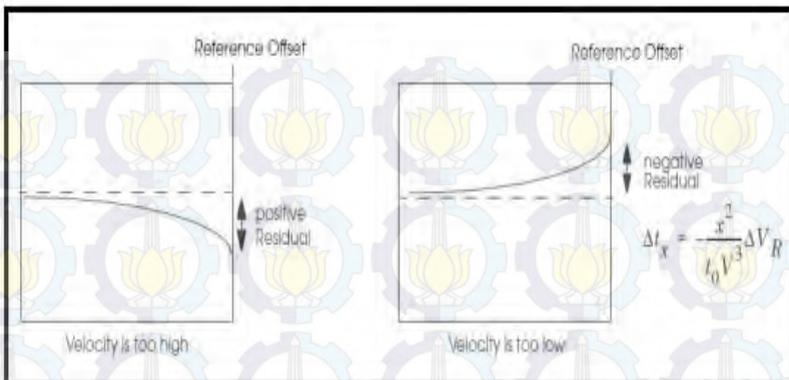
A. Analisis *Residual Moveout*

Analisis *residual moveout* adalah analisis kecepatan yang dilakukan pada model kecepatan yang belum tepat. Analisis *residual moveout* digunakan untuk menemukan kesalahan kecepatan dalam model kecepatan. Analisis ini mengidentifikasi *residual moveout* yang dibutuhkan agar *event* refleksi pada data *depth gathers* lurus. Metode dalam melakukan *residual moveout* menggunakan *semblance*. Jika *semblance* tidak berada pada *zero depth-error* artinya masih terdapat kesalahan dalam penentuan kecepatan. Kesalahan dalam kecepatan didefinisikan dengan menggunakan *time residuals*. Konsep *time residuals* diilustrasikan pada gambar di bawah ini.



Gambar 2.28 Konsep *time residuals*

Time residual adalah pengukuran *moveout* yang masih tersisa pada *event* refleksi setelah koreksi NMO diaplikasikan atau setelah migrasi. Ketika model kecepatan yang digunakan tidak tepat, maka *event* refleksi tidak lurus. Kesalahan ini dihitung dari perbedaan waktu pada lokasi *event* refleksi pada *near-offset* dan *far-offset*.



Gambar 2.29 *Residual moveout* positif (kiri) dan *residual moveout* negatif (kanan)

Offset referensi yang biasanya *far-offset*, digunakan untuk mengukur *residual*-nya. *Residual moveout* positif mengindikasikan bahwa kecepatan yang digunakan terlalu tinggi, begitu pula sebaliknya. Adapun persamaan *residual moveout* yang dituliskan seperti berikut:

$$\Delta t_x(h) = \frac{x^2}{t_0 v^3} \Delta V_R \quad [19]$$

dimana, t_0 = waktu tempuh *zero-offset*, h = *offset* yang bervariasi, t = *residual time moveout* sebagai perbedaan antara *zero-offset* dengan waktu pada *offset* tertentu, V = kecepatan RMS untuk migrasi, V_R = Kecepatan RMS sisa, pada *depth migration* 20 V_{rms} didapatkan dengan mengaplikasikan transformasi Dix dari kecepatan interval. Prosesnya jika dalam migrasi kedalaman yaitu:

- Kecepatan sesaat dalam kedalaman $V_i(z)$, dikonversikan ke skala waktu $V_i(t)$.
- *Depth gathers* dikonversikan ke skala waktu (menggunakan V_i).

- $V_i(t)$ dikonversikan menjadi $V_{rms}(t)$ (menggunakan formula Dix).
- *Residual depth moveout* diskalakan ke time t .
- $V_{rms}(t)$ dikalkulasikan dari t menggunakan persamaan di atas.
- $V_{rms}(t)$ dikonversikan ke kecepatan sesaat pada fungsi kecepatan $V_{cint}(t)$.
- Kecepatan sesaat yang baru dikonversikan menjadi kedalaman $V_{cint}(z)$.

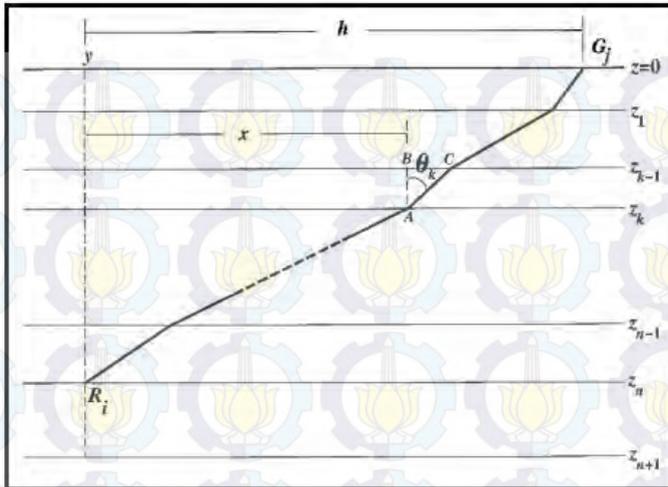
B. Tomografi Refleksi

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.

Update tomografi (p) ke parameter model, yaitu perubahan pada *slowness* (s) dan kedalaman batas lapisan (z), dihasilkan dengan persamaan inversi linier (*Generalized Linier Inversion/GLI*). Berikut ini adalah persamaannya:

$$\Delta p = L^T L^{-1} L^T \Delta t \quad [20]$$

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



Gambar 2.30 Geometri non *zero-offset ray* untuk membangun teori tomografi waktu tempuh refleksi (Yilmaz, 2001)

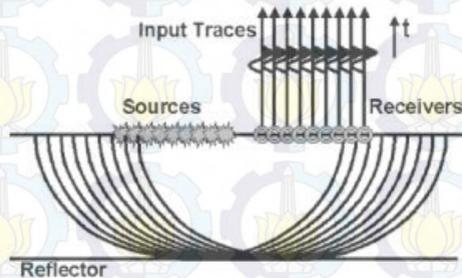
Prosedur untuk model update based tomografi yaitu:

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

$$Z_m = (Z_m - Z_{m-1}) \sec \theta_m \quad [21]$$

$$S_m = (S_m \cos \theta_m) - (S_{m+1} \cos \theta_{m+1}) \quad [22]$$

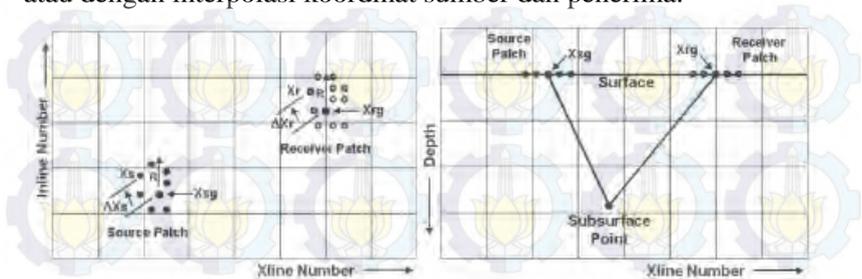
memiliki kelemahan berupa ketidakmampuan untuk mencitrakan secara akurat ketika terdapat struktur kecepatan yang kompleks. Hal ini tidak disebabkan oleh penurunan teori, namun lebih disebabkan oleh aproksimasi yang kerap digunakan dalam merepresentasikan dan menghitung fungsi green waktu tempuh amplitude. Prinsip dasar migrasi Kirchhoff adalah mencari posisi reflektor menggunakan waktu tunda (*delay time*) energi gelombang refleksi. Waktu tempuh pada rekaman seismik memperlihatkan kurva elips untuk data 2 dimensi.



Gambar 2.31 Sinar gelombang pada sebuah CDP (sun, 2000). Kurva elips ini terkadang mengalami distorsi karena adanya variasi pada kecepatan penjalaran gelombang seismik. Posisi puncak terkadang mengalami interferensi sehingga tidak berada pada posisi seharusnya.

Migrasi Kirchhoff secara konvensional akan memindahkan *trace* ke puncak satu persatu. Hal ini tentu saja akan membutuhkan waktu yang cukup lama terlebih dalam waktu perhitungan komputasi. Untuk mengatasi masalah ini maka dalam aplikasinya digunakanlah *supergather*. *Supergather* adalah *trace-trace* yang berdekatan yang diperkirakan memiliki kesamaan. *Trace* dapat dikumpulkan dalam suatu *supergather* apabila koordinat sumber dan penerima pada trace merupakan suatu bagian kecil yang berdekatan. Karena sumber dan penerima pada *supergather* merupakan bagian kecil maka waktu tempuh suatu *trace* dapat diturunkan dengan mudah melalui waktu tempuh *trace*

yang terletak dibagian tengah menggunakan aproksimasi taylor atau dengan interpolasi koordinat sumber dan penerima.



Gambar 2.32 Geometri *supergather* secara horisontal dan vertikal (Sun, 2000)

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

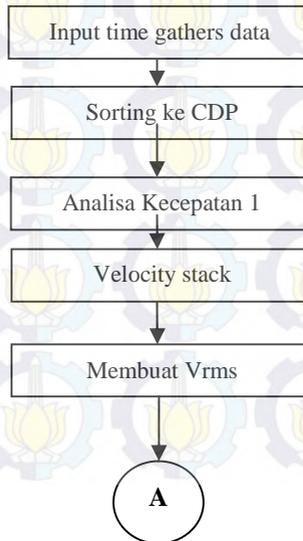
3.1. Data dan Peralatan

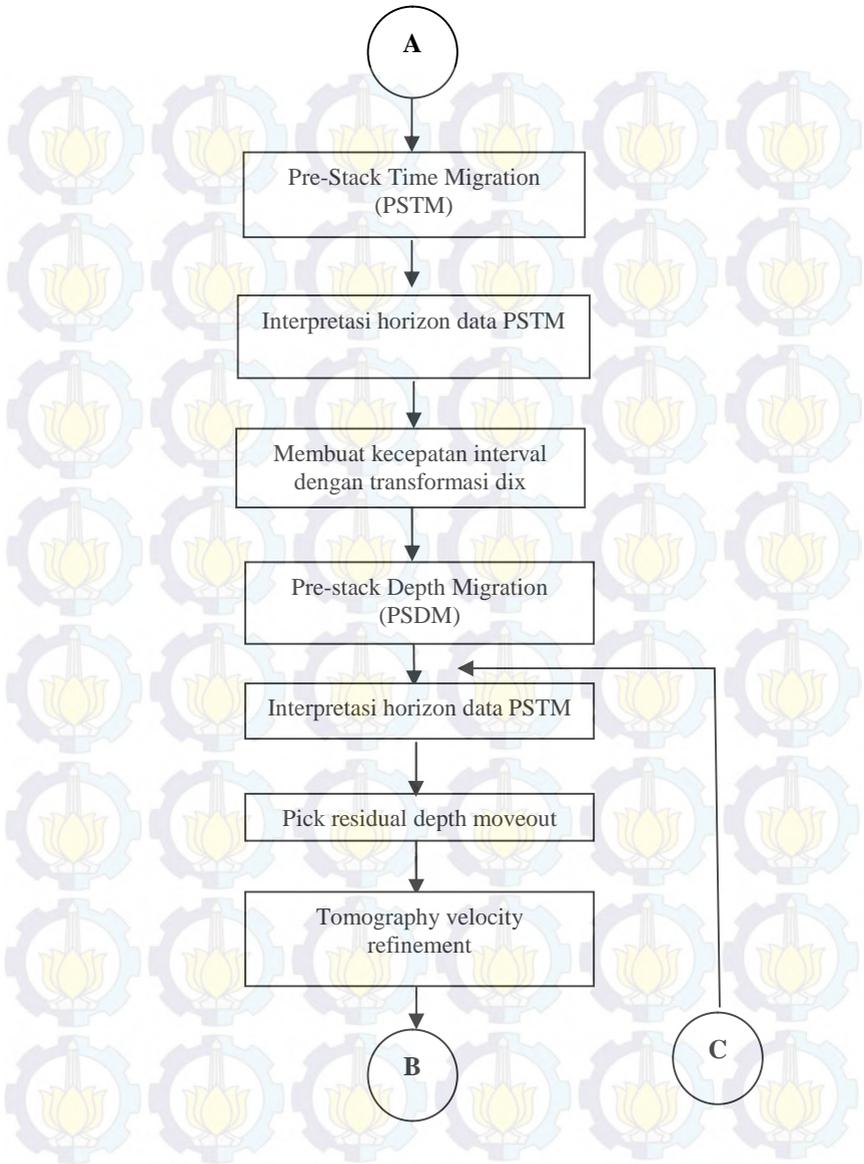
Data yang digunakan dalam proses penelitian ini berupa data *time gathers* dengan keterangan sebagai berikut:

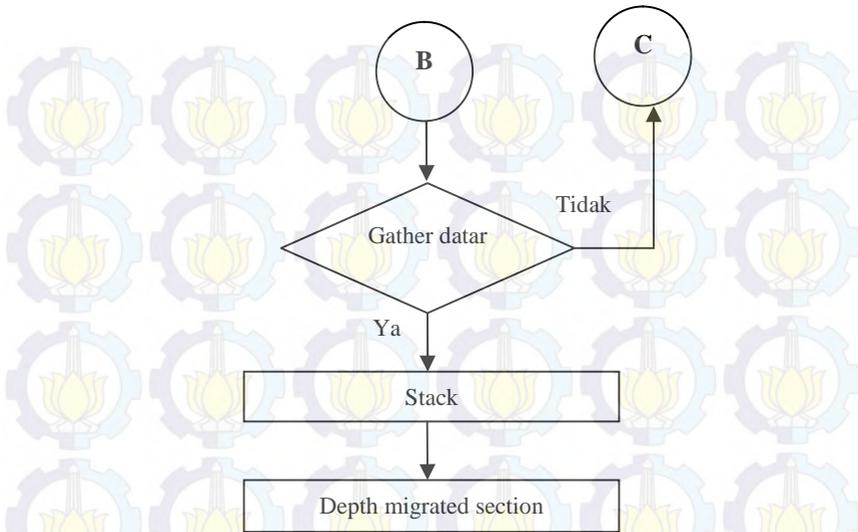
- *First CMP* : 1923
- *Last CMP* : 2808
- *Interval* : 17,52
- *No. Traces* : 886
- *Time (min)* : 0 ms
- *Time (max)* : 4998 ms
- *Sample rates* : 2.00

1 set perangkat keras berupa 1 buah PC *desktop*, 2 buah monitor 19 inch dan perangkat lunak yang digunakan dalam pengolahan data ini adalah Geodepth 2D keluaran Paradigm.

3.2. Alur Pengolahan Data Seismik







Gambar 3.1 Diagram alir proses penelitian

3.2.1. Analisa Kecepatan & Membuat Model Kecepatan Stack

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data *time gathers* dengan format SEG-Y yang telah dilakukan proses *filtering*, data ini memiliki informasi yang tertera pada header seperti pada gambar di bawah ini:

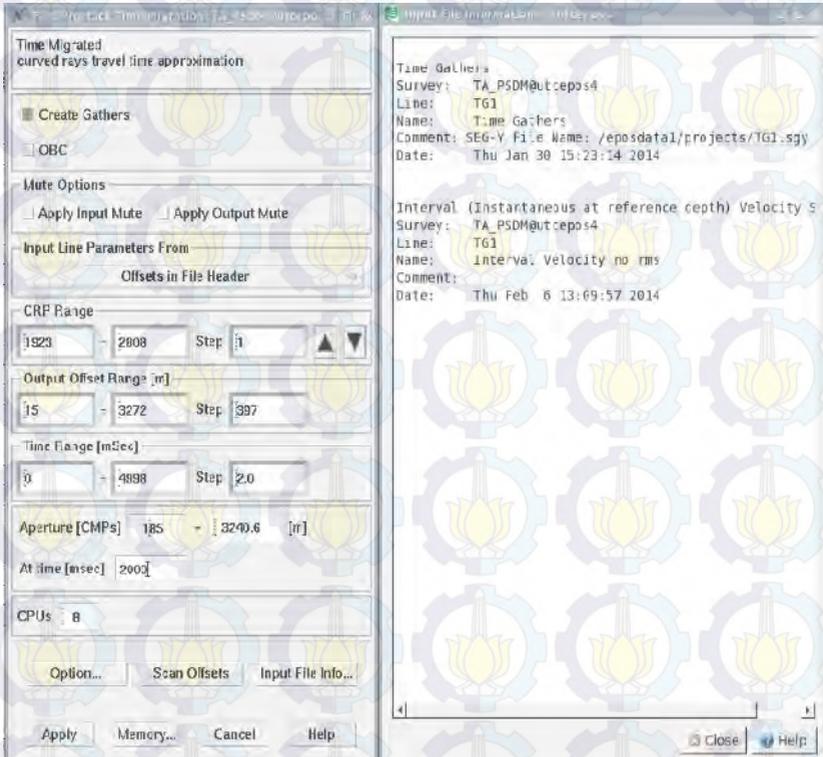
Data-data yang tertera pada *header* tersebut berguna dalam proses *pre-stack time migration* (PSTM) maupun pada proses *pre-stack depth migration* (PSDM). Setelah dilakukan *input* data langkah selanjutnya adalah melakukan analisa kecepatan pada data *time gathers*, tujuan dilakukannya proses analisa kecepatan ini adalah untuk memperoleh model kecepatan *stack* atau model kecepatan awal dalam proses penelitian ini. Pada proses analisa kecepatan dilakukan *picking* kecepatan dengan menggunakan acuan dari warna spektrum *semblance* yang merepresentasikan besarnya energi penjarangan gelombang di bawah permukaan bumi. Jika proses *picking semblance* benar maka penampang *gather* akan terlihat semakin datar karena proses NMO (*normal moveout*) Sehingga didapatkan nilai kecepatan untuk tiap lapisan yang mendekati nilai kecepatan yang sesungguhnya.

3.2.2. Membuat Model Kecepatan RMS (Root Mean Square) dan PSTM

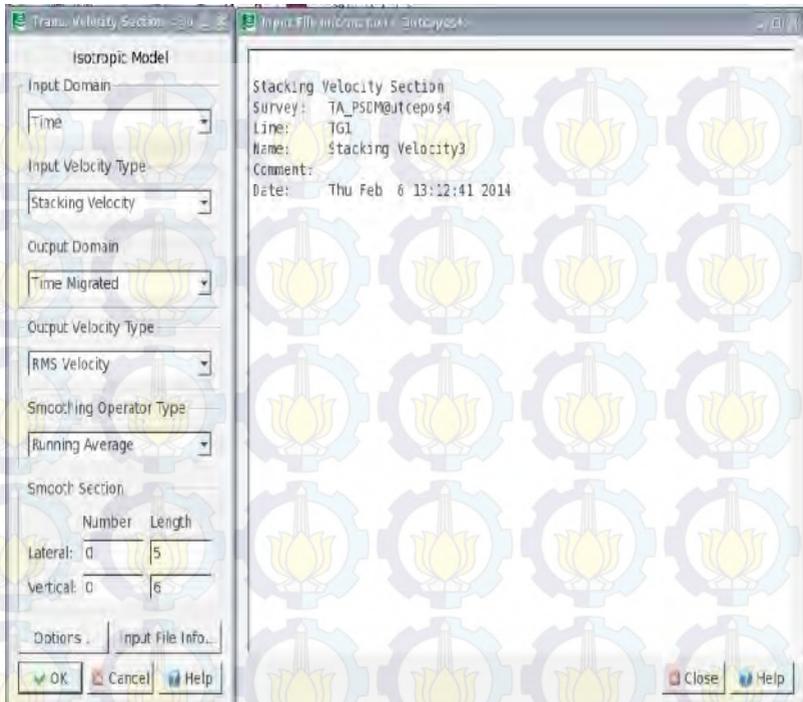
Setelah diperoleh model kecepatan *stack* dari hasil proses analisa kecepatan, kemudian dilakukan pembuatan model kecepatan RMS (*Root Mean Square*) dari hasil model kecepatan *stack* yang dilakukan perhitungan dengan menggunakan persamaan [9], perhitungan kecepatan RMS dilakukan secara otomatis pada software *geodepth 2D*. kecepatan RMS adalah rata-rata kecepatan keseluruhan lapisan bawah permukaan terhadap waktu tempuh yang didapatkan dari akar kuadrat kecepatan rata-rata lapisan struktur bawah permukaan secara vertical terhadap waktu tempuh.

Setelah dilakukan pembuatan model kecepatan RMS kemudian dilakukan proses migrasi menggunakan metode *prestack time migration* (PSTM). PSTM bertujuan untuk memperbaiki susunan dari lapisan–lapisan reflektor sehingga dapat memberikan gambaran geologi sub permukaan yang mendekati kondisi aslinya. Migrasi juga mampu menghilangkan efek difraksi, sehingga dapat memperjelas struktur bawah permukaan dan dapat mempermudah kita dalam melakukan

proses interpretasi horizon seismik. Pada proses migrasi menggunakan metode *Kirchoff*, dimana metode ini mampu memigrasi reflektor curam dengan baik bila kualitas data juga baik.



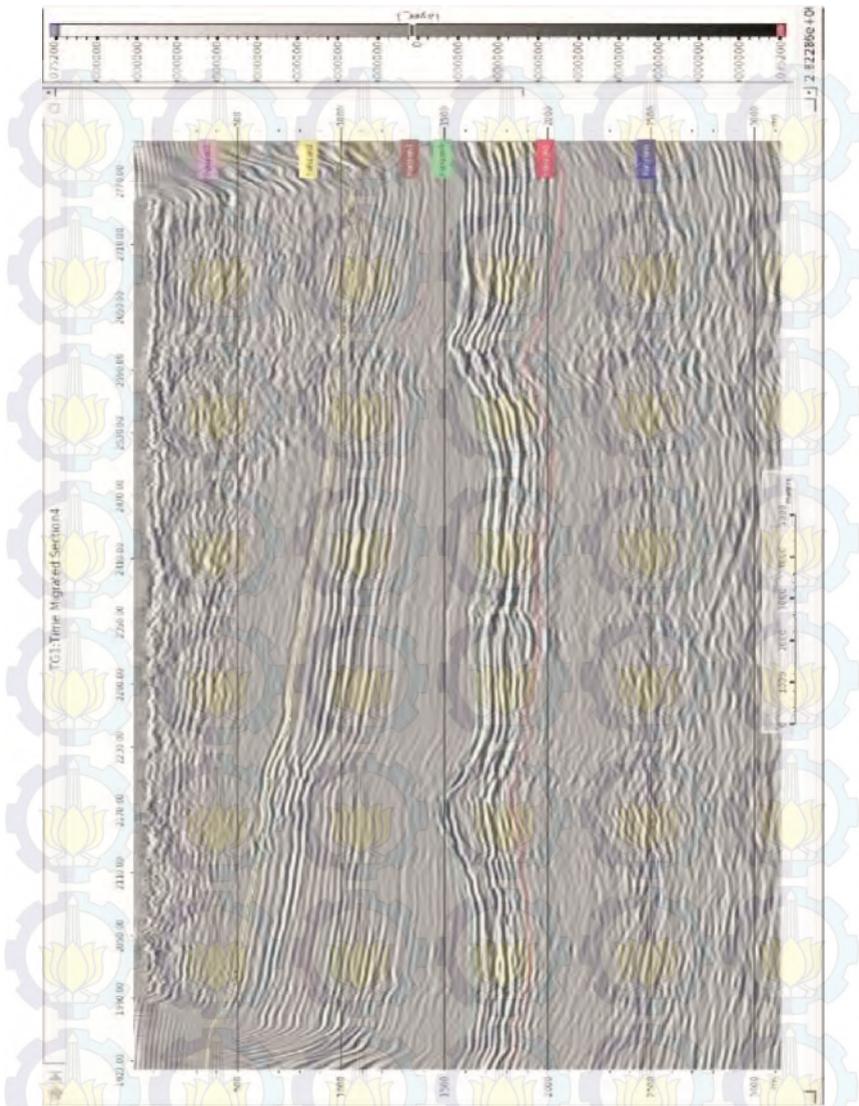
Gambar 3.4 instruksi dan input data yang digunakan dalam proses *running* PSTM



Gambar 3.5 Instruksi dan input data yang digunakan dalam proses pembuatan kecepatan RMS

3.2.3 Interpretasi Horizon Seismik

Proses interpretasi horizon seismik ini dilakukan karena pada proses pembuatan kecepatan interval nantinya dilakukan proses pemodelan kecepatan secara horizon antar bidang perlapisan yang telah diinterpretasi. Sehingga agar diperoleh kecepatan interval yang cukup baik, proses interpretasi horizon seismik harus dilakukan dengan benar.



Gambar 3.6 Proses interpretasi horizon pada *time migrated seismic section*

3.2.4 Membuat Model Kecepatan Interval

Dalam tahap ini dilakukan pembuatan model kecepatan interval pada masing-masing formasi, model kecepatan interval dibuat menggunakan velocity RMS yang telah dihasilkan melalui metode transformasi Dix yang secara umum persamaannya seperti pada persamaan [11] yang terdapat pada bab 2, atau dapat dilihat seperti pada persamaan di bawah ini:

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

dimana:

$V_{\text{int}(A-B)}^2$: kecepatan interval antara permukaan A dan B

T_A : normal *incidence travelttime* untuk permukaan A

T_B : normal *incidence travelttime* untuk permukaan B

3.2.5 Running PSDM dan Interpretasi Horison

Setelah dihasilkan model kecepatan interval pada masing-masing formasi, kemudian model kecepatan interval tersebut digunakan sebagai data masukan pada proses migrasi domain kedalaman atau *Pre-Stack Depth Migration* (PSDM). Tujuan dari migrasi ini sama saja seperti proses migrasi pada domain waktu yaitu untuk menempatkan letak reflektor ke tempat yang sebenarnya namun perbedaannya proses migrasi ini sudah dilakukan dalam domain kedalaman. Setelah dilakukan proses PSDM dan didapatkan *seismic section* dalam domain kedalaman, selanjutnya dilakukan analisa atau interpretasi horizon seismik dalam domain kedalaman. Interpretasi horizon seismik ini dilakukan karena pada proses perbaikan kecepatan menggunakan metode *model based tomography* nantinya model kecepatan akan di perbaiki sesuai dengan horizon seismik yang telah di interpretasi.



Gambar 3.7 proses interpretasi horizon pada *depth migrated seismic section*

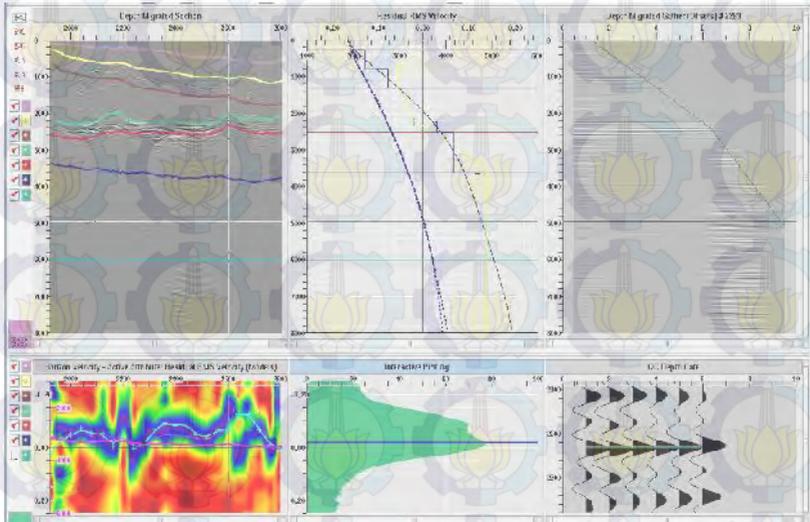


Gambar 3.8 Instruksi dan input data pada proses *running* PSDM

3.2.6 *Residual Moveout* dan *Running Tomography*

Pada proses *residual moveout* ini dilakukan *picking semblance* dan NMO pada lapisan atau horizon yang telah diinterpretasi sebelumnya. Proses ini tidak jauh beda dengan proses analisa kecepatan yang telah dilakukan sebelumnya dimana pada proses ini dilakukan analisa kecepatan hingga mendapatkan kecepatan yang paling optimal sehingga didapatkan *gather* seismik yang semakin datar. Setelah dilakukan proses *residual moveout* dilakukan perbaikan kecepatan menggunakan metode *model based tomography*. Proses perbaikan kecepatan ini dilakukan berdasarkan hasil *residual moveout*, jika terdapat kesalahan dalam proses *picking semblance* pada tahapan *residual moveout* maka hasil perbaikan kecepatan tidak akan maksimal atau malah menjadi lebih jelek daripada sebelumnya. Proses *residual moveout* dan proses perbaikan kecepatan ini dilakukan

secara iterasi atau berulang-ulang hingga didapatkan *gather* seismik yang benar-benar datar.



Gambar 3.9 proses picking semblance pada tahap residual move out

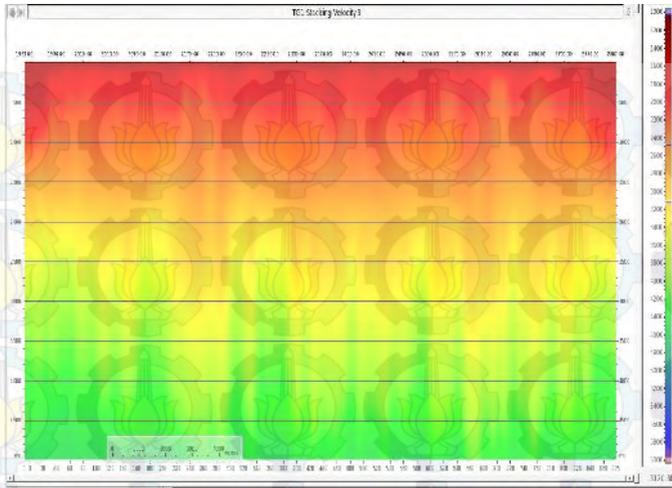
BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

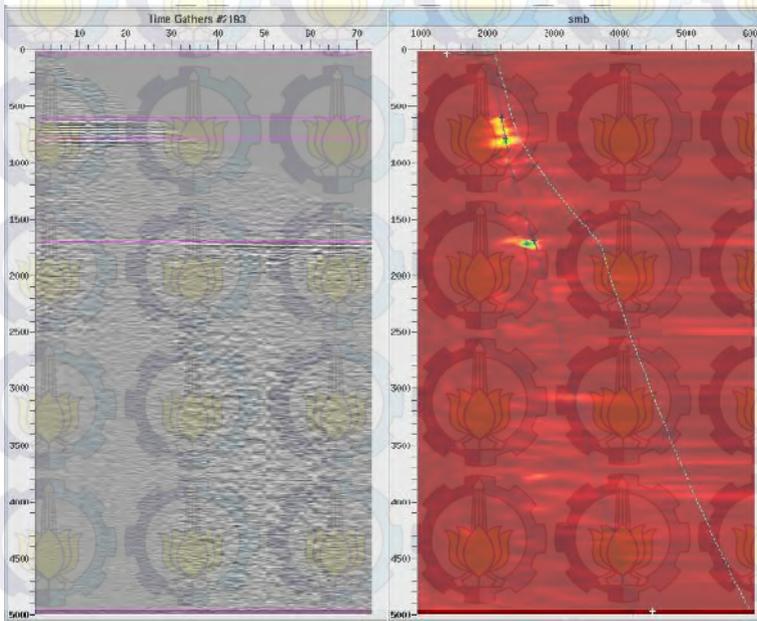
4.1 Analisa Kecepatan

Seperti yang telah dijelaskan pada bab sebelumnya, tujuan dilakukan proses analisa kecepatan adalah untuk membuat model kecepatan *stack* atau model awal kecepatan bawah permukaan bumi. Dalam menghasilkan model kecepatan *stack* dilakukan proses *picking semblance* dan koreksi NMO, dimana proses tersebut dilakukan setiap 10 CDP dari CDP total yang berjumlah 885. *Semblance* menggambarkan besarnya energi penjalaran gelombang di bawah permukaan bumi, sehingga dalam proses *picking semblance* peneliti memilih *semblance* yang memiliki energi penjalaran gelombang yang paling optimal, dimana energi penjalaran yang optimal digambarkan dengan spektrum warna hijau kebiruan, sedangkan untuk spektrum *semblance* warna merah menggambarkan energi penjalaran gelombang yang lemah. Dengan memilih *semblance* yang memiliki energi paling optimal berarti juga memilih kecepatan yang tepat pada kedalaman tersebut. Dengan memilih kecepatan yang tepat, proses koreksi NMO dapat dilakukan dengan sempurna, sehingga *gather* dapat menjadi datar. jika *gather* masih terlihat melengkung berarti masih terdapat kesalahan dalam melakukan proses *picking semblance*.

Setelah dilakukan *picking* kecepatan dan NMO pada proses analisa kecepatan didapatkan model kecepatan *stack* yang merupakan model kecepatan paling awal dalam proses *pre-stack depth migration*. Model kecepatan merupakan salah satu faktor yang penting agar dapat menghasilkan penampang migrasi yang baik sehingga dapat menggambarkan struktur bawah permukaan yang benar, berikut adalah hasil model kecepatan *stack* yang diperoleh:



Gambar 4.1 Hasil model kecepatan stack



Gambar 4.2 Proses picking semblance dan koreksi NMO

Dari hasil model kecepatan *stack* yang telah diperoleh terlihat bahwa semakin kebawah kecepatan gelombang seismik menjadi semakin tinggi (di gambarkan dengan spektrum warna hijau). Hasil model kecepatan *stack* ini dirasa sudah cukup baik karena memang merepresentasikan kecepatan pada bawah permukaan bumi, yaitu semakin dalam lapisan maka semakin rapat atau *rigid* sifat dari lapisan tersebut sehingga menyebabkan kecepatan gelombang seismik menjadi semakin besar pada lapisan yang lebih dalam, selain itu pada hasil kecepatan *stack* juga tidak ditemukan anomali pada model kecepatan yang tiba-tiba tinggi di daerah permukaan atau tiba-tiba menjadi rendah pada daerah yang lebih dalam. Setelah diperoleh model kecepatan *stack* ini selanjutnya dilakukan proses *stacking* atau penggabungan seluruh *trace seismic* yang ada sehingga diperoleh model awal citra bawah permukaan.

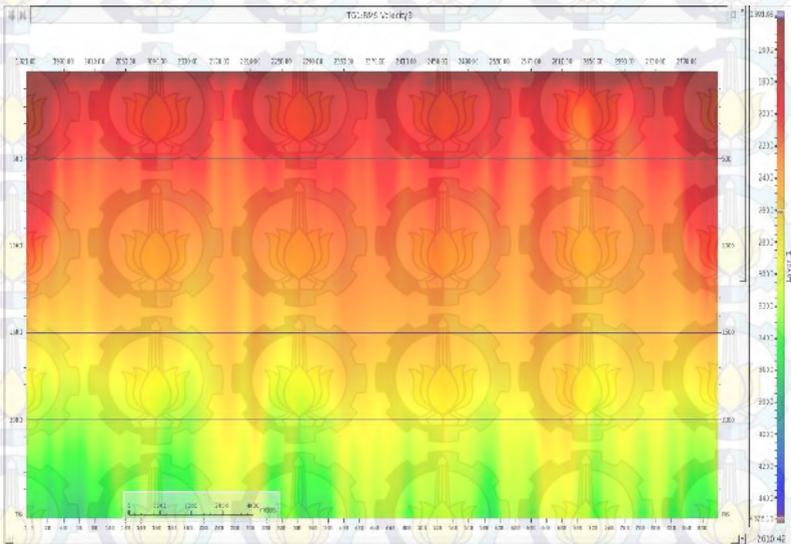
Dari model awal citra bawah permukaan bumi ini terlihat bahwa terdapat beberapa reflektor yang memiliki kemenerusan yang kurang jelas seperti yang ditunjukkan oleh lingkaran merah pada gambar 4.2. Hal ini terjadi karena dalam pembuatan model awal *image* bawah permukaan bumi ini kecepatan yang digunakan hanyalah model kecepatan awal yang pada dasarnya masih jauh dari kecepatan penjalaran gelombang yang sesungguhnya, selain itu dalam pembuatan model awal ini masih belum dilakukan proses migrasi domain waktu yang dapat menempatkan posisi reflektor di tempat yang seharusnya dan dapat menghilangkan efek difraksi.



Gambar 4.3 *seismic section* dari hasil kecepatan *stack*

4.2 Membuat Vrms dan *Pre-Stack Time Migration (PSTM)*

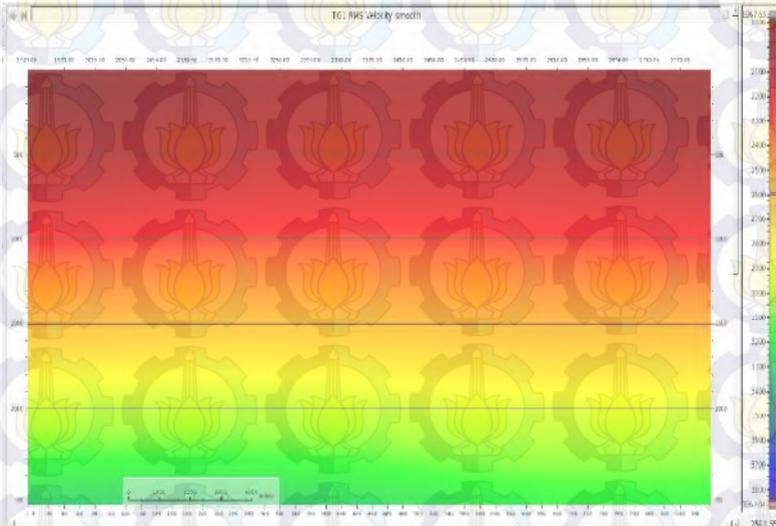
Dari hasil model kecepatan *stack* yang telah diperoleh, kemudian dilakukan proses transformasi sehingga didapatkan model kecepatan RMS (*Root Mean Square*), model kecepatan RMS didapatkan dari nilai kecepatan *stacking* yang diubah dalam nilai kecepatan rata-rata dari seluruh lapisan berdasarkan asumsi bahwa seluruh lapisan bawah permukaan adalah horizontal dan tidak ada variasi kecepatan secara lateral.



Gambar 4.4 Hasil kecepatan RMS

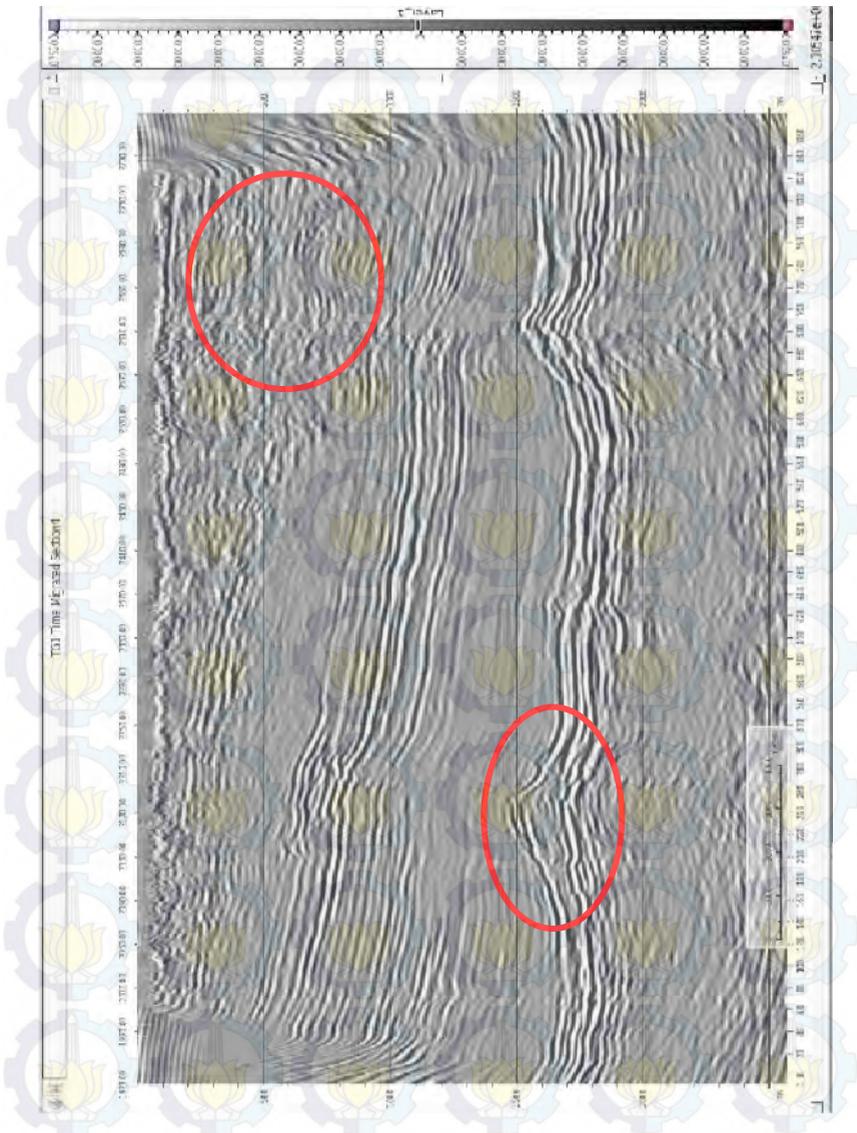
Kecepatan RMS merupakan kecepatan rata-rata pada tiap lapisan bawah permukaan terhadap waktu tempuh yang didapatkan dari akar kuadrat kecepatan rata-rata lapisan struktur bawah permukaan secara vertical terhadap waktu tempuh. Dari hasil model kecepatan RMS yang telah ditunjukkan oleh gambar 4.3, terlihat bahwa model kecepatan RMS memiliki nilai yang tidak terlalu jauh berbeda dari model kecepatan *stacking*, hal ini disebabkan karena memang data masukan yang digunakan dalam

pembuatan model kecepatan RMS adalah data model kecepatan *stack* yang dilakukan rata-rata pada tiap lapisan bawah permukaan. Dari model kecepatan RMS yang didapatkan selanjutnya dilakukan proses *smoothing* atau penghalusan pada model kecepatan RMS, hal ini dilakukan agar pada proses migrasi domain waktu nanti penampang seismik yang dihasilkan menjadi lebih baik.



Gambar 4.5 Model kecepatan RMS setelah *smoothing*

Setelah diperoleh model kecepatan RMS selanjutnya dilakukan proses migrasi domain waktu (PSTM) agar dihasilkan citra bawah permukaan yang lebih baik. Berikut adalah hasil citra bawah permukaan menggunakan metode migrasi domain waktu:



Gambar 4.6 *Seismic section* hasil PSTM

Dari hasil citra bawah permukaan menggunakan metode migrasi domain waktu terlihat bahwa reflektor-reflektor yang sebelumnya tampak kurang jelas menjadi terlihat cukup jelas, selain itu efek difraksi yang sebelumnya terdapat pada daerah kemiringan yang cukup tajam sudah tidak terlihat lagi. Hal ini dipengaruhi oleh proses PSTM yang telah dilakukan, PSTM bertujuan memindahkan reflektor miring ke posisi sebenarnya pada penampang seismik. Migrasi juga mampu menghilangkan efek difraksi, sehingga dapat memperjelas struktur bawah permukaan. Dari citra yang telah diperoleh menggunakan metode PSTM, masih terdapat beberapa bagian yang dirasa masih kurang jelas seperti yang telah ditandai dengan lingkaran berwarna merah. Terlihat bahwa kemenerusan reflektor pada daerah permukaan masih terlihat kurang jelas, selain itu juga terdapat efek *pull up* pada penampang seismik yang dihasilkan, efek *pull up* terjadi karena adanya perbedaan kecepatan antar lapisan yang cukup tinggi sehingga terbentuk antiklin semu padahal pada keadaan sesungguhnya hanyalah lapisan datar. Oleh karena itu diperlukan proses pengolahan data seismik lebih lanjut yaitu dengan menggunakan metode *pre-stack depth migration* (PSDM).



Gambar 4.7 Anomali *pull up* pada penampang seismik

4.3 Membuat Model Kecepatan Interval

Dalam melakukan proses *pre stack depth migration* perlu dilakukan pembuatan model kecepatan interval yang nantinya digunakan sebagai inputnya, seperti pada proses PSTM yang menggunakan input kecepatan RMS.

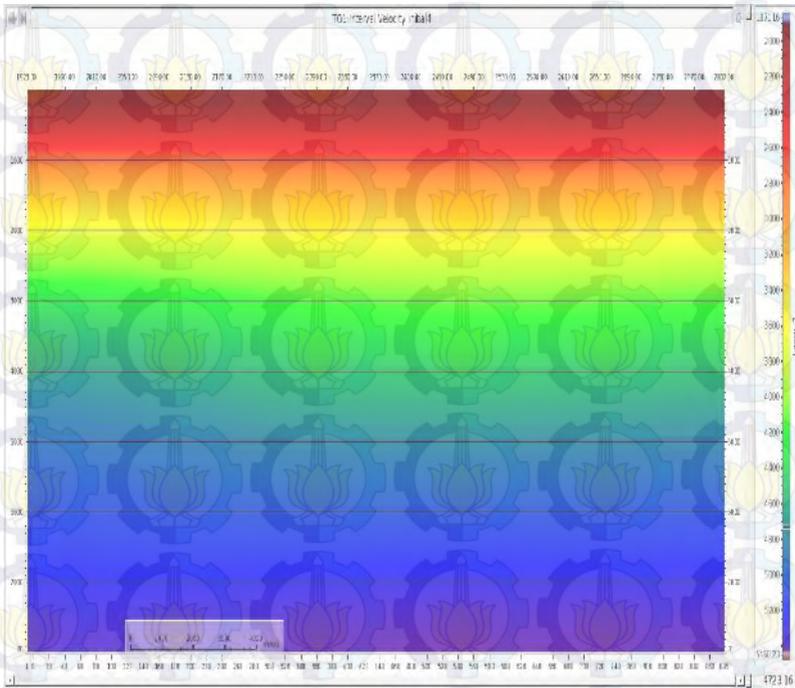
Perbedaan mencolok antara model kecepatan RMS dengan model kecepatan interval adalah pada model kecepatan RMS pembuatan model kecepatan dilakukan dengan cara merata-rata pada masing-masing lapisan secara vertical padahal karakteristik kecepatan antara tiap lapisan berbeda-beda, selain itu pada kecepatan RMS *ray tracing* dianggap tidak memperhitungkan efek distorsi ketika sinar atau gelombang menumbuk suatu lapisan.

Sedangkan pada pembuatan model kecepatan interval dilakukan dengan cara merata-rata kecepatan setiap lapisan secara horizontal sehingga didapatkan model yang lebih akurat pada tiap lapisannya, selain itu dalam pembuatan model kecepatan interval *ray tracing* dianggap memiliki efek distorsi ketika menumbuk suatu lapisan. Untuk mendapatkan model kecepatan interval ini langkah pertama yang dilakukan adalah melakukan interpretasi horizon pada penampang seismik yang telah dimigrasi domain waktu. Hal ini dilakukan agar pada proses transformasi dari kecepatan RMS ke kecepatan interval dilakukan hanya fokus pada horizon atau lapisan yang telah di *picking* sehingga didapatkan model kecepatan interval yang lebih baik,



Gambar 4.8 hasil interpretasi horizon pada penampang seismik

Setelah dilakukan interpretasi horizon ini kemudian dilakukan transformasi kecepatan RMS menjadi kecepatan interval menggunakan metode transformasi Dix, sehingga dihasilkan model kecepatan interval sebagai berikut:



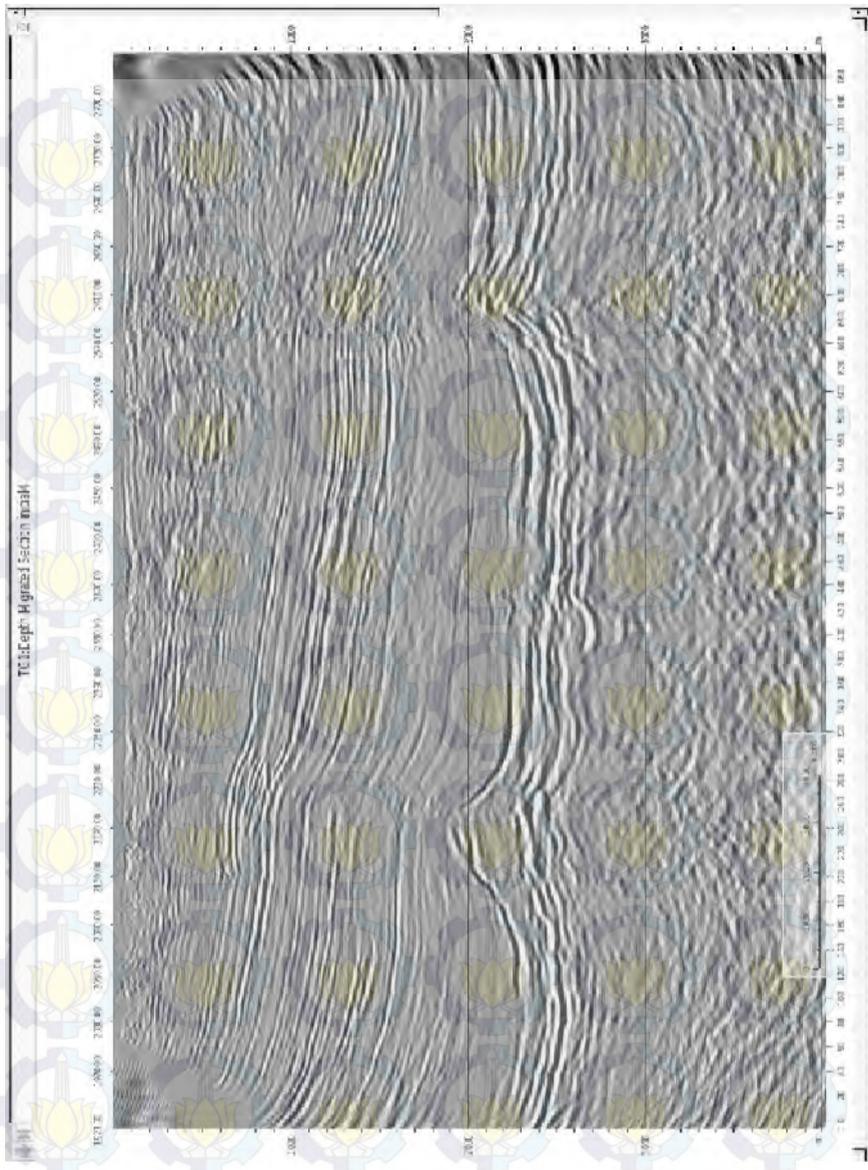
Gambar 4.9 Model kecepatan interval

4.4 Pre Stack Depth Migration (PSDM)

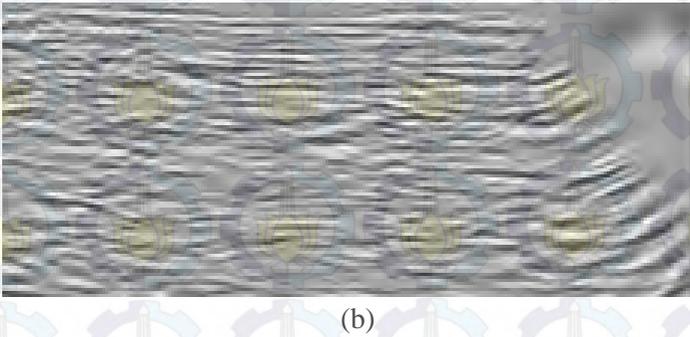
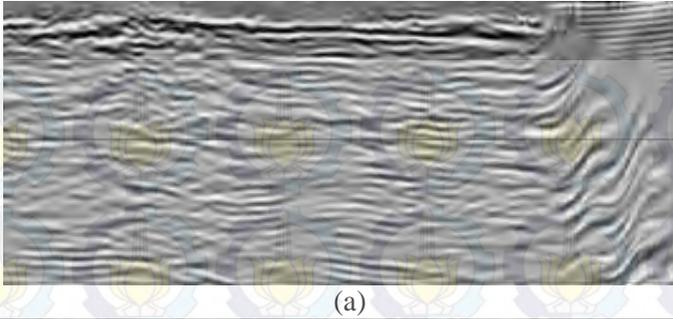
Proses migrasi seismik domain kedalaman ini tidak jauh beda dengan proses migrasi seismik domain waktu, PSDM juga menggunakan metode Kirchoff dalam proses migrasi tersebut. Yang menjadi pembeda dalam proses PSDM dengan PSTM adalah *input* model kecepatan yang digunakan, jika pada PSTM data masukan yang digunakan adalah model kecepatan RMS

sedangkan pada proses PSDM data masukan yang digunakan adalah model kecepatan interval. Namun hanya hal ini sudah cukup untuk mempengaruhi hasil citra penampang seismik yang diperoleh, karena citra yang didapatkan pada proses migrasi domain waktu tidak mempertimbangkan efek distorsi pada penjalaran sinar gelombang seperti halnya penjalaran sinar gelombang digambarkan berupa garis lurus saja. Hal ini dipengaruhi oleh penggunaan model kecepatan RMS yang berfungsi untuk mengetahui kecepatan penjalaran gelombang secara menyeluruh. Model kecepatan RMS tidak dapat menunjukkan kecepatan di tiap lapisan secara rinci, oleh karena itu citra bawah permukaan yang dihasilkan pada migrasi domain waktu masih tidak terlalu bagus dan kurang akurat.

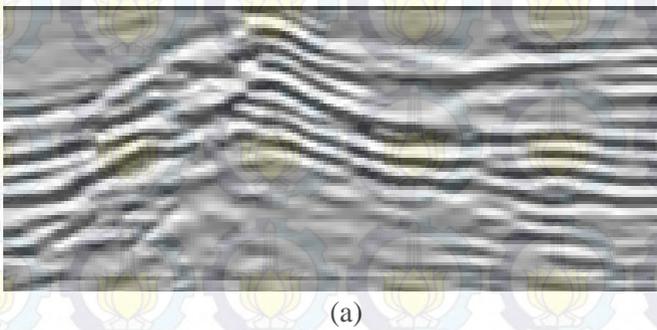
Dari citra bawah permukaan hasil proses PSDM (gambar 4.9) terdapat beberapa peningkatan kemenerusan reflektor yang semakin jelas. Hal ini menandakan berarti pembuatan model kecepatan interval sudah cukup bagus. Namun efek *pull up* atau ikut naiknya reflektor karena pengaruh kecepatan lapisan di atasnya masih tetap ada, hal ini terjadi karena memang model kecepatan yang digunakan hanya model awal dan belum dilakukan proses perbaikan model kecepatan menggunakan metode tomografi.

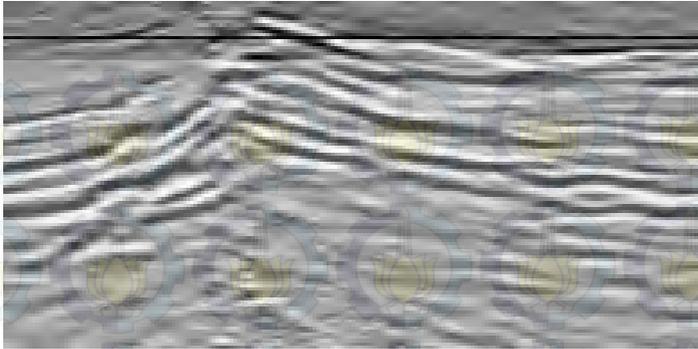


Gambar 4.10 Penampang seismik hasil PSDM



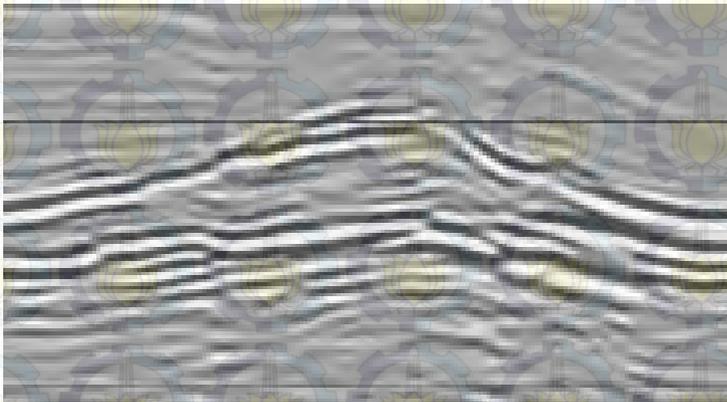
Gambar 4.11 (a) penampang seismik hasil PSTM pada CDP 2570-2808 dan waktu 0-1000 ms (b) penampang seismic hasil PSDM CDP 2570-2808 dan kedalaman 0-1000 m



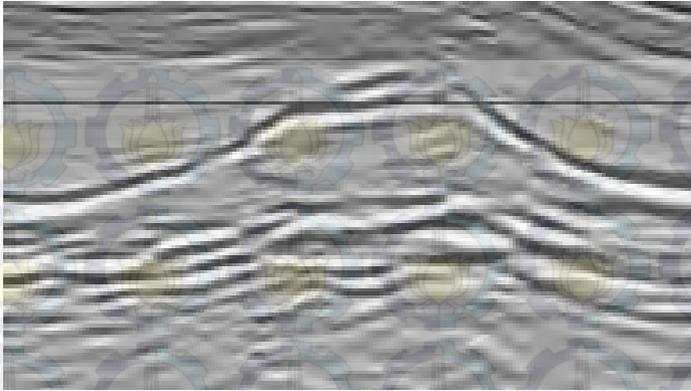


(b)

Gambar 4.12 (a) penampang seismik hasil PSTM pada CDP 2530-2770 dan waktu 1500-2100 ms (b) penampang seismik hasil PSDM CDP 2530-2770 dan kedalaman 2000-2900 m



(a)



(b)

Gambar 4.13 (a) Efek pull up pada penampang seismic hasil PSTM (b) Efek pull up pada penampang seismic hasil PSDM

4.5 Perbaikan Model Kecepatan Menggunakan Metode *Horison Based-Depth Tomography*

Model awal kecepatan interval yang telah dibuat masih bukan merupakan model kecepatan interval yang sesuai dengan kecepatan sebenarnya, karena model kecepatan interval yang dibuat dengan menggunakan metode transformasi Dix bukan merupakan satu-satunya solusi yang terbaik. Sehingga masih ada beberapa reflektor yang kurang jelas kemenerusannya dan masih terdapat efek *pull up* pada penampang seismik, hal ini tentunya dapat mempengaruhi proses analisa dan interpretasi data seismik pada saat akan dilakukan proses produksi. Oleh karena itu sangat perlu dilakukan proses pembaruan model kecepatan agar model kecepatan yang diperoleh dapat mendekati kecepatan yang sebenarnya.

Tahap awal yang dilakukan pada proses perbaikan kecepatan ini adalah proses *re-picking* horizon atau interpretasi ulang pada horizon seismic hasil migrasi domain kedalaman, hal ini dilakukan karena terdapat cukup banyak perubahan pada reflector yang lebih jelas kemenerusannya karena hasil migrasi

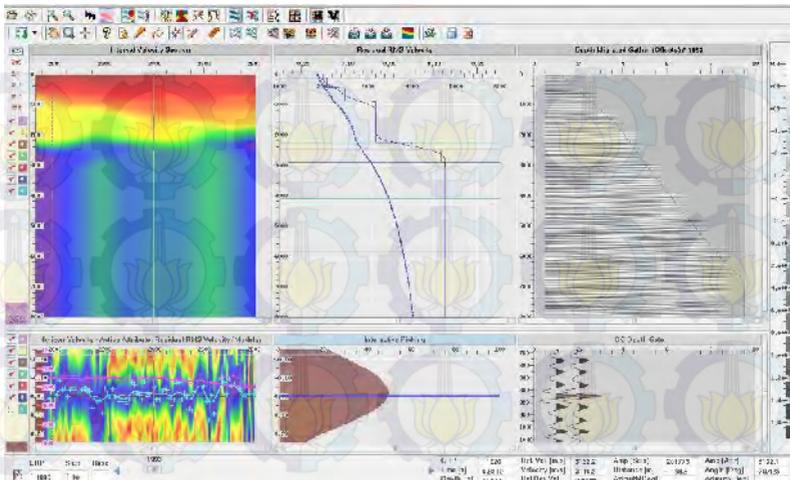
domain kedalaman, selain itu proses interpretasi ini dilakukan juga sebagai titik fokus proses perbaikan kecepatan pada horizon atau lapisan yang telah diinterpretasi sehingga model kecepatan yang dihasilkan nantinya menjadi lebih akurat dan baik. Berikut adalah hasil interpretasi horizon pada penampang seismik domain kedalaman yang telah dilakukan:



Gambar 4.14 hasil Interpretasi horizon pada penampang seismik hasil migrasi domain kedalaman

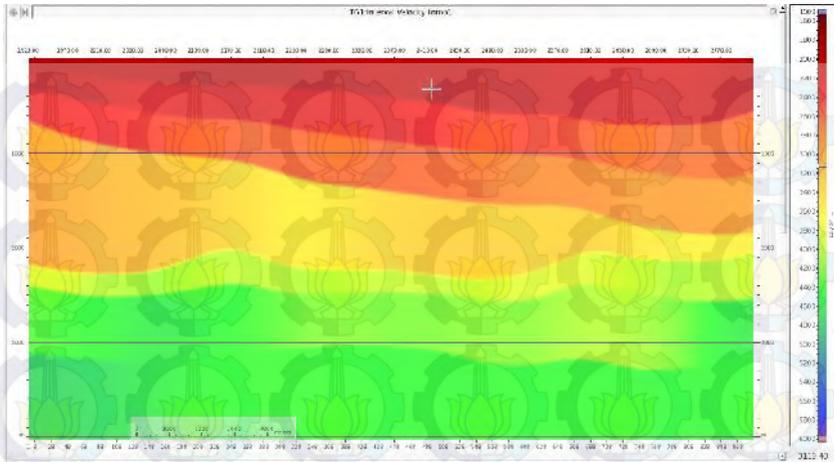
Terlihat dari hasil interpretasi yang dilakukan terdapat 7 buah horizon yang telah diinterpretasi, 7 buah horizon ini dipilih karena horizon tersebut memiliki kemenerusan dan kejelasan reflektor yang paling baik. Hal ini berarti pada horizon tersebut memiliki *error* kecepatan interval yang jauh lebih sedikit daripada horizon yang lainnya sehingga dapat mempermudah kita dalam proses perbaikan kecepatan. Setelah dilakukan interpretasi ulang horizon seismik kemudian dilakukan proses perbaikan kecepatan menggunakan metode *Horizon Based-Depth Tomography*. pada tahap awal dilakukan proses *structure model builder*, dimana model kecepatan dibuat berdasarkan horizon atau lapisan yang telah diinterpretasi. Dari model yang telah dibuat menggunakan *structure model builder* tersebut nantinya dihasilkan model kecepatan interval dalam dimensi kedalaman yang baru berdasarkan interpretasi horizon yang telah dilakukan.

Kecepatan interval merupakan parameter yang paling penting dalam proses PSDM, dengan menggunakan metode *Horizon Based-Depth Tomography* kecepatan interval akan terus diperbaiki sampai diperoleh *depth gather* yang datar atau *error residual* kecepatan interval yang mendekati nol. Setelah dilakukan proses *structure model builder* dilakukan proses *picking semblance* di sepanjang horizon yang telah diinterpretasi, proses ini bertujuan untuk menganalisa ulang model kecepatan interval agar didapatkan *error residual* dari kecepatan interval mendekati nol, yang berarti *error* pada pembuatan model kecepatan interval sudah mendekati nol dan sudah didapatkan model kecepatan interval yang paling optimal pada setiap lapisan. Pada proses *picking semblance* ini yang menjadi acuan atau QC apakah proses *picking semblance* ini sudah benar atau tidak adalah dengan melihat apakah *gather* sudah terlihat datar atau tidak. Jika *gather* terlihat melengkung keatas berarti kecepatan yang dipilih pada *picking semblance* masih terlalu rendah, jika *gather* terlihat melengkung kebawah berarti kecepatan yang dipilih pada *picking semblance* masih terlalu tinggi.

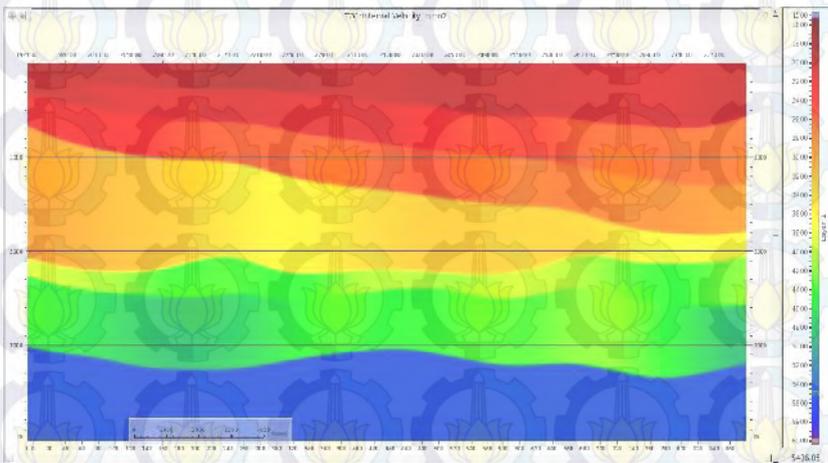


Gambar 4.15 Koreksi *Residual moveout*

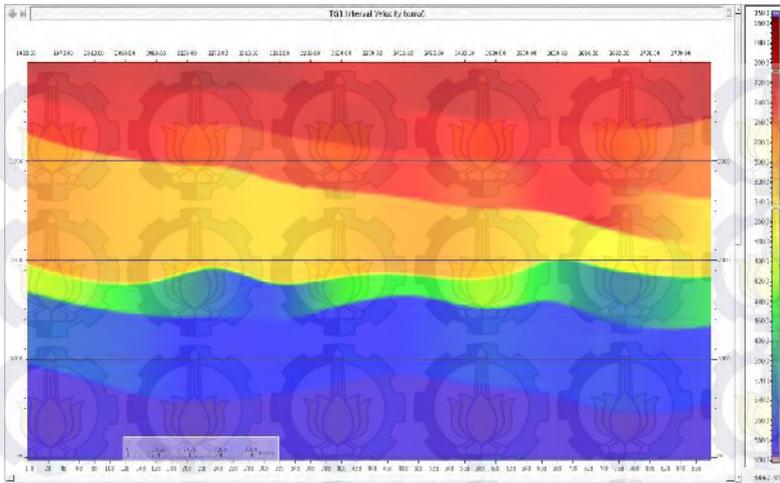
Setelah dilakukan proses *picking semblance* dilakukan proses *running* tomografi menggunakan metode *Horison Based-Depth Tomography*. Dengan menggunakan metode ini dapat memperkecil besarnya *error* pada model kecepatan interval, *ray tracing* pada tiap lapisan digunakan untuk membuat matrix tomografi di sepanjang lintasan gelombang. Error tiap lapisan diselesaikan secara simultan menggunakan *least squares* untuk meminimalisasi kesalahan waktu tempuh yang melewati seluruh model sehingga didapatkan model kecepatan yang terbaik pada masing-masing horison. Proses perbaikan kecepatan dilakukan secara berulang-ulang hingga didapatkan model kecepatan yang paling optimal dimana terlihat pada *gather* yang sudah lebih datar dan *error residual* yang sudah mendekati nilai nol. Proses pengulangan dilakukan mulai dari tahap interpretasi horison, *picking residual semblance* dan *running tomografi*. Berikut adalah model kecepatan yang telah diperoleh dari hasil 5 kali pengulangan proses tomografi:



Gambar 4.16 model kecepatan interval hasil tomografi 1

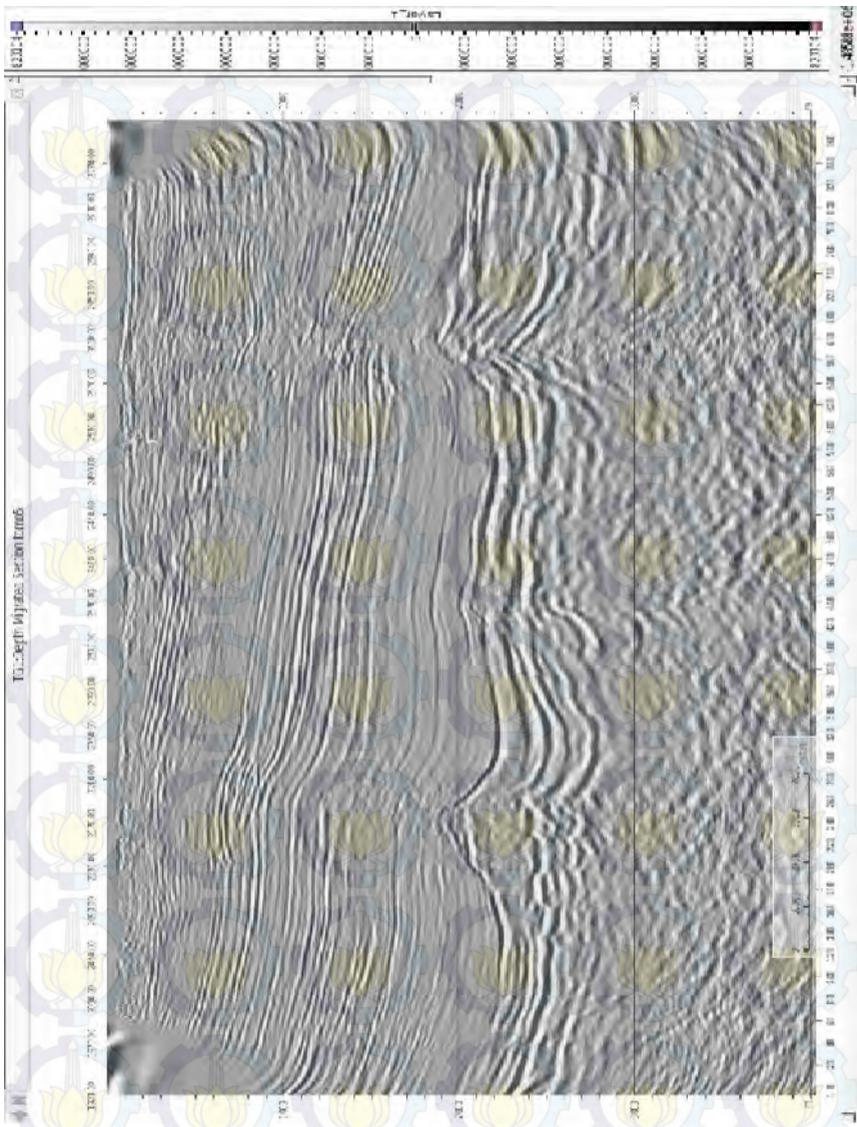


Gambar 4.17 model kecepatan interval hasil tomografi 2

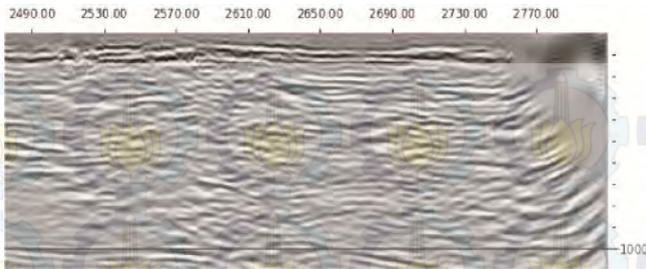


Gambar 4.20 model kecepatan interval hasil tomografi 5

Dari hasil model kecepatan interval yang telah diperoleh terlihat bahwa terdapat perubahan nilai kecepatan pada daerah horizon 5 dimana pada daerah tersebut terdapat efek pull up. Nilai kecepatan pada horizon 5 terlihat meningkat sedikit demi sedikit dari tiap proses tomografi yang dilakukan. Hal ini terjadi karena pada dasarnya pada horizon tersebut memiliki kecepatan yang tinggi, karena adanya perubahan kecepatan yang cukup tinggi mengakibatkan kesalahan pada proses pembuatan model kecepatan pada tahapan migrasi domain waktu dimana pada proses pembuatannya dilakukan dengan cara merata-rata kecepatan secara vertical sehingga didapatkan model kecepatan pada horizon 5 dengan nilai yang seragam. Oleh karena itu terjadilah efek pull up dimana yang seharusnya reflektor tersebut relative datar karena kecepatan aslinya yang tinggi menjadi tertarik keatas karena kesalahan dalam pembuatan model kecepatan. Setelah didapatkan model kecepatan interval yang telah dilakukan perbaikan selanjutnya dilakukan proses *prestack depth migration* (PSDM) agar dihasilkan penampang seismic yang baik.



Gambar 4.21 Penampang seismik setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan

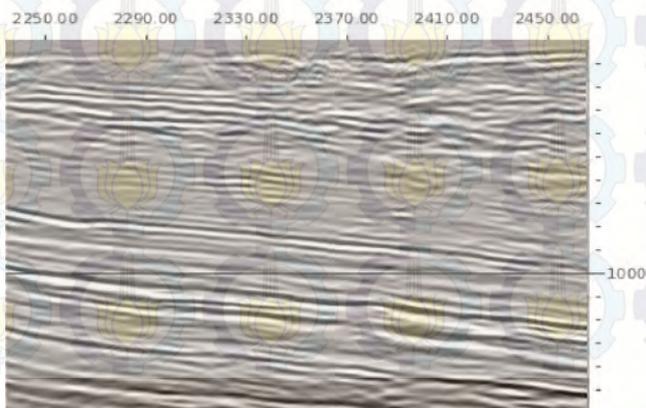


(a)



(b)

Gambar 4.22 (a) Penampang seismik sebelum dilakukan perbaikan kecepatan pada CDP 2530-2808 dan pada kedalaman 0-1100 m (b) Penampang seismik setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan pada CDP 2530-2808 dan pada kedalaman 0-1100 m



(a)



(b)

Gambar 4.23 (a) Penampang seismik sebelum dilakukan perbaikan kecepatan pada CDP 2250-2450 dan pada kedalaman 1000-1600 m (b) Penampang seismic setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan pada CDP 2250-2450 dan pada kedalaman 1000-1600 m



(a)



(b)

Gambar 4.24 (a) Efek *pull up* pada penampang seismik sebelum dilakukan perbaikan kecepatan (b) Tidak ada efek *pull up* pada penampang seismik setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan

Setelah dilakukan proses PSDM terlihat bahwa kemenerusan reflektor pada penampang seismik setelah proses perbaikan kecepatan sudah semakin jelas, selain itu setelah dilakukan proses perbaikan kecepatan tidak ada lagi efek *pull up*, sehingga tujuan dari penulisan penelitian ini sudah tercapai.

BAB V

KESIMPULAN

5.1 Kesimpulan

Dari proses penelitian ini dapat diambil beberapa kesimpulan, yaitu :

- Dalam proses *picking semblance* pada tahap analisa kecepatan harus konsisten pada pemilihan kecepatan awal dan akhir karena dapat mempengaruhi model kecepatan yang dihasilkan.
- Proses perbaikan kecepatan menggunakan metode horizon based-depth tomography dapat menghasilkan model kecepatan yang lebih baik.
- Efek pull up dapat mengakibatkan kesalahan dalam proses interpretasi data seismic pada saat akan dilakukan proses produksi.
- Batas jumlah iterasi yang harus dilakukan pada proses perbaikan kecepatan adalah ketika model kecepatan sudah tidak terdapat perubahan lagi setelah dilakukan tomografi.

5.2 Saran

- Diharapkan dilakukan *time to depth conversion* lanjutan dengan melakukan proses *tie* dengan data sumur agar didapatkan konversi kedalaman yang lebih akurat.
- Dapat dilakukan proses PSDM anisotropi agar didapatkan *image* bawah permukaan yang lebih baik

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, Agus, Ph.D, 2007. *Ensiklopedi Seismik Online*, <URL:<http://ensiklopediseismik.blogspot.com>>.
- Aina., 1999. *Penggunaan Metoda Post Stack Time Migration dan Metoda Pre Stack Depth Migration Pada Data Seismik Lapangan Mentari*. Skripsi Prodi Geofisika Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Badley, M.E., 1985. *Practical Seismic Interpretation*. Prentice Hall. USA.
- Berkhout, A.J., 1985. *Seismic Migration: Imaging of Acoustic energy by Wave Field Extrapolation A. Theoretical Aspects*. Elsevier. Amsterdam
- Braile, L., 2004. Purdue University. <www.eas.purdue.edu/~braile>.
- Chang, H., 1998, *3-D prestack Kirchhoff depth migration from prototype to production in a massively parallel processor environment*. Dallas
- Chun, J.H. dan Jacewitz, C.A., 1981. *Fundamental of Frequency Domain Migration*. Geophysics vol. 46 No. 5 hal. 717-733
- Claerbout, J.F., 1985. *Imaging the Earth's Interior*. Blackwell Scientific Publications. London.
- Gadallah, M.R., Fisher, R. 2009. *Exploration Geophysics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Guo, J., Zhou, H., Young, J., Gray, S., 2002. *Towards Accurate Velocity Models by 3D Tomographic Velocity Analysis*. EAGE 64th Conference & Exhibition. Houston, Texas.
- Husni, M, 2009. *Anisotropic pre-stack depth migration : studi kasus data onshore*. Skripsi, ITB.
- Juwita, S., 2001. *Penerapan Metode Prestack Depth Migration Pada Data Multiline 2-D Di Lapangan Elang South*. Skripsi Prodi Geofisika Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.

- Mayne, W.H., 1962. *Common Reflection Point Horizontal data Stacking Technique*. Geophysics 27, 927-938.
- Mualimin, Hisan, R.S., Djoko, S.B., Sumahardi, B., 2004, *Velocity Model Building Pada Pre Stack Depth Migration; (Pencitraan Pada Struktur Yang Kompleks)*. Prosiding PIT HAGI Ke-29, Yogyakarta.
- Musolin, 1993. *Proses Migrasi Data Seismik Buatan Dua Dimensi Dengan Metode Beda Hingga*. Tugas akhir II. ITS
- Priyono, A., 2006. *Metode Seismik I*. Departemen Teknik Geofisika, Institut Teknologi Bandung. Bandung.
- Paradigm Geophysical., 2007, *GeoDepth EPOS3TE Tutorial Help*, Paradigm Geophysical Co. Houston.
- Sheriff, R. E and Geldart, L. P, 1995, *Exploration Seismology*, Second edition, Cambridge University Press, Cambridge.
- Stacey, F. 1977. *Physics Of The earth* Second Edition. University of queensland, Australia
- Sukmono, S., (2008), *Seismik Atribut Untuk Karakterisasi Reservoir*, Catatan Kuliah. Teknik Geofisika ITB.
- Sun, J., Notfors, C., Gray, S., Zhang, Y., 2001. *3D Pre-stack common shot depth migration-A structurally adaptive implementation*. SEG Annual Meeting Expanded Abstract.
- Tristiyoherni, W., 2010. *Analisis Pre-Stack Time Migration (PSTM) Pada Data Seismik 2D Dengan Menggunakan Metode Kirchoff Pada Lapangan "ITS" Cekungan Jawa Barat Utara*, Tugas Akhir, Fisika ITS. Surabaya
- Veeken, P.C.H., 2007, *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterization*, The Netherlands: Elsevier.
- Yilmaz, O., 2001. *Seismic Data Analysis Volume 1 & 2*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

BIOGRAFI PENULIS



Penulis dilahirkan di Madiun, 5 Januari 1992. Merupakan anak sulung dari dua bersaudara. Pendidikan formal yang telah ditempuh yaitu MI Islamiyah 2 Madiun, SMP 1 Madiun, SMA 2 Madiun. Masuk Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) melalui program Seleksi Nasional Masuk Perguruan Tinggi Negeri (SNMPTN) tahun 2010. Di ITS, penulis masuk dalam bidang minat Geofisika, Jurusan Fisika FMIPA. Penulis sedang memperdalam sub bidang seismik. Beberapa pelatihan keterampilan manajemen mahasiswa telah ditempuh, antara lain Pra tingkat dasar, tingkat dasar, dan tingkat menengah. Selama masa kuliah penulis aktif di beberapa organisasi kemahasiswaan. Penulis pernah menjabat sebagai Staff Kementerian Sosial Masyarakat Badan Eksekutif Mahasiswa ITS (BEM ITS) periode 2011-2012, Staff Departemen Perekonomian Himpunan Mahasiswa Fisika ITS (HIMASIKA ITS) periode 2011-2012, Ketua Departemen Perekonomian Himpunan Mahasiswa Fisika ITS (HIMASIKA ITS) periode 2012- 2013, Kepala Human Resource Development (HRD) di ITS Student Chapter American Association of Petroleum Geologist (ITS SC AAPG) periode 2013- 2014. Bila para pembaca ingin berbagi ilmu mengenai topik Tugas Akhir penulis, bisa contact via HP (085736341945). Karena ilmu milik Allah SWT. yang harus disebar untuk kebaikan umat, semoga bermanfaat. Terima kasih.



“Halaman ini sengaja dikosongkan”