



UNIVERSITAS INDONESIA

**KOMPARASI MIGRASI DATA SEISMIK
DENGAN MENGGUNAKAN
METODE *FOURIER SPLIT STEP* DAN *FINITE-DIFFERENCE*
BERBASIS *SEISMIC UN*X***

SKRIPSI

**KRISMANSYAH
0304020434**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM FISIKA
DEPOK
JUNI 2009**



UNIVERSITAS INDONESIA

**KOMPARASI MIGRASI DATA SEISMIK
DENGAN MENGGUNAKAN
METODE *FOURIER SPLIT STEP* DAN *FINITE-DIFFERENCE*
BERBASIS *SEISMIC UN*X***

SKRIPSI

**Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh
Gelar Sarjana Sains**

**KRISMANSYAH
0304020434**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM STUDI FISIKA
KEKHUSUSAN GEOFISIKA
DEPOK
JUNI 2009**

HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

**Skripsi ini adalah hasil karya saya sendiri,
dan semua sumber baik yang dikutip maupun dirujuk
telah saya nyatakan dengan benar.**

Nama : KRISMANSYAH

NPM : 0304020434

Tanda Tangan :

Tanggal : 24 Juni 2009

HALAMAN PENGESAHAN

Skripsi ini diajukan oleh :

Nama : KRISMANSYAH
NPM : 0304020434
Program Studi : Geofisika
Judul Skripsi : KOMPARASI MIGRASI DATA SEISMIC DENGAN
MENGUNAKAN METODE *FOURIER SPLIT STEP*
DAN *FINITE-DIFFERENCE* BERBASIS *SEISMIC*
*UN*X*

Telah berhasil dipertahankan di hadapan Dewan Penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Sains pada Program Studi Fisika, Fakultas Matematika dan Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia

DEWAN PENGUJI

Pembimbing : Dr.rer.nat. Abd. Haris ()

Penguji : Dr. Eng. Yunus Daud ()

Penguji : Dr. Waluyo ()

Ditetapkan di : Depok

Tanggal : 24 Juni 2009

KATA PENGANTAR

Assalamu'alaikum Wr. Wb.

Alhamdulillah rabbil'aalamiin, segala puji dan syukur penulis haturkan kepada Allah SWT atas segala kasih dan sayangNya yang telah dilimpahkan kepada penulis, sehingga penulis dapat menyelesaikan laporan tugas akhir yang berjudul: Komparasi Migrasi Data Seismik dengan Menggunakan Metode *Fourier Split Step* dan *Finite-Difference* Berbasis *Seismic Un*x*. Shalawat dan salam penulis sampaikan kepada seseorang yang sangat memperhatikan kita dan telah mencerahkan dunia ilmu pengetahuan, Rasulullah SAW beserta para keluarga, sahabat, dan para pengikutnya.

Penulisan laporan tugas akhir ini ditujukan dalam rangka memenuhi salah satu syarat kelulusan untuk mencapai gelar Sarjana Sains Jurusan Fisika pada Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia. Tugas akhir ini diharapkan juga bisa menjadi sarana meningkatkan ilmu dan pengetahuan, serta pola pikir penulis khususnya di bidang Geofisika.

Selama masa perkuliahan, proses tugas akhir, dan penulisan laporan tugas akhir ini, penulis banyak menerima bimbingan, bantuan, saran, dorongan, dan doa yang tulus dari berbagai pihak. Oleh karena itu pada kesempatan ini, penulis ingin mengucapkan terima kasih kepada:

1. Dr.rer.nat. Abdul Haris, selaku Pembimbing Tugas Akhir yang ditengah kesibukannya masih dapat meluangkan waktu untuk mengarahkan dan berdiskusi dengan penulis.
2. Dr. Eng. Yunus Daud dan Dr. Waluyo, selaku penguji I dan II yang telah meluangkan waktunya untuk berdiskusi dan memberikan masukan yang bermanfaat bagi penulis.
3. Dr. Imam Fachruddin, selaku ketua sidang tugas akhir.
4. Dr. Santoso Soekirno, selaku ketua Departemen Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia..
5. Dr. Eng. Yunus Daud, selaku Ketua Program Peminatan Geofisika, Departemen Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.

6. Seluruh dosen Peminatan Geofisika, Departemen Fisika Universitas Indonesia yang telah memberi ilmu yang bermanfaat selama penulis berada dipeminatan Geofisika.
7. Seluruh dosen dan staf Departemen Fisika UI yang telah memberi ilmu yang bermanfaat selama penulis menjadi mahasiswa Fisika UI.
8. Kedua orang tuaku, Mamah dan Ayah, serta kakak-kakakku, Afni Rasyidin, Tania Rasyidin, Ramadhani Rasyidin beserta keluarga, dan Firmansyah beserta keluarga. Terima kasih atas segala bantuan, bimbingan, kesabaran, doa, dan motivasinya selama ini.
9. Nidya Chitraningrum dan keluarga, yang telah begitu banyak membantu serta memberikan semangat dan motivasi kepada penulis selama tugas akhir dan proses penulisan laporan tugas akhir ini.
10. Satria Y. Pratama dan keluarga, yang telah membantu dan memberikan masukan kepada penulis selama tugas akhir dan proses penulisan laporan tugas akhir ini.
11. Anindya dan Gustowo, yang selama proses pengerjaan tugas akhir telah memberikan semangat dan bermain bersama.
12. Hafeez, Cenmi, dan Elfira Wirza, yang telah memberikan bantuan yang sungguh bermanfaat di saat mendekati waktu sidang.
13. Ng Bei Berger, Ahmad Fickry, Hadi Purwanto, Nur Ubaidillah, Ahmad Maliyan, dan Roby Prayudha, yang telah bersama-sama melewati masa pengerjaan tugas akhir ini, serta membantu dan memberikan masukan kepada penulis selama tugas akhir dan proses penulisan laporan tugas akhir ini.
14. Teman-teman dikosan, Sandy Pratama, Kalam HS, Abdul Syukur, Welly A, Rendi Perdana, Irwanto, dan Jimmy, yang telah bersama-sama selama di Fisika UI.
15. Azhari, Juanda, Arya, dan Jadearman yang telah memberikan bimbingan dan masukan selama pengerjaan tugas akhir ini.
16. Teman-teman Fisika angkatan 2004 yang telah memberikan dukungan dan semangat kepada penulis, serta kebersamaannya selama ini.

17. Teman-teman yang melaksanakan tugas akhir pada waktu yang bersamaan. Terima kasih telah bersama-sama saling memberikan dukungan dan semangat.
18. Teman-teman di *Spectra* yang telah memberikan masukan dan menjadi teman selama pengerjaan tugas akhir ini.
19. Mbak Ratna dan Mas Mardi, selaku Sekretariat Departemen Fisika, Universitas Indonesia serta seluruh staff Departemen Fisika, Universitas Indonesia.
20. Seluruh Civitas Akademika FMIPA, Universitas Indonesia.
21. Semua pihak yang telah membantu penulis baik selama tugas akhir dan proses penulisan laporan tugas akhir ini. Semoga Allah memberikan kebaikan yang lebih dari setiap kebaikan yang telah diberikan.

Penulis menyadari bahwa dalam penulisan laporan tugas akhir ini masih memiliki kekurangan. Untuk itu penulis menerima kritik dan saran yang membangun demi kebaikan penulis pada masa mendatang.

Semoga laporan tugas akhir ini dapat memberikan manfaat bagi penulis pribadi dan pembaca pada umumnya.

Terima kasih.

Wassalamu'alaikum Wr. Wb.

Depok, 24 Juni 2009

Penulis

HALAMAN PERNYATAAN PERSETUJUAN PUBLIKASI TUGAS AKHIR UNTUK KEPENTINGAN AKADEMIS

Sebagai sivitas akademik Universitas Indonesia, saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Krismansyah
NPM : 0304020434
Program Studi : Geofisika
Departemen : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu pengetahuan Alam
Jenis karya : Skripsi

demi pengembangan ilmu pengetahuan, menyetujui untuk memberikan kepada Universitas Indonesia **Hak Bebas Royalti Noneksklusif (*Non-exclusive Royalty-Free Right*)** atas karya ilmiah saya yang berjudul :

KOMPARASI MIGRASI DATA SEISMIK DENGAN MENGGUNAKAN METODE *FOURIER SPLIT STEP* DAN *FINITE-DIFFERENCE* BERBASIS *SEISMIC UN*X*

beserta perangkat yang ada (jika diperlukan). Dengan Hak Bebas Royalti Noneksklusif ini Universitas Indonesia berhak menyimpan, mengalihmedia/formatkan, mengelola dalam bentuk pangkalan data (*database*), merawat, dan memublikasikan tugas akhir saya selama tetap mencantumkan nama saya sebagai penulis/pencipta dan sebagai pemilik Hak Cipta.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya.

Dibuat di : Depok
Pada tanggal : 24 Juni 2009

Yang menyatakan

(Krismansyah)

Nama : Krismansyah
Program studi : Fisika
Judul skripsi : Komparasi Migrasi Data Seismik dengan Menggunakan Metode *Fourier Split Step* dan *Finite-Difference* Berbasis *Seismic Un*x*

ABSTRAK

Migrasi seismik merupakan salah satu proses akhir dalam *processing* seismik. Proses migrasi bertujuan untuk meningkatkan resolusi lateral data seismik dengan cara memindahkan kedudukan reflektor pada posisi dan waktu pantul yang sebenarnya berdasarkan lintasan gelombang. Hal ini disebabkan karena penampang seismik hasil *stack* belumlah mencerminkan kedudukan yang sebenarnya, karena rekaman *normal incident* belum tentu tegak lurus terhadap bidang permukaan, terutama untuk bidang reflektor yang miring. Selain itu, migrasi juga dapat menghilangkan pengaruh difraksi gelombang yang muncul akibat pengaruh struktur geologi seperti patahan, sinklin, dan antiklin. Migrasi yang digunakan dalam penelitian ini, yaitu migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* dan *finite-difference*. Kedua metode migrasi yang digunakan tersebut diaplikasikan pada empat macam data seismik sintetik yang telah dibuat melalui pemodelan seismik. Data seismik sintetik yang dibuat terdiri dari empat macam model geologi, yaitu model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin), model geologi tiga perlapisan (patahan), dan model geologi empat perlapisan dan satu *channel*, pada model geologi yang ketiga ini terdapat dua macam model kecepatan, yaitu model yang memiliki kecepatan kontinu dan model yang memiliki kecepatan tidak kontinu. Dilakukan perbandingan antara kedua metode migrasi yang digunakan terhadap data seismik sintetik yang ada. Hasil migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* terlihat lebih baik dalam mengatasi variasi kecepatan lateral yang sederhana maupun kompleks dibandingkan dengan metode *fourier split step*. Tapi, migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* lebih membutuhkan waktu yang singkat dalam hal proses komputasi dibandingkan metode *finite-difference*.

Kata kunci: Migrasi Seismik; Migrasi *Fourier Split Step*; Migrasi *Finite-Difference*.

Name : Krismansyah
Program study : Fisika
Title of essay : Comparison of Seismic Data Migration by Using Split Step
Fourier and Finite-Difference Method Based on Seismic Un*x

ABSTRACT

Seismic migration is a part of final process in seismic processing. The purpose of migration is to enhance spatial resolution of seismic data. This migration is performed by moving the position of reflector with regards to the real position and reflecting time based on the wave path. The different image between the stacked section and true subsurface position of the event due to the record of normal incidence is not always perpendicular to its reflector, especially a reflector with a certain dip. In addition, migration collapse diffraction effect is shown from the result of geological structure such as fault, syncline and anticline. The migration algorithm that was used is split step fourier and finite-difference migration. Both migration methods were applied to four types of synthetic seismic data that were produced by seismic modeling. The produced synthetic seismic data consisted of four types of geological modeling which are: double layered geological model (syncline – anticline), triple layered geological model (fault), four layered geology model, and one channel. For the third geological models it was found that there were two types of velocity model, a continual velocity and the other was not. Comparison was then done for the two migration methods used with the existing synthetic seismic data. The results show that finite-difference migration is better than split step fourier migration in solving and handling variation of a simple and complex lateral velocity. In contrast, split step fourier migration is faster than finite-difference migration in the computation process.

Key words: Seismic Migration; Split Step Fourier Migration; Finite-Difference Migration.

DAFTAR ISI

Halaman

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS.....	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
KATA PENGANTAR	iv
LEMBAR PERSETUJUAN PUBLIKASI KARYA ILMIAH	vii
ABSTRAK	viii
ABSTRACT	ix
DAFTAR ISI.....	x
DAFTAR GAMBAR	xii
DAFTAR LAMPIRAN.....	xv
BAB I. PENDAHULUAN.....	1
1.1. Latar Belakang Penelitian.....	1
1.2. Tujuan Penelitian	3
1.3. Pembatasan Masalah.....	3
1.4. Metodologi Penelitian.....	4
1.5. Sistematika Penulisan.....	4
BAB II. TINJAUAN PUSTAKA.....	7
2.1. Pengolahan Data Seismik.....	7
2.1.1. Seismogram Sintetik.....	10
2.1.2. <i>Zero Offset</i>	11
2.1.3. Parameter Lapangan.....	12
2.2. Prinsip Dasar Penjalaran Gelombang.....	13
2.3. Pengertian Migrasi.....	16
2.4. Konsep Dasar Migrasi.....	16
2.4.1. <i>Downward Continuation</i>	21
2.4.2. <i>Exploding Reflector Model</i>	24
2.4.3. Ekstrapolasi.....	26
2.5. Migrasi f-k.....	26
2.6. Metode <i>Fourier Split Step</i>	28
2.7. Metode <i>Finite-Difference</i>	33
BAB III. APLIKASI MIGRASI DATA SEISMIK.....	37
3.1. Aplikasi Model Dua Perlapisan (Sinklin – Antiklin).....	41
3.2. Aplikasi Model Tiga Perlapisan (Patahan).....	44
3.3. Aplikasi Model Empat Perlapisan dan <i>Satu Channel</i>	46
3.3.1. Aplikasi Model Empat Perlapisan dan <i>Satu Channel</i> (Kontinu).....	46
3.3.2. Aplikasi Model Empat Perlapisan dan <i>Satu Channel</i> (Tidak Kontinu).....	48

BAB IV. HASIL DAN PEMBAHASAN.....	51
4.1. Migrasi Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin).....	51
4.1.1. Migrasi <i>Fourier Split Step</i> pada Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin).....	51
4.1.2. Migrasi <i>Finite-Difference</i> pada Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin).....	52
4.1.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin).....	53
4.2. Migrasi Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan).....	54
4.2.1. Migrasi <i>Fourier Split Step</i> pada Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan).....	54
4.2.2. Migrasi <i>Finite-Difference</i> pada Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan).....	55
4.2.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan).....	56
4.3. Migrasi Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> ...	57
4.3.1. Migrasi Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Kontinu).....	57
4.3.1.1. Migrasi <i>Fourier Split Step</i> pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Kontinu).....	57
4.3.1.2. Migrasi <i>Finite-Difference</i> pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Kontinu).....	58
4.3.1.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Kontinu).....	58
4.3.2. Migrasi Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Tidak Kontinu).....	60
4.3.2.1. Migrasi <i>Fourier Split Step</i> pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Tidak Kontinu).....	60
4.3.2.2. Migrasi <i>Finite-Difference</i> pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Tidak Kontinu).....	61
4.3.2.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu <i>Channel</i> (Tidak Kontinu).....	61
BAB V. PENUTUP.....	65
5.1. Kesimpulan.....	65
5.2. Saran.....	66
DAFTAR ACUAN.....	67
LAMPIRAN.....	69

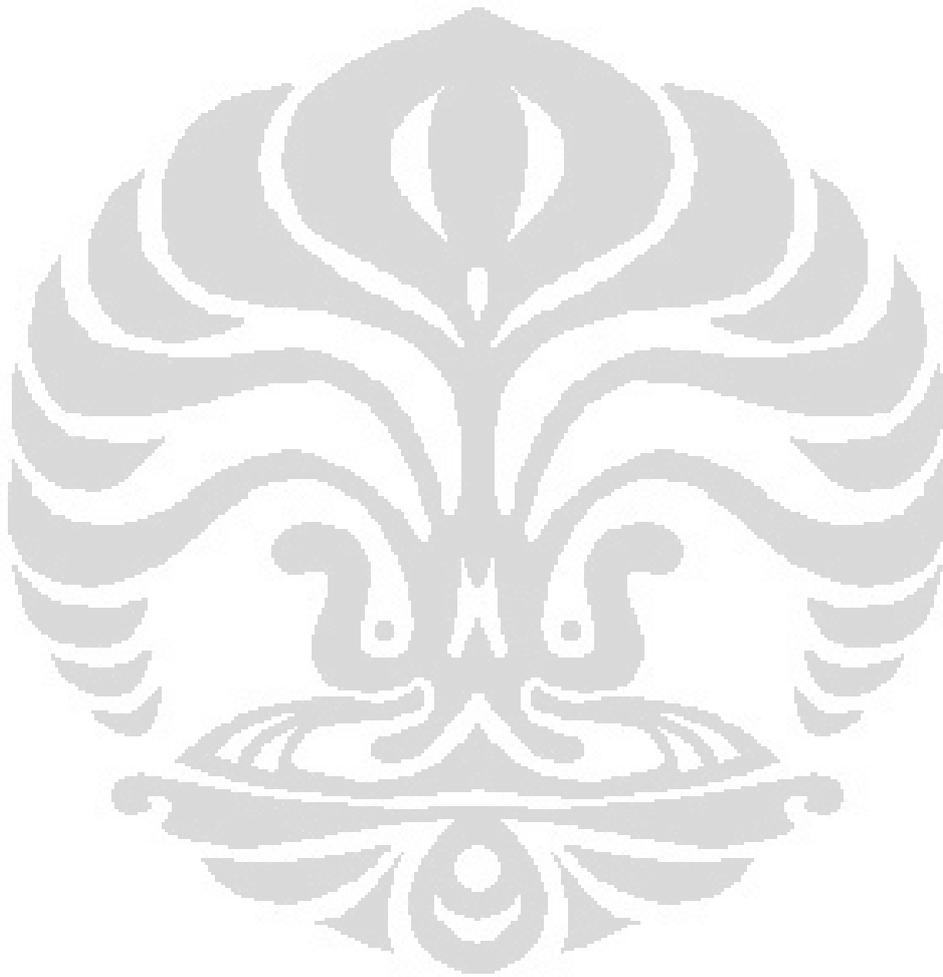
DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1.1. Tahapan kegiatan metode seismik refleksi.....	2
Gambar 1.2. Diagram alir metodologi penelitian.....	6
Gambar 2.1. Penjalaran energi gelombang seismik.....	8
Gambar 2.2. Diagram alir pengolahan data seismik.....	9
Gambar 2.3. Seismogram fungsi reflektivitas dan <i>wavelet</i>	10
Gambar 2.4. Ilustrasi sinar datang secara tegak lurus.....	11
Gambar 2.5. Lintasan sinar seismik dalam medium yang berbeda kecepatan.....	13
Gambar 2.6. Penjalaran sinar seismik dalam medium berlapis.....	15
Gambar 2.7. Pengertian antara <i>true dip</i> dan <i>apparent dip</i>	16
Gambar 2.8. Prinsip migrasi.....	17
Gambar 2.9. Migrasi dengan menggunakan jangka.....	18
Gambar 2.10. Informasi yang diberikan oleh <i>stack section</i> jika terdapat sinklin.....	19
Gambar 2.11. Informasi yang diberikan oleh <i>stack section</i> jika terdapat antiklin.....	20
Gambar 2.12. Informasi yang diberikan oleh <i>stack section</i> jika terdapat <i>fault</i>	21
Gambar 2.13. Ilustrasi <i>downward continuation</i>	22
Gambar 2.14. Bentuk rekaman <i>downward continuation</i>	22
Gambar 2.15. Perekaman <i>downward continuation</i> dengan variasi letak <i>receiver</i>	23
Gambar 2.16. Model <i>zero-offset</i>	24
Gambar 2.17. Ilustrasi <i>exploding reflector model</i>	25
Gambar 2.18. Dasar perhitungan metode migrasi.....	26
Gambar 2.19. Ilustrasi langkah migrasi <i>f-k</i> pada kecepatan konstan.....	28
Gambar 2.20. Diagram alir migrasi metode <i>fourier split step</i>	32
Gambar 2.21. Elemen pada migrasi <i>finite-difference</i>	36
Gambar 3.1. Diagram alir pembuatan model geologi dan	

data seismik sintetik <i>zero-offset</i>	40
Gambar 3.2. Model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin).....	41
Gambar 3.3. Data seismik sintetik <i>zero-offset</i> model dua perlapisan (sinklin-antiklin).....	42
Gambar 3.4. Diagram alir pengolahan migrasi <i>fourier split step</i>	43
Gambar 3.5. Diagram alir pengolahan migrasi <i>finite-difference</i>	43
Gambar 3.6. Model geologi tiga perlapisan (patahan).....	44
Gambar 3.7. Data seismik sintetik <i>zero-offset</i> model tiga perlapisan (patahan).....	45
Gambar 3.8. Model geologi empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (kontinu).....	46
Gambar 3.9. Data seismik sintetik <i>zero-offset</i> model empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (kontinu).....	47
Gambar 3.10. Model geologi empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (tidak kontinu).....	49
Gambar 3.9. Data seismik sintetik <i>zero-offset</i> model empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (tidak kontinu)	50
Gambar 4.1. Hasil migrasi <i>fourier split step</i> pada model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin).....	51
Gambar 4.2. Hasil migrasi <i>finite-difference</i> pada model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin).....	52
Gambar 4.3. Hasil migrasi <i>fourier split step</i> pada model geologi tiga perlapisan (patahan).....	54
Gambar 4.4. Hasil migrasi <i>finite-difference</i> pada model geologi tiga perlapisan (patahan).....	55
Gambar 4.5. Hasil migrasi <i>fourier split step</i> pada model geologi empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (kontinu).....	57
Gambar 4.6. Hasil migrasi <i>finite-difference</i> pada model geologi empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (kontinu).....	58
Gambar 4.7. Hasil migrasi <i>fourier split step</i> pada model geologi empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (tidak kontinu).....	60
Gambar 4.8. Hasil migrasi <i>finite-difference</i> pada model geologi empat perlapisan dan satu <i>channel</i> (tidak kontinu).....	61

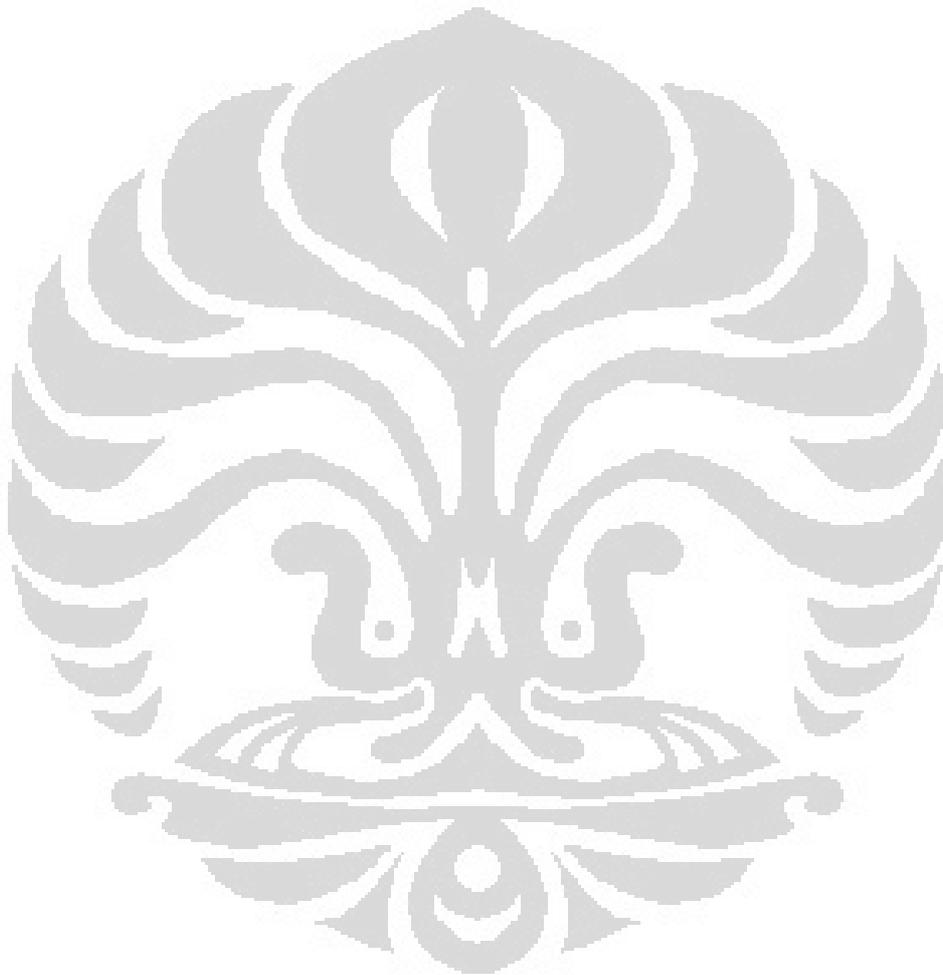
Gambar 4.9. *Gap* atau *shadow zone* pada kurva $T(x)$ dalam suatu *low velocity zone (LVZ)*..... 62

Gambar 4.10. Ilustrasi sebuah gelombang yang terjebak dalam suatu *low velocity zone (LVZ)*..... 62



DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran A Model kecepatan $V [x,t]$ pada model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin), model geologi tiga perlapisan (patahan), dan model geologi empat perlapisan dan satu <i>channel</i> dengan kecepatan yang kontinu dan tidak kontinu.....	69
--	----



BAB I PENDAHULUAN

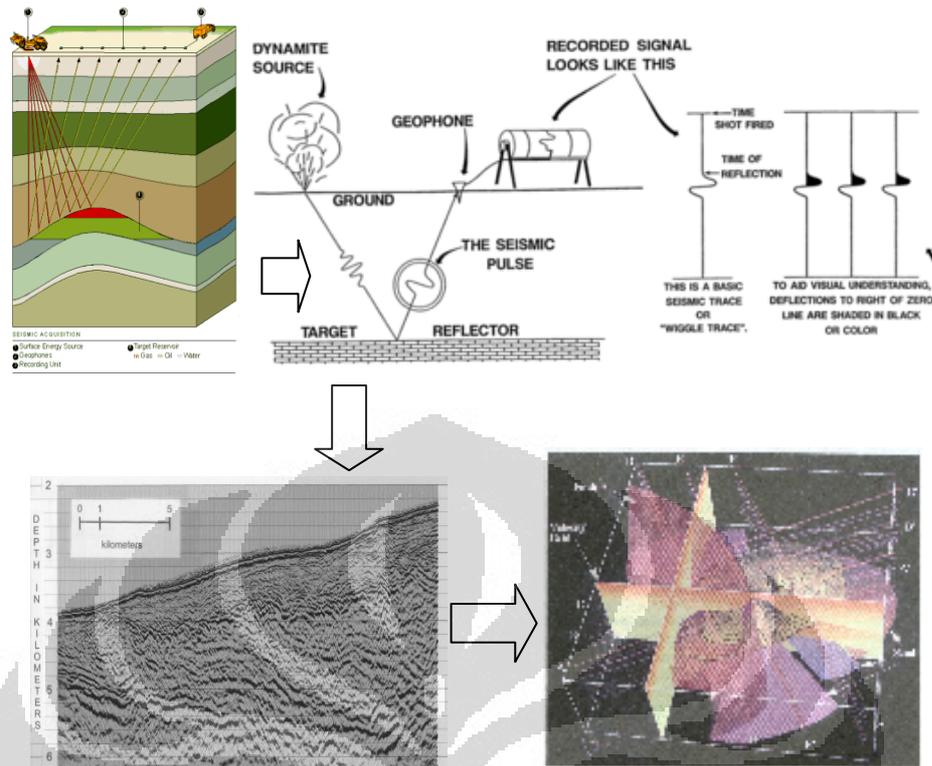
1.1. Latar Belakang Penelitian

Seismologi secara umum merupakan ilmu yang mempelajari gempa bumi. Dari gelombang gempa bumi yang terekam, para ahli dapat menyimpulkan penyebab terjadinya tempat/lokasi asalnya, kekuatannya, jenisnya, serta sifat-sifat atau perilakunya. Bahkan dari gelombang gempa tersebut dapat dipelajari struktur bagian dalam dari bumi kita (*Oldham, 1906 ; Lehmann, 1936*).

Adanya gempa bumi alamiah baik yang berasal dari aktivitas gunung berapi maupun tektonik yang sulit dipastikan kapan munculnya serta dimana terjadinya menyebabkan gempa bumi jenis ini tidak dimanfaatkan oleh manusia untuk keperluan eksplorasi. Maka direkayasa suatu gempa bumi buatan yang dapat diatur kekuatannya serta tempat dan waktu terjadinya.

Jadi, seismologi eksplorasi adalah ilmu yang mempelajari gelombang gempa bumi buatan untuk mempelajari struktur maupun strata bawah permukaan bumi yang hasilnya dapat dimanfaatkan untuk keperluan eksplorasi sumber daya alam seperti, minyak, gas bumi, batubara, dll.

Dalam kegiatan seismologi eksplorasi ini terdapat suatu metode seismik, yaitu metode seismik refleksi yang merupakan satu diantara berbagai metode yang sering dipergunakan oleh perusahaan minyak dan gas bumi untuk mengetahui atau mencari *reservoir* suatu hidrokarbon. Metode seismik refleksi merupakan kegiatan yang meliputi tiga tahapan (Gambar 1.1), yaitu pengambilan data, pengolahan data, dan interpretasi.



Gambar 1.1. Tahapan kegiatan metode seismik refleksi. (Maliyan, 2007)

Tugas akhir ini membahas mengenai tahapan akhir dari pengolahan data seismik, yaitu migrasi. Yang mana migrasi adalah suatu proses untuk memindahkan kedudukan reflektor pada posisi dan waktu pantul yang sebenarnya berdasarkan lintasan gelombang. Hal ini disebabkan karena penampang seismik hasil *stack* belumlah mencerminkan kedudukan (struktur geologi) yang sebenarnya karena rekaman *normal incident* belum tentu tegak lurus terhadap bidang permukaan atau titik reflektor belum tentu tepat berada di antara pasangan *receiver-transmitter*, terutama untuk bidang reflektor yang miring. Selain itu, migrasi juga dapat menghilangkan pengaruh difraksi gelombang yang muncul akibat adanya struktur-struktur tertentu seperti patahan, sinklin, dan antiklin.

Salah satu metode migrasi yang digunakan, yaitu metode *fourier split step*. Metode migrasi *fourier split step* diterapkan pada tahun 1990 sebagai metode alternatif untuk mengatasi permasalahan variasi kecepatan secara lateral. Metode ini menggunakan dual-domain, yaitu domain bilangan gelombang dan ruang. Dalam domain bilangan gelombang kecepatan pada lapisan dianggap konstan,

yaitu rata-rata dari lapisan tersebut. Domain ruang digunakan untuk memasukan nilai variasi kecepatan secara lateral. Variasi ini dianggap sebagai gangguan terhadap medan gelombang ketika terdapat perubahan kecepatan secara lateral.

Selain metode migrasi diatas, metode migrasi yang digunakan, yaitu migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference*. Migrasi *finite-difference* merupakan metode migrasi yang menggunakan prinsip *downward continuation*. Teknik migrasi ini didasarkan pada solusi differensial pada persamaan gelombang skalar. Metode *finite difference* dapat digunakan untuk persamaan gelombang 2D maupun gelombang 3D. Pada prinsipnya metode ini terkait dengan transformasi koordinat penjalaran gelombang dibawah permukaan bumi. Transformasi koordinat dapat digunakan untuk mengamati penjalaran gelombang seismik pada arah tertentu.

1.2. Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian untuk tugas akhir ini, yaitu

1. Mempelajari prinsip kerja metode migrasi *fourier split step* dan migrasi *finite-difference*, serta cara penggunaannya dalam *software Seismic Un*x (SU)*.
2. Mempelajari parameter-parameter yang mempengaruhi proses migrasi ini.
3. Membandingkan hasil dari kedua metode ini.

1.3. Pembatasan Masalah

Kedua metode migrasi yang digunakan, yaitu metode migrasi *fourier split step* dan *finite-difference*. Metode tersebut diaplikasikan pada data seismik sintetik *zero-offset* yang belum dimigrasi dan mengandung difraksi. Proses pembuatan data seismik sintetik menggunakan metode *finite-difference* di MATLAB (Juanda, 2007) dan pengolahan migrasi data seismik tersebut menggunakan *software Seismic Un*x (SU)*.

1.4. Metodologi Penelitian

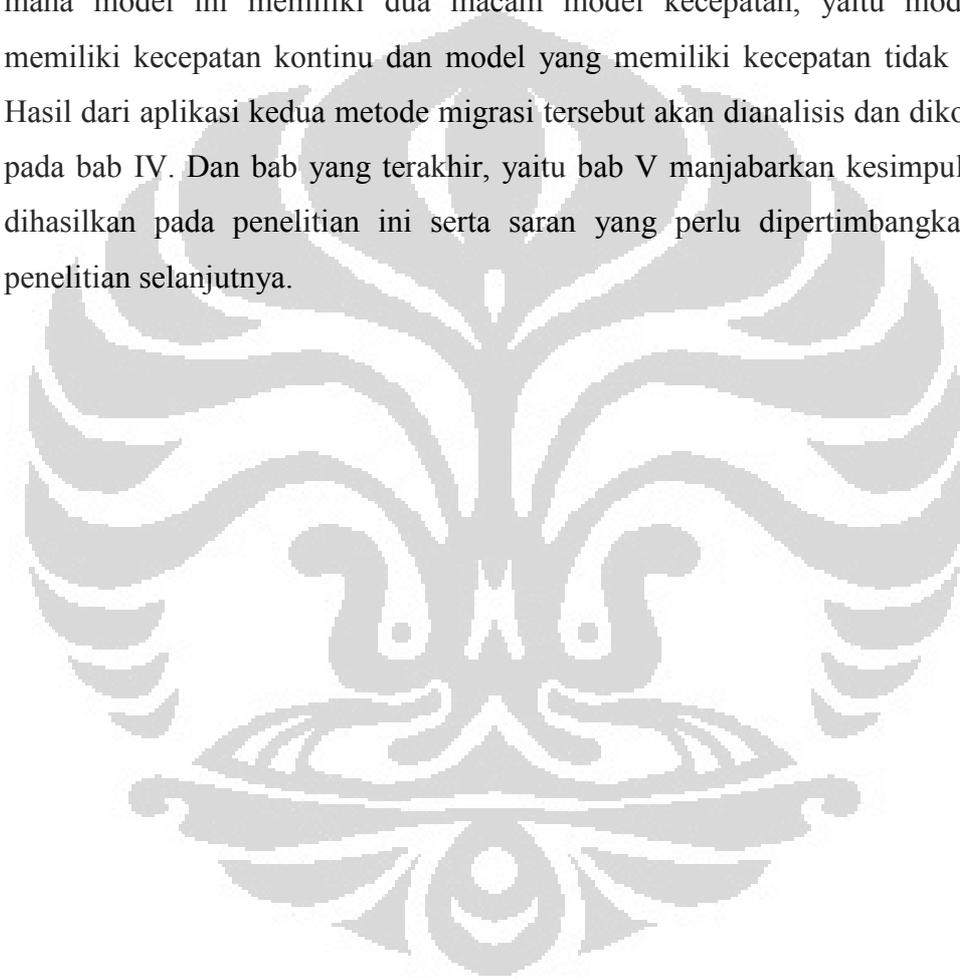
Data seismik sintetis yang digunakan untuk proses migrasi dengan metode *fourier split step* dan *finite-difference* dibagi menjadi tiga bagian. Yang pertama, yaitu data seismik sintetis dengan struktur geologi dua perlapisan yang sederhana, yaitu model geologi sinklin-antiklin dengan kecepatan konstan untuk setiap lapisan. Yang kedua, yaitu data seismik sintetis dengan struktur geologi tiga perlapisan yang sederhana, yaitu model geologi patahan dengan kecepatan konstan untuk setiap lapisan. Data seismik sintetis *zero-offset* yang dihasilkan dari model-model geologi tersebut mengandung difraksi, sehingga dilakukan kedua proses migrasi tersebut untuk mendapatkan penampang seismik yang diinginkan. Kedua metode migrasi kemudian diaplikasikan, untuk selanjutnya dibandingkan hasil dari keduanya.

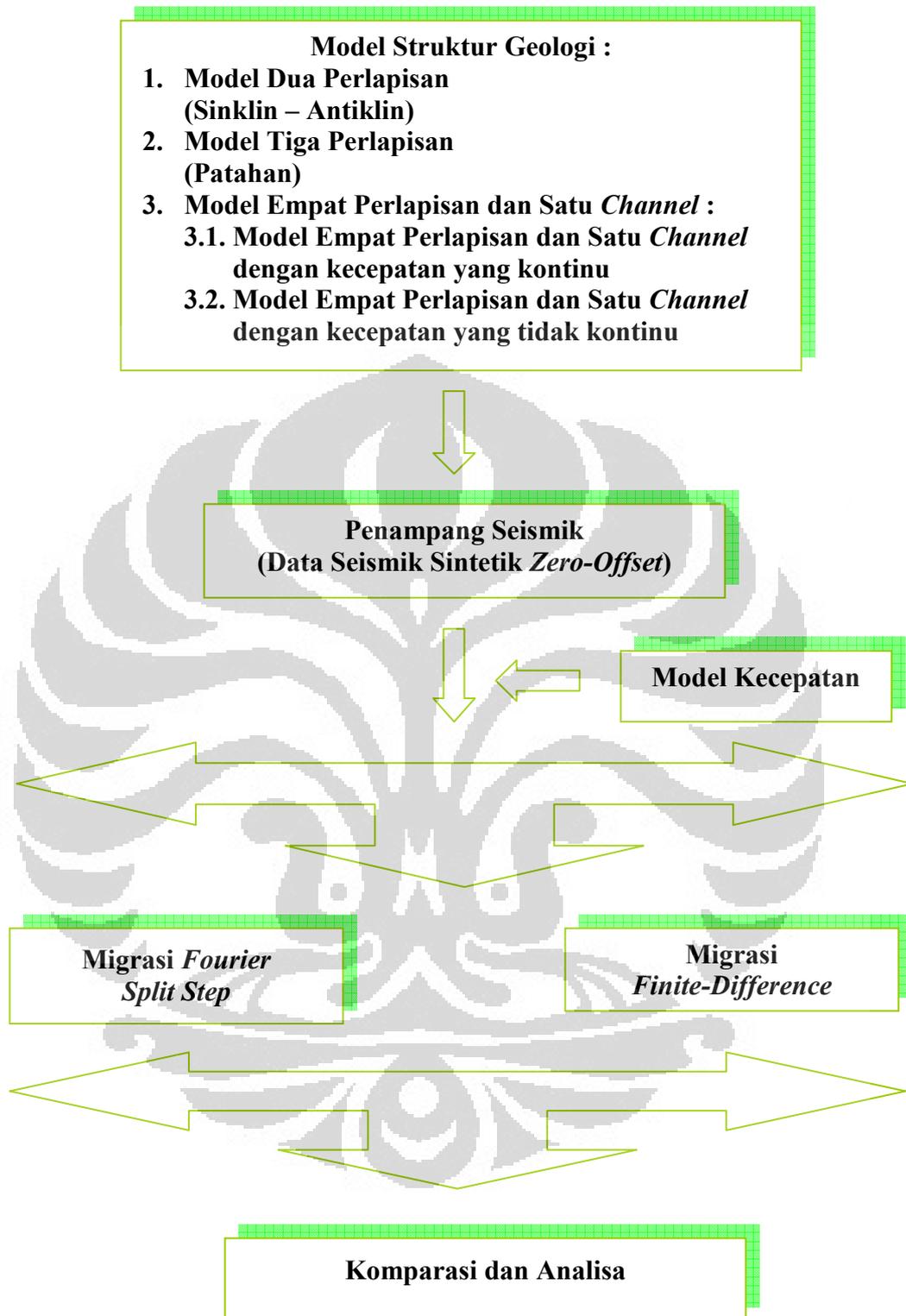
Yang ketiga, yaitu data seismik sintetis dengan struktur geologi empat perlapisan dan satu *channel*, yang mempunyai struktur geologi yang lebih rumit dan model kecepatan yang lebih bervariasi secara lateral dan vertikal. Pada model yang ketiga ini terdapat dua macam model kecepatan, yaitu model yang memiliki kecepatan kontinu dan model yang memiliki kecepatan tidak kontinu. Perbedaan nilai kecepatan pada kedua model tersebut terletak pada lapisan kedua dan *channel* masing-masing model kecepatan. Sama seperti data seismik sintetis yang pertama dan kedua, pada data seismik sintetis yang ketiga ini juga dilakukan pengolahan data migrasi dengan kedua metode yang sama. Secara garis besar metodologi penelitian yang dilakukan penulis digambarkan dalam diagram alir metodologi penelitian (Gambar 1.2).

1.5. Sistematika Penulisan

Penyelesaian penulisan penelitian ini menggunakan sistematika penulisan sebagai berikut: Bab I merupakan bab pendahuluan yang menjabarkan tentang latar belakang penyusunan tugas akhir ini, tujuan penelitian, pembatasan masalah, metodologi penelitian, dan sistematika penulisan karya tulis. Kemudian bab II berisikan tinjauan pustaka, yaitu pengolahan data seismik secara umum, prinsip

dasar penjalaran gelombang, pengertian migrasi, konsep dasar migrasi, prinsip dasar dari migrasi $f-k$ yang mendasari metode migrasi *fourier split step*, dan prinsip dasar dari kedua metode migrasi yang digunakan, yaitu metode migrasi *fourier split step* sendiri dan metode migrasi *finite-difference*. Pada bab III akan diaplikasikan kedua metode migrasi tersebut untuk data seismik sintetik *zero-offset* dengan model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin), model geologi tiga perlapisan (patahan), serta model geologi empat perlapisan dan satu *channel*, yang mana model ini memiliki dua macam model kecepatan, yaitu model yang memiliki kecepatan kontinu dan model yang memiliki kecepatan tidak kontinu. Hasil dari aplikasi kedua metode migrasi tersebut akan dianalisis dan dikomparasi pada bab IV. Dan bab yang terakhir, yaitu bab V manjabarkan kesimpulan yang dihasilkan pada penelitian ini serta saran yang perlu dipertimbangkan untuk penelitian selanjutnya.





Gambar 1.2. Diagram alir metodologi penelitian.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Pengolahan Data Seismik

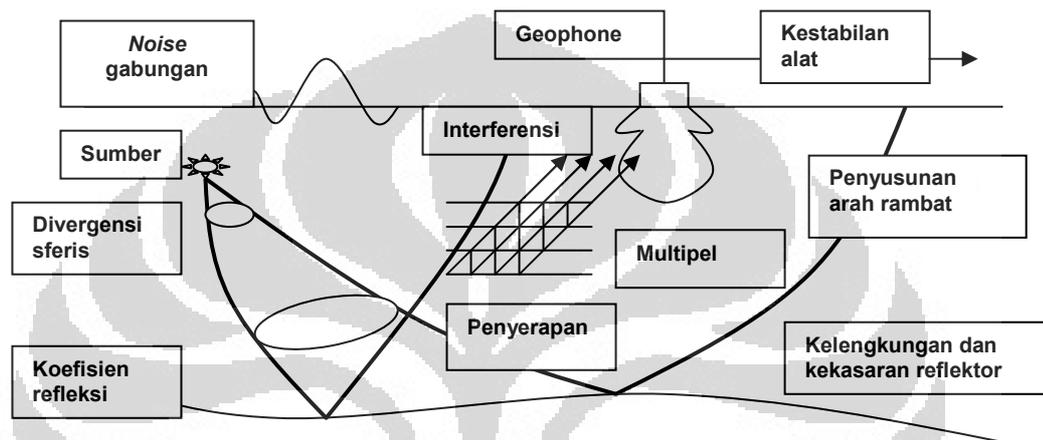
Data seismik hasil akuisisi di lapangan merupakan data mentah yang masih dipengaruhi oleh banyak faktor yang tidak mencerminkan kondisi bawah permukaan. Untuk mengubah data seismik lapangan menjadi penampang seismik harus dilakukan pengolahan data seismik. Sekarang ini konsep yang sering digunakan untuk pengolahan data seismik adalah konsep pengolahan digital. Dalam konsep ini proses yang dilakukan sepenuhnya adalah proses matematik. Pengolahan data secara digital menggunakan peralatan komputer beserta perlengkapannya dan juga perangkat lunak sebagai sarana penerapan prosedur-prosedur pengolahan.

Proses pengolahan data seismik terbagi menjadi dua kelompok, yaitu proses dasar dan proses lanjutan. Proses dasar menitikberatkan kepada koreksi-koreksi terhadap hal-hal yang mengganggu data. Gangguan dapat terjadi kapan saja mulai saat gelombang menjalar dari sumber sampai ke alat perekam. Gangguan juga dapat berupa apa saja yang dapat mempengaruhi amplitudo gelombang seismik (Gambar 2.1.). Sebagaimana diketahui bahwa tras seismik merupakan hasil konvolusi antara *wavelet* dengan koefisien refleksi dan ditambah dengan *noise*, mengikuti persamaan :

$$s(t) = w(t) * RC(t) + n(t) \quad (2.1)$$

dimana, $s(t)$ = tras seismik
 $w(t)$ = *wavelet* seismik
 $n(t)$ = *noise*
 $RC(t)$ = koefisien refleksi
* = konvolusi

Jadi dalam proses dasar dilakukan berbagai cara untuk menekan faktor *noise* ($n(t)$) menjadi seminimal mungkin. Semua itu berpengaruh terhadap penampilan struktur bawah permukaan secara kualitatif. Sedangkan hal-hal yang berkaitan dengan informasi yang lebih dalam dan lebih teliti dari pada itu diselesaikan dalam proses lanjutan.

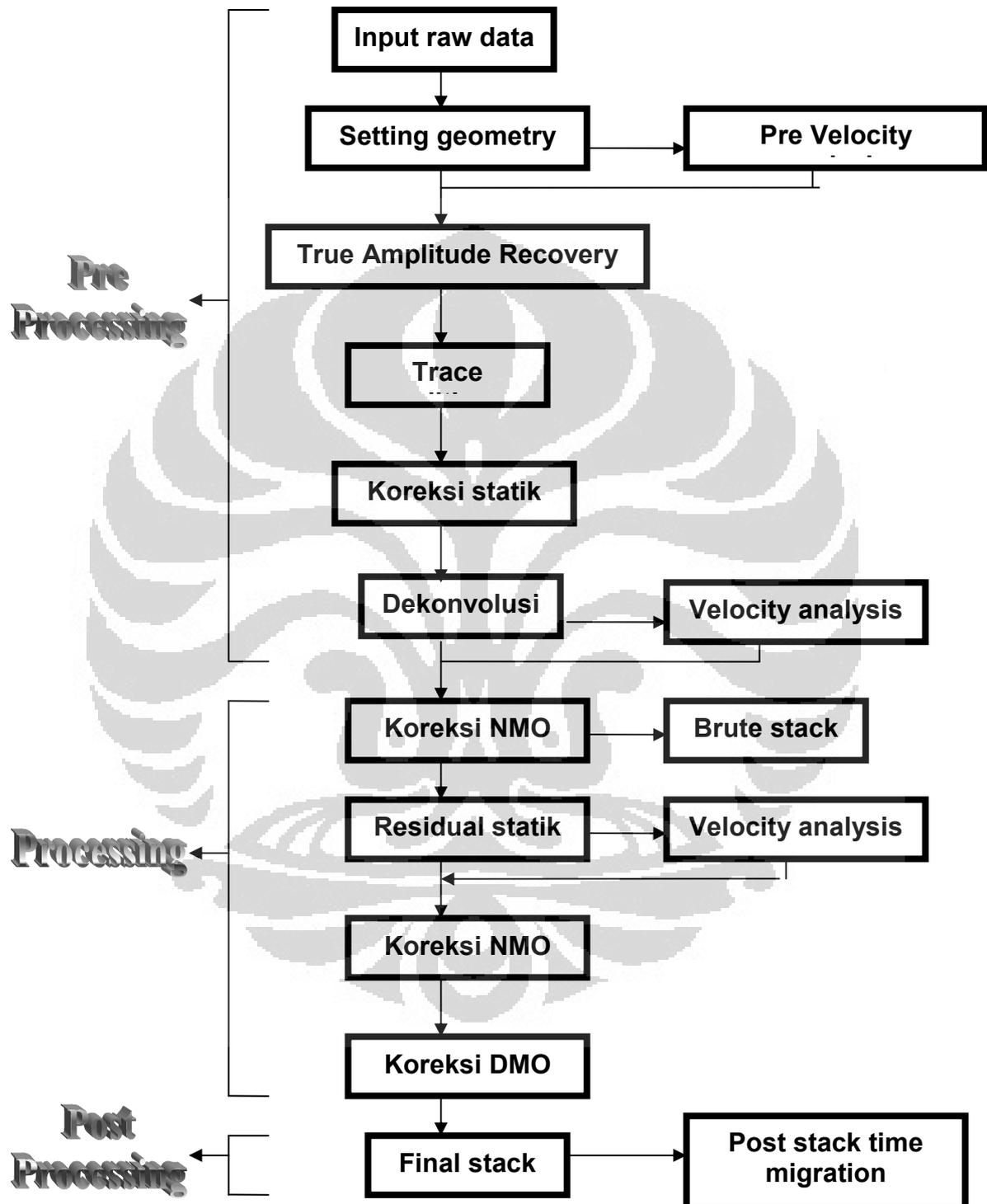


Gambar 2.1. Penjalaran energi gelombang seismik. (Pratama, 2007)

Secara umum urutan proses pengolahan data seismik dapat dibedakan menjadi 3 kelompok, yaitu :

- *Pre processing*
- *Processing* atau *analysing*
- *Post processing* (Munadi, 2002).

Berikut merupakan diagram alir pengolahan data seismik :

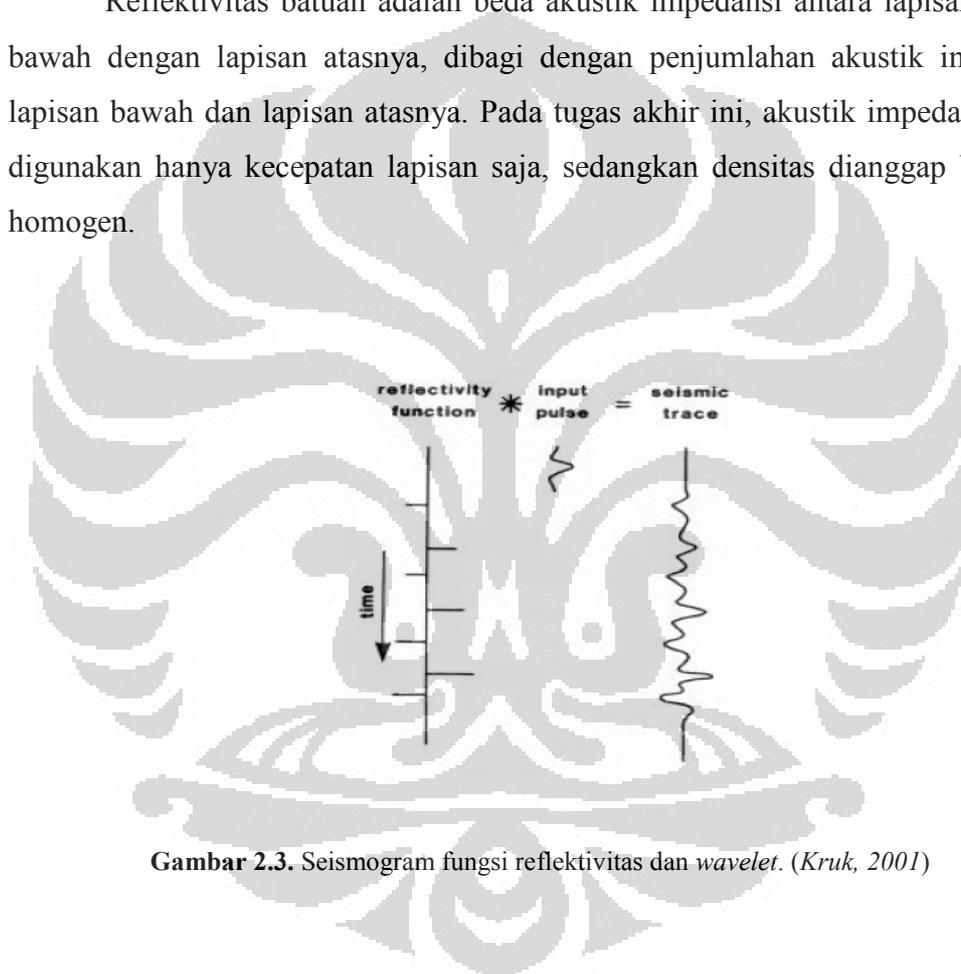


Gambar 2.2. Diagram alir pengolahan data seismik. (Pratama, 2008)

2.1.1. Seimogram Sintetik

Data yang digunakan pada tugas akhir ini bukan data yang didapatkan dari survey seismik lapangan, akan tetapi merupakan data sintetik hasil dari penentuan koordinat melalui *guide* di MATLAB (Juanda, 2007). Seismogram sintetik adalah kumpulan fungsi dari reflektivitas batuan sintetik yang dikonvolusikan dengan sebuah *source* atau *wavelet*.

Reflektivitas batuan adalah beda akustik impedansi antara lapisan batuan bawah dengan lapisan atasnya, dibagi dengan penjumlahan akustik impedansi lapisan bawah dan lapisan atasnya. Pada tugas akhir ini, akustik impedansi yang digunakan hanya kecepatan lapisan saja, sedangkan densitas dianggap berharga homogen.



Gambar 2.3. Seismogram fungsi reflektivitas dan *wavelet*. (Kruk, 2001)

$$RC = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (2.2)$$

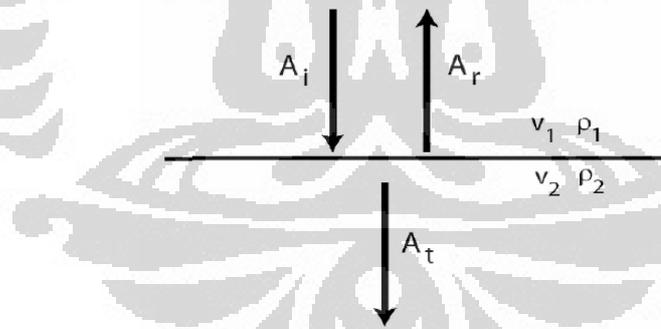
dengan RC adalah koefisien refleksi, Z adalah akustik impedansi, ρ adalah densitas batuan, dan v adalah kecepatan.

2.1.2. Zero-Offset

Zero-offset adalah keadaan dimana antara *receiver* dan *source* memiliki jarak sama dengan 0 ($x = 0$). Keadaan ini menimbulkan terjadinya *normal incident* dimana gelombang yang datang membentuk sudut 90° terhadap bidang pantul. Tentu saja hal yang sangat sulit dilakukan pada keadaan nyata, namun dapat dilakukan oleh perekaman gelombang seismik sintetis. Pada saat $x = 0$ didapatkan *tref* (waktu datang gelombang refleksi) sebesar :

$$t_{ref} = \frac{2z}{v} \quad (2.3)$$

Untuk lapisan berikutnya *tref* dapat dihitung dengan mencari interval kedalaman masing-masing lapisan. Lapisan yang didapat dikalikan 2 dan dibagi dengan kecepatan dilapisan tersebut. *Normal incident* digambarkan seperti di bawah ini, apabila gelombang akustik menjalar kebawah dan menemukan *interface*, maka sebagian energinya akan ditransmisikan dan sebagian akan direfleksikan. Besarnya koefisien refleksi dapat dihitung dengan persamaan RC sebelumnya.



Gambar 2.4. Ilustrasi sinar datang secara tegak lurus (*normal incident*).
(Unsworth, 2006)

besarnya energi yang ditransmisikan adalah :

$$T = \frac{2z_1}{z_1 + z_2} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} \quad (2.4)$$

Persamaan koefisien refleksi dan koefisien transmisi diatas disebut persamaan Zoeppritz (Unsworth, 2006).

2.1.3. Parameter Lapangan

Setelah dijelaskan sekilas mengenai teori pengolahan data seismik, selanjutnya dibutuhkan juga informasi mengenai parameter-parameter saat akuisisi data. Pemahaman tentang istilah parameter-parameter lapangan tersebut akan memudahkan dalam penentuan parameter-parameter yang dibutuhkan dalam pengolahan data seismik dengan *guide* di MATLAB (Juanda, 2007), terutama yang berhubungan dengan akuisisi data.

Beberapa parameter lapangan yang terkait, antara lain :

- ◆ *Sampling rate* (laju pencuplikan)

Adalah interval waktu perekaman. *Sampling rate* (Δt) berpengaruh terhadap batas frekuensi maksimum yang masih bisa ditampilkan sebagai data. Frekuensi maksimum itu disebut frekuensi *Nyquist*.

$$f_q = \frac{1}{2\Delta t} \quad (2.5)$$

Data yang berfrekuensi melebihi batas maksimum akan menimbulkan *aliasing*.

- ◆ *Record length* (panjang perekaman)

Adalah lamanya waktu perekaman. Waktu ini ditentukan oleh kedalaman target, semakin dalam target semakin besar panjang perekamannya agar gelombang pantul yang membawa informasi dari target dapat terekam.

- ◆ *Receiver distance* (jarak *geophone*)

Jarak *geophone* ini menentukan panjang lintasan observasi. Jarak *geophone* tergantung pada luas target di bawah permukaan. Untuk meng-cover target, diperlukan panjang lintasan yang lebih besar dari panjang target tersebut.

- ◆ *Number of fold*

Adalah seringnya satu titik di bawah permukaan terekam oleh *geophone* di permukaan. Jumlah *fold* dapat dihitung dengan rumus :

$$\text{number of fold} = \frac{\text{number of channel} \times \text{receiver interval}}{2 \times \text{shot interval}} \quad (2.6)$$

Semakin besar jumlah *fold* semakin bagus resolusi data yang didapat.

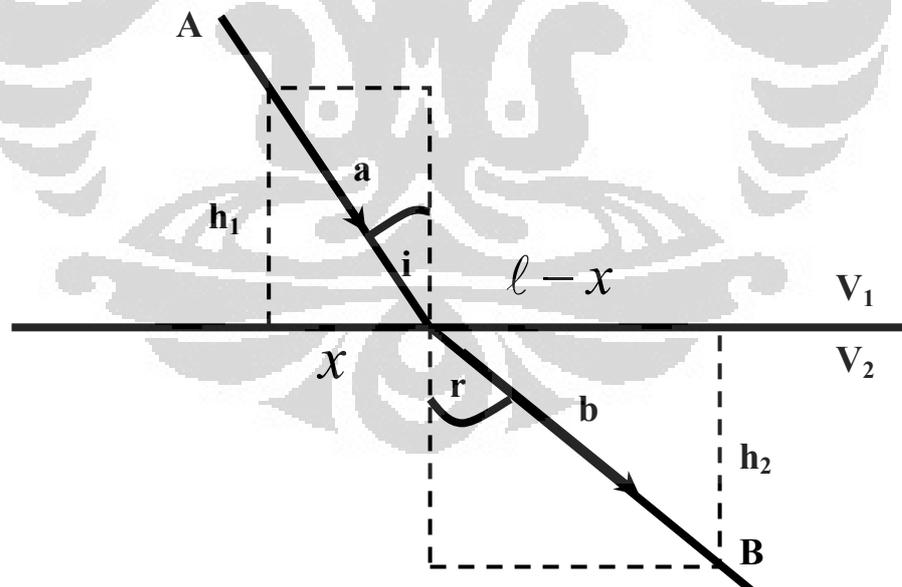
2.2. Prinsip Dasar Penjalaran Gelombang

Muka gelombang merupakan suatu bidang permukaan yang pada suatu saat tertentu membedakan medium yang telah terusik dengan medium yang belum terusik. Muka gelombang juga merupakan potret dari penjalaran usikan.

Berdasarkan bentuk muka gelombangnya (*wavefront*), gelombang seismik dapat dibedakan atas empat macam, yaitu gelombang bidang/datar, gelombang silinder, gelombang bola (*sferis*), dan gelombang kerucut (*conic*).

Untuk memudahkan penelusuran penjalaran gelombang di dalam struktur bawah permukaan yang lebih kompleks, maka dipakai sinar seismik (*seismic ray*). Sinar seismik didefinisikan sebagai suatu garis yang disemua titik selalu tegak lurus muka gelombang.

Sifat penting dari sinar adalah bahwa dia mengikuti asas *Fermat* : lintasan yang ditempuh gelombang adalah lintasan yang paling sedikit memerlukan waktu. Perhatikan Gambar 2.5 berikut ini.



Gambar 2.5. Lintasan sinar seismik dalam medium yang berbeda kecepatan.
(Munadi, 2000)

Waktu yang diperlukan gelombang untuk menempuh lintasan dari A ke B adalah :

$$T = \frac{a}{V_1} + \frac{b}{V_2} \quad (2.7)$$

$$= \frac{(h_1^2 + x^2)^{1/2}}{V_1} + \frac{((\ell - x)^2 + h_2^2)^{1/2}}{V_2}$$

Menurut *Fermat*,

$$\frac{dT}{dx} = 0 \quad (2.8)$$

Maka didapat,

$$\frac{x}{V_1(h_1^2 + x^2)^{1/2}} = \frac{\ell - x}{V_2((\ell - x)^2 + h_2^2)^{1/2}} \quad (2.9)$$

Karena (lihat Gambar 2.6),

$$\sin i = \frac{x}{(h_1^2 + x^2)^{1/2}} \quad (2.10)$$

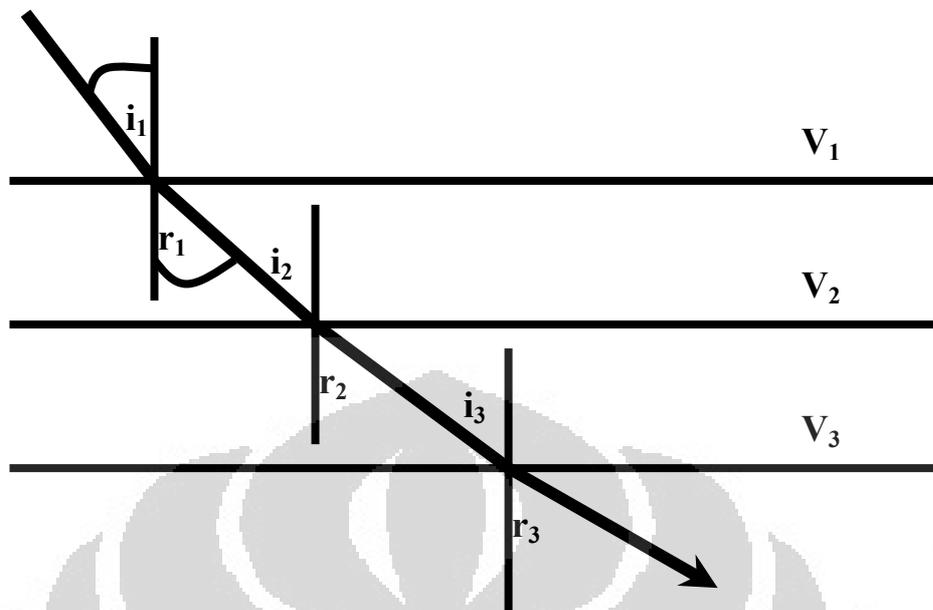
$$\sin r = \frac{\ell - x}{((\ell - x)^2 + h_2^2)^{1/2}} \quad (2.11)$$

Akhirnya persamaan (2.9) dapat diubah menjadi,

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin r}{V_2} \quad (2.12)$$

Yang tidak lain persamaan (2.12) merupakan hukum Snellius.

Dalam kasus medium dengan banyak lapisan mendatar $r_1 = i_2$, $r_2 = i_3$, dan $r_3 = i_4$, ternyata (lihat Gambar 2.6),



Gambar 2.6. Penjalaran sinar seismik dalam medium berlapis.
(Munadi, 2000)

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} = \frac{\sin i_3}{V_3} = \frac{\sin i_4}{V_4} = \text{konstanta} \quad (2.13)$$

Nilai konstanta ini dinamakan parameter sinar, disingkat p . Jadi,

$$\frac{\sin i_n}{V} = p \quad \text{untuk } n = 1, 2, \dots \quad (2.14)$$

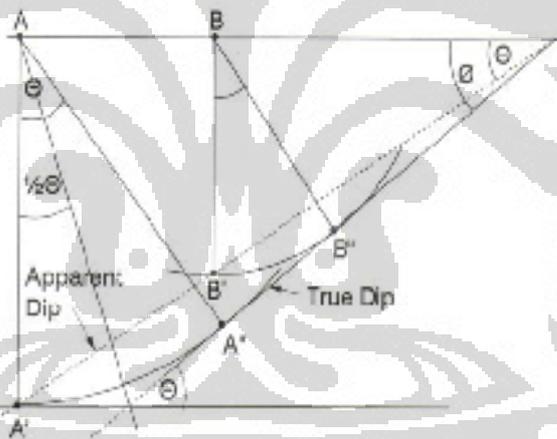
Persamaan (2.14) disebut hukum Snellius diperumum, dengan catatan :

1. Hanya berlaku untuk strata horizontal, tidak ada variasi kecepatan secara lateral,
2. Dapat dipakai untuk menentukan parameter sinar di sembarang titik dalam medium hanya dengan mengetahui V dan i di satu titik,
3. Cocok untuk penelusuran penjalaran gelombang dalam medium dengan variasi kecepatan vertikal $V = V(z)$. Dalam hal ini z adalah kedalaman.

2.3. Pengertian Migrasi

Migrasi adalah suatu proses untuk memindahkan kedudukan reflektor pada posisi dan waktu pantul yang sebenarnya berdasarkan lintasan gelombang. Hal ini disebabkan karena penampang seismik hasil *stack* belumlah mencerminkan kedudukan yang sebenarnya, karena rekaman *normal incident* belum tentu tegak lurus terhadap bidang permukaan, terutama untuk bidang reflektor yang miring. Selain itu, migrasi juga dapat menghilangkan pengaruh difraksi gelombang yang muncul akibat adanya struktur-struktur tertentu seperti patahan, karena pada patahan terdapat titik difraktor.

Di bawah ini (Gambar 2.7) adalah gambar yang memperlihatkan *true dip* dan *apparent dip* dimana dengan adanya 2 hal tersebut maka jelas sekali bahwa migrasi diperlukan.



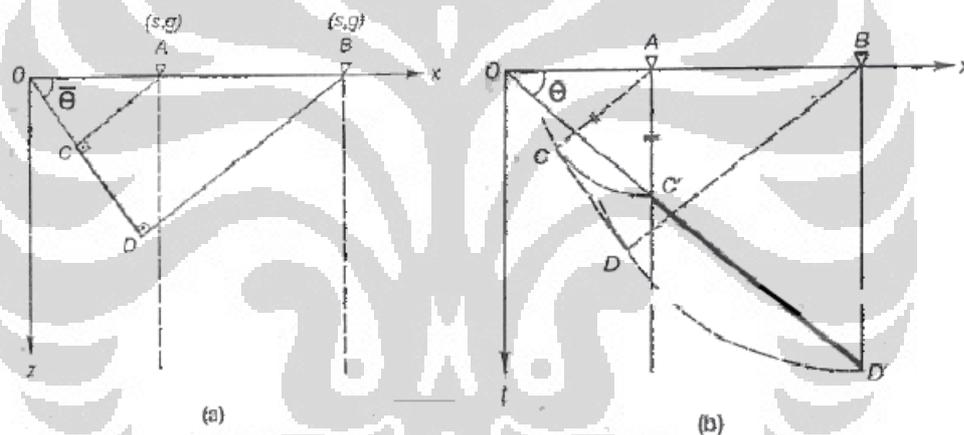
Gambar 2.7. Pengertian antara *true dip* dan *apparent dip*.
(<http://www.aug.geophys.ethz.ch/teaching/>)

2.4. Konsep Dasar Migrasi

Prinsip migrasi dapat dilihat pada Gambar 2.8, anggap reflektor miring CD di bawah permukaan, yang memiliki *offset* sepanjang 0-x dan kedalaman sepanjang 0-t. Ketika pasangan *source-receiver* (s,g) digerakkan dari titik 0

sampai ke titik x , *normal incident* pertama yang datang dari reflektor miring terekam pada lokasi A. Sinyal dari gelombang seismik yang merupakan pantulan dari reflektor di bawah permukaan, yang sampai pada pasangan *source-receiver* di permukaan ditandai oleh A dan pada reflektor di bawah permukaan ditandai oleh C' .

Ketika pasangan *source-receiver* dijalankan kembali dari A menuju ke arah x , *normal incident* yang datang terekam dari reflektor miring CD. Kedatangan terakhir pantulan dari reflektor di bawah permukaan yang terekam oleh *receiver* di permukaan ditandai oleh titik B dan pada reflektor di bawah permukaan ditandai dengan titik D' . Posisi geologi sebenarnya dari reflektor CD tidak sama dengan peristiwa refleksi yang posisinya di $C'D'$.



Gambar 2.8. Prinsip migrasi.
(Yilmaz, 2001)

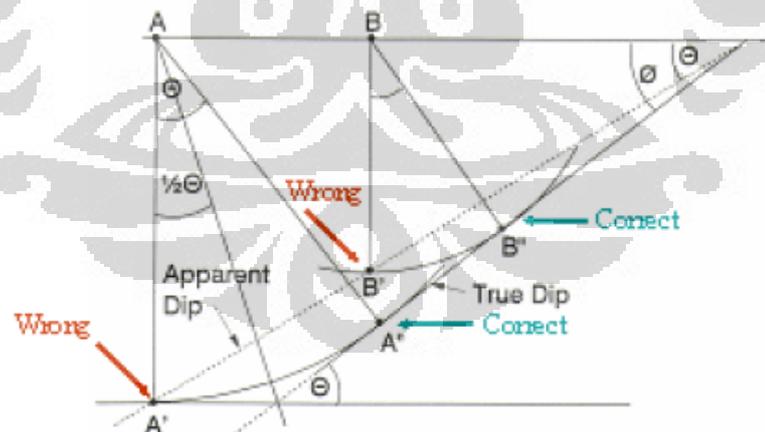
Dari konstruksi geometri yang sederhana ini dapat disimpulkan:

- Sudut kemiringan reflektor pada keadaan yang sebenarnya (kondisi geologi) lebih besar daripada kemiringan reflektor yang terdapat di penampang seismik.
- Panjang reflektor pada keadaan yang sebenarnya (kondisi geologi) lebih pendek jika dibandingkan dengan panjang reflektor pada penampang seismik.
- Kedalaman reflektor pada keadaan yang sebenarnya (kondisi geologi) lebih dangkal jika dibandingkan dengan kedalaman reflektor pada penampang seismik.

Jadi sebelum dilakukan migrasi penampang seismik akan memiliki gambaran permukaan yang sangat berbeda dengan kondisi geologi yang sebenarnya khususnya untuk reflektor yang memiliki kemiringan yang cukup signifikan, sehingga migrasi menjadi salah satu tahap yang paling penting di dalam pengolahan data seismik.

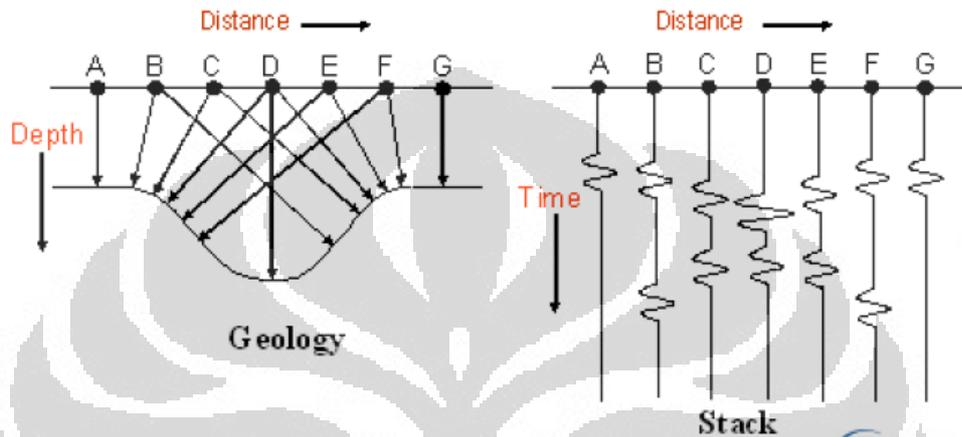
Dari penjelasan diatas dapat disimpulkan dengan dilakukannya migrasi ,maka suatu reflektor di bawah permukaan yang didapat dari penampang seismik akan memiliki kemiringan yang lebih terjal, menjadi lebih pendek, dan memiliki kedalaman yang lebih dangkal (mengalami perubahan posisi secara vertikal dan lateral).

Salah satu metode migrasi yang pertama kali adalah dengan menggunakan jangka, dapat dilihat pada Gambar 2.9., yaitu dengan membuat lintasan yang mendekati setengah lingkaran pada titik yang berada pada kedua ujung reflektor, dan membuat garis baru yang merupakan garis singgung pada kedua lintasan setengah lingkaran tersebut dibatasi oleh 2 titik yang merupakan titik-titik tempat bersinggungannya garis tersebut. Maka garis tersebut akan menjadi reflektor yang baru.



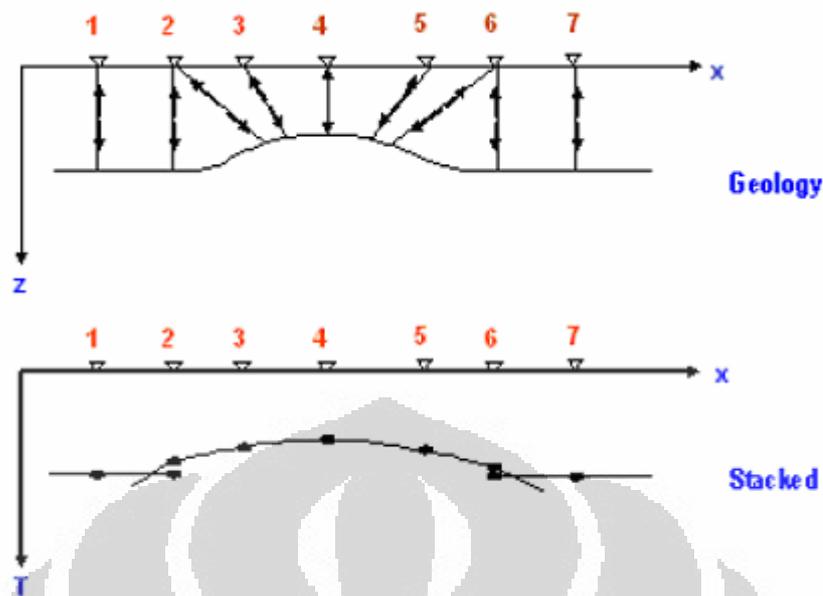
Gambar 2.9. Migrasi dengan menggunakan jangka.
(<http://www.aug.geophys.ethz.ch/teaching/>)

Di bawah ini merupakan kasus-kasus khusus untuk model-model geologi, seperti sinklin (Gambar 2.10), antiklin (Gambar 2.11), dan fault (Gambar 2.12), serta perbandingan antara tampilan suatu struktur geologi yang telah di migrasi dan yang belum di migrasi.



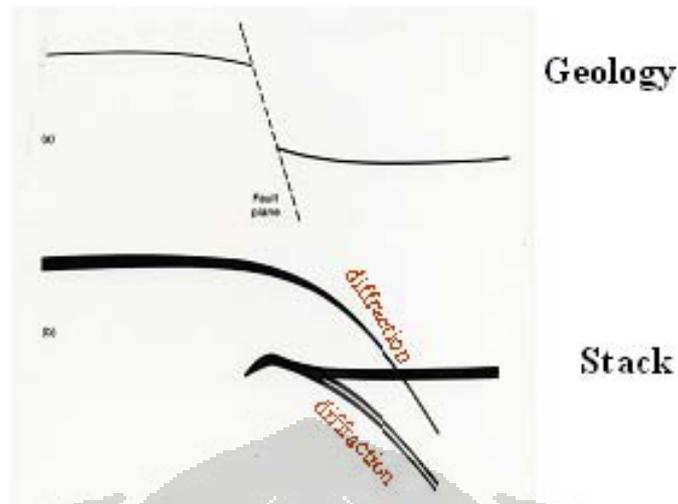
Gambar 2.10. Informasi yang diberikan oleh *stack section* jika terdapat sinklin. (Yilmaz, 2001)

Pada penampang seismik diatas (Gambar 2.10) untuk bentuk reflektor di bawah permukaan yang berupa sinklin, dapat dilihat mengapa tidak merepresentasikan keadaan bawah permukaan yang sebenarnya. Pada titik A belum terlihat adanya masalah karena reflektor di bawah titik A masih merupakan reflektor yang datar. Tetapi jika kita melihat pada titik B, *receiver* pada titik B mendapatkan 2 sinyal dari pantulan gelombang seismik, bukan pantulan dari reflektor di bawah permukaan titik B seperti yang diharapkan. Begitu juga yang terjadi pada titik C, titik E, dan titik F, bahkan pada titik D ada 3 sinyal dari pantulan gelombang seismik yang dipantulkan oleh reflektor di bawah permukaan.



Gambar 2.11. Informasi yang diberikan oleh *stack section* jika terdapat antiklin.
 (<http://www.aug.geophys.ethz.ch/teaching/>)

Pada penampang seismik diatas (Gambar 2.11) untuk bentuk reflektor di bawah permukaan yang berupa antiklin, pada titik 1 belum merepresentasikan reflektor yang berada di bawah permukaan karena reflektor masih datar. Pada titik 2, terdapat 2 sinyal yang sampai ke *receiver* tersebut. Sinyal yang berasal dari bawah titik 2 masih merepresentasikan keadaan reflektor di bawah permukaan, tetapi sinyal lainnya dipantulkan dari antiklin yang posisinya tidak berada di bawah *receiver* 2, begitu juga yang terjadi pada titik 6. Untuk titik 3 dan titik 5 bahkan tidak ada sinyal yang berasal dari reflektor yang berada di bawah masing-masing *receiver* tersebut. Sehingga tidak mencerminkan reflektor yang berada di bawah permukaan titik-titik tersebut.

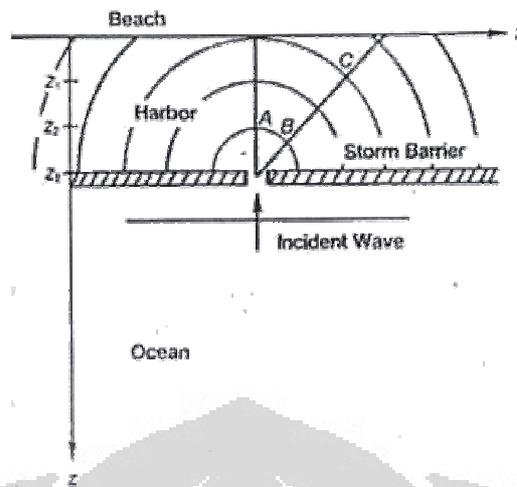


Gambar 2.12. Informasi yang diberikan oleh *stack section* jika terdapat *fault*.
[\(http://www.aug.geophys.ethz.ch/teaching/\)](http://www.aug.geophys.ethz.ch/teaching/)

Gambar diatas (Gambar 2.12) merupakan perbandingan antara penampang seismik yang dibentuk oleh struktur *fault* sebelum dilakukan migrasi. Pada saat ini banyak terdapat metode-metode untuk melakukan migrasi diantaranya, yaitu migrasi dengan menggunakan metode *waveequation*, migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference*, dan migrasi dengan menggunakan metode *kirchhoff*.

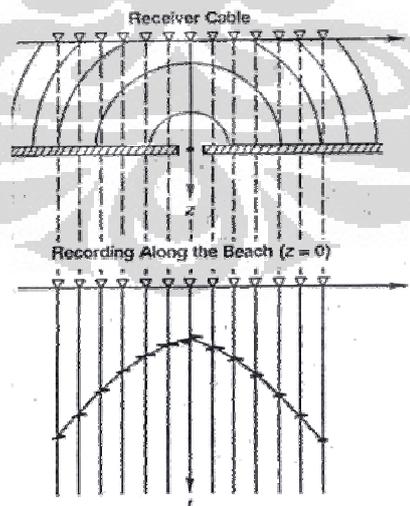
2.4.1. *Downward Continuation*

Claerbout pada tahun 1985 menggunakan contoh pelabuhan untuk menjelaskan proses migrasi. Diasumsikan ada sebuah penghalang bercelah ditengahnya pada jarak z_3 dari pantai (Gambar 2.13). Celah tersebut sesuai dengan prinsip *Huygens* akan bekerja sebagai sumber sekunder dan menghasilkan muka gelombang berbentuk setengah lingkaran yang bergerak ke arah pantai.



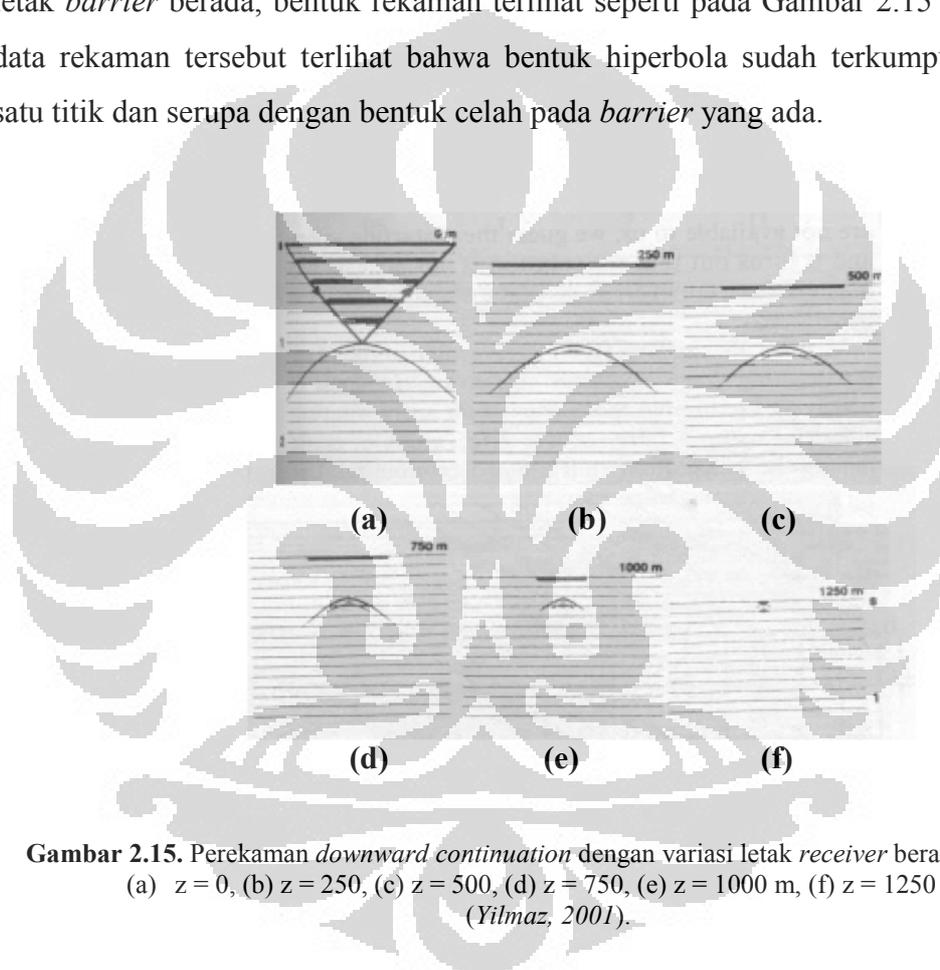
Gambar 2.13. Ilustrasi *downward continuation*. Gelombang datang yang melalui celah akan terhamburkan akibat adanya difraksi. (Yilmaz, 2001)

Jika di pesisir pantai dilakukan pengukuran seismik dengan menggunakan *receiver*, maka bentuk penampang seismik yang terekam berupa hiperbola, seperti pada Gambar 2.14. Bentuk hiperbola ini bukanlah bentuk celah yang sebenarnya, bentuk yang sebenarnya, yaitu berupa titik. Untuk melihat bentuk celah yang sebenarnya dikenal suatu metode yang disebut dengan *downward continuation*, dengan penjelasan sebagai berikut :



Gambar 2.14. Bentuk rekaman *downward continuation*. (Yilmaz, 2001)

Anggap jarak pantai ke celah, yaitu 1250 m, maka bentuk rekaman seismik oleh *receiver* yang berada di pantai ($z = 0$) yang mana seperti yang diperlihatkan oleh Gambar 2.15 (a). Jika pengukuran dilakukan pada jarak $z = 250$ m dari pantai, maka bentuk rekamannya akan berubah menjadi seperti pada Gambar 2.15 (b). Terlihat bahwa bentuk hiperbola berubah dimana titik apexnya menjadi lebih dekat ke *receiver* dan bentuk hiperbolanya mengecil (terkumpul pada satu titik). Jika perekaman dilakukan sampai *receiver* berada pada $z = 1250$ m, yaitu dimana letak *barrier* berada, bentuk rekaman terlihat seperti pada Gambar 2.15 (f). Pada data rekaman tersebut terlihat bahwa bentuk hiperbola sudah terkumpul dalam satu titik dan serupa dengan bentuk celah pada *barrier* yang ada.



Gambar 2.15. Perekaman *downward continuation* dengan variasi letak *receiver* berada pada (a) $z = 0$, (b) $z = 250$, (c) $z = 500$, (d) $z = 750$, (e) $z = 1000$ m, (f) $z = 1250$ m. (Yilmaz, 2001).

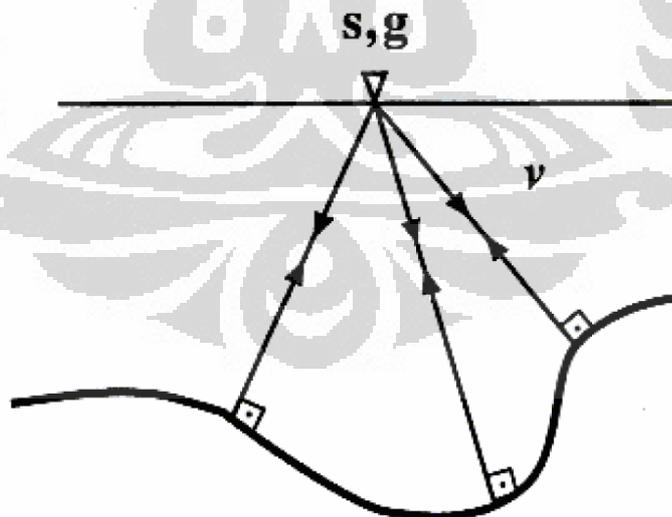
Prinsip ini yang digunakan dalam melakukan proses migrasi. Untuk memprediksi perekaman jika *receiver* berada pada kedalaman $z = \Delta z$, yaitu dimana posisi reflektor berada, sedangkan data yang terekam oleh *receiver* pada permukaan bumi, $z = 0$, maka dilakukan interpolasi dengan menggunakan persamaan diferensial pada *finite-difference* atau operator interpolasi pada

metode migrasi f-k. Dengan demikian diharapkan penampang seismik yang telah terinterpolasi ini nantinya akan menunjukkan struktur geologi yang sebenarnya

2.4.2. Exploding Reflector Model

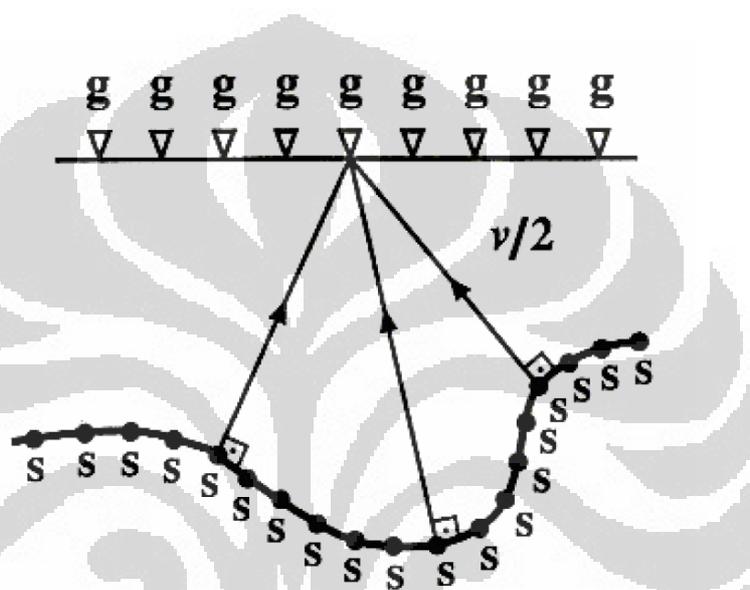
Kita beranggapan bahwa data penampang seismik yang telah di-*stack* (akan di migrasi) merupakan data yang terekam berdasarkan *zero-offset*, yaitu gelombang yang datang ke *receiver* merupakan gelombang yang mengalami pemantulan tegak lurus terhadap bidang reflektor atau sejajar dengan garis normal bidang reflektor. Terdapat dua tipe skema untuk mengembangkan teori *zero-offset* agar dapat digunakan dalam proses migrasi.

Pertama adalah *zero-offset* berarti data direkam dengan cara memindahkan sebuah sumber dan sebuah *receiver* sepanjang garis tanpa ada jarak diantara keduanya (Gambar 2.16). Energi yang terekam mengikuti lintasan gelombang dengan pemantulan normal terhadap bidang batas reflektor. Namun geometri perekaman dengan menggunakan model seperti ini kurang aplikatif untuk digunakan dalam proses migrasi.



Gambar 2.16. Model *zero-offset*, dimana sumber dan *receiver* berada pada titik yang sama. (Yilmaz, 2001)

Kemudian yang kedua adalah setiap satu *receiver* berada pada permukaan di setiap titik lokasi CMP sepanjang garis dan sumber berada pada sepanjang perbatasan reflektor (*Loewenthal et al., 1976*). Sumber meledak secara bersamaan dengan arah gerak gelombang ke atas normal terhadap bidang. Gelombang direkam oleh *receiver* yang berada di permukaan (Gambar 2.17). Model perekaman yang digambarkan oleh eksperimen ini dikenal dengan istilah *exploding reflector model*.



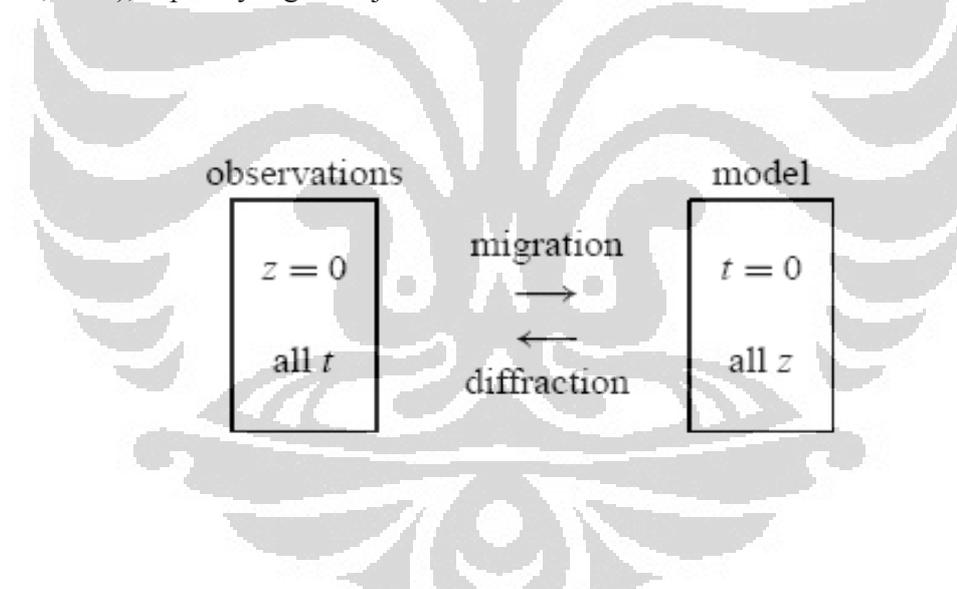
Gambar 2.17. Ilustrasi *exploding reflector model*.
(Yilmaz, 2001)

Perbedaan utama dari kedua tipe tersebut adalah bahwa tipe pertama, waktu yang direkamnya adalah waktu dua kali jalan (*two way time*), yaitu gelombang bergerak dari sumber menuju reflektor dan kembali ke *receiver*. Sedangkan pada tipe yang kedua, waktu yang direkam adalah waktu satu kali jalan (*one way time*), yaitu dari sumber yang berada di reflektor langsung menuju *receiver*. Untuk menghasilkan waktu atau penampang seismik yang sama jika menggunakan kedua tipe tersebut, maka dapat dilakukan dengan beranggapan bahwa kecepatan perambatan gelombang pada *exploding reflector model* adalah setengah dari kecepatan gelombang yang sebenarnya.

2.4.3. Ekstrapolasi

Data seismik yang terekam dalam penampang seismik yang telah di-*stack* adalah data dimana pengukuran dilakukan dengan *receiver* berada pada permukaan bumi ($z = 0$) dan waktu pengukuran mulai dari $t = 0$ sampai waktu akhir perekaman. Dengan menggunakan metode *downward continuation* kita dapat menginterpolasi, sehingga mendapatkan data dimana seolah-olah pengukuran dilakukan pada kedalaman $z = z_1, z_2, z_3, \dots$ dst.

Kemudian dengan menggunakan metode *exploding reflector model* dapat diambil data saat $t = 0$ untuk memastikan bahwa gelombang yang terukur adalah gelombang yang masih berada di reflektor. Jika medan gelombang yang terukur dilambangkan dengan P , maka data yang terekam dapat diberikan indeks menjadi $P(x, z = 0, t)$. Dan proses migrasi merubah data tersebut menjadi $P(x, z = z_1, z_2, z_3, \dots, t = 0)$, seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 2.18.



Gambar 2.18. Dasar perhitungan metode migrasi.
(Claerbout, 1985)

2.5. Migrasi f-k

Penggunaan transformasi *Fourier* pada proses migrasi dapat dilakukan dengan sederhana, seperti diilustrasikan oleh Gambar 2.19. Input 2-D *zero-offset* $p(x, t)$ pada Gambar 2.19 (a) memiliki tiga buah reflektor dengan kemiringan α .

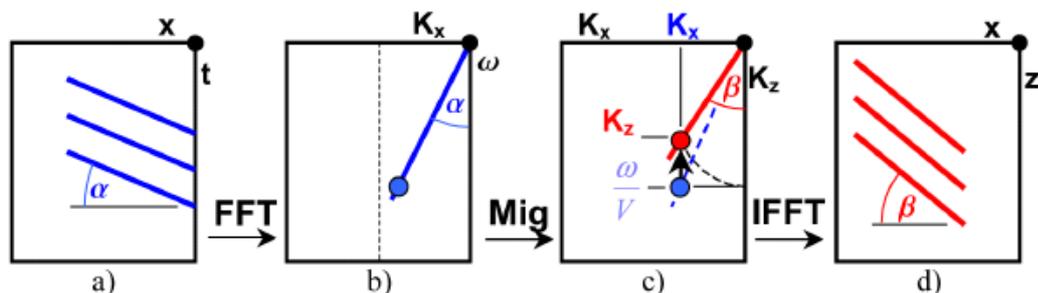
Kemudian dilakukan transformasi *Fourier* ke dalam bentuk $P(k_x, \omega)$, dimana bilangan gelombang k_x adalah transformasi *Fourier* dari komponen x , dan radial frekuensi ω adalah transformasi *Fourier* untuk komponen t . Semua energi yang mempunyai kemiringan yang sama digabungkan bersama dalam domain $P(k_x, \omega)$ dengan kemiringan α diukur dari sumbu vertikal. Secara singkat persamaan gelombang dalam domain waktu-ruang adalah persamaan (2.15) dan persamaan gelombang dalam domain bilangan gelombang-frekuensi didefinisikan persamaan (2.16).

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 P}{V^2 \partial t^2} \quad (2.15)$$

$$k_x^2 + k_z^2 = \frac{\omega^2}{V^2} \quad (2.16)$$

$$k_z = \sqrt{\frac{\omega^2}{V^2} - k_x^2} \quad (2.17)$$

Solusi persamaan (2.16) untuk k_z , kita mendapatkan persamaan (2.17), dimana mengakibatkan pergerakan data pada Gambar 2.19 (c), yang energinya semula berada pada $P(k_x, \omega/v)$ dengan kemiringan α sebelum migrasi, berpindah ke $P(k_x, k_z)$ dengan kemiringan β setelah migrasi. Setelah pergerakan data, titik $P(k_x, k_z)$ berbentuk segitiga dimana jarak radial dihasilkan oleh ω/v , berdasarkan persamaan (2.16) dan (2.17). Algoritma migrasi pada domain frekuensi secara sederhana adalah perpindahan data dari satu titik ke titik lainnya, memiliki waktu yang relatif singkat dan efisien untuk diaplikasikan persamaan migrasinya, dimana diketahui $\tan \alpha = \sin \beta$. Selanjutnya inversi transformasi *Fourier* dilakukan untuk menghasilkan penampang $P(x,z)$ dengan tiga buah reflektor dengan kemiringan β .



Gambar 2.19. Ilustrasi langkah migrasi f-k pada kecepatan konstan.
 (a) Input domain waktu; (b) Input penampang transformasi *fourier*;
 (c) Penampang migrasi transformasi *fourier*; (d) Penampang *depth* migrasi setelah inversi transformasi *fourier*. (Bancroft, 2001)

2.6. Metode *Fourier Split Step*

Metode migrasi yang pertama kali menggunakan domain frekuensi-bilangan gelombang, yaitu migrasi f-k yang dikembangkan oleh *Stolt* pada tahun 1978. Metode ini memberikan hasil yang kurang baik dibandingkan dengan metode migrasi yang lainnya. Meskipun demikian metode ini membutuhkan waktu yang paling sedikit, sehingga orang mulai tertarik untuk mengembangkan metode ini agar dapat mengatasi struktur yang lebih sulit. Oleh karena itu, mulai muncul metode migrasi pergeseran-fase, metode migrasi *phase shift plus interpolation* (PSPI), dan metode *fourier split step* yang dikembangkan oleh *Stoffa* dan rekan-rekannya.

Metode migrasi pergeseran fase dan *phase shift plus interpolation* (PSPI) dirasakan kurang efisien dan jika variasi kecepatan lateralnya cukup kuat, hasilnya tidak stabil. Berbagai metode kemudian dikembangkan untuk mengatasi perubahan secara lateral salah satunya, yaitu metode *fourier split step* yang dikembangkan oleh *Stoffa et al.* pada tahun 1990.

Berawal dari persamaan gelombang biasa,

$$\nabla^2 p - \frac{u^2}{\partial t^2} p = 0 \quad (2.18)$$

dimana $p = p(x,y,z,t)$ adalah tekanan dan $u = u(x,y,z)$ adalah kelambatan medium, yang didefinisikan sebagai kebalikan dari setengah kecepatan merambat $u(x,y,z) = 2/v(x,y,z)$ seperti yang digambarkan oleh model reflektor yang meledak (*exploding reflector model*). Setelah mentransformasi persamaan (2.18) ke dalam domain frekuensi, persamaannya menjadi,

$$\nabla^2 P + \omega^2 u^2 P = 0 \quad (2.19)$$

dimana,

$$P(\mathbf{r}, z, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\mathbf{r}, z, t) e^{-i\omega t} dt \quad (2.20)$$

dan \mathbf{r} adalah vektor posisi horizontal yang didefinisikan $\mathbf{r} = x\mathbf{i}_x + y\mathbf{i}_y$, dengan,

$$r = |\mathbf{r}| = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (2.21)$$

Kita membagi kelambatan $u(\mathbf{r},z)$ menjadi 2 bagian :

$$u(\mathbf{r},z) = u_0(z) + \Delta u(\mathbf{r},z) \quad (2.22)$$

dimana $u_0(z)$ didefinisikan sebagai kelambatan referensi dan dispesifikasikan sebagai kecepatan rata-rata secara horizontal. Semua variasi yang ada ditampung dalam $\Delta u(\mathbf{r},z)$. Substitusikan nilai ini ke dalam persamaan (2.19), persamaannya menjadi,

$$\nabla^2 P + \omega^2 u_0^2 P = -\omega^2 (2u_0 \Delta u + \Delta u^2) P \quad (2.23)$$

atau

$$\nabla^2 P + \omega^2 u_0^2 P = -S(\mathbf{r}, z, \omega), \quad (2.24)$$

dimana S didefinisikan sebagai,

$$S(r, z, \omega) = \omega^2 [2u_0 \Delta u(r, z) + \Delta u^2(r, z)] P(r, z, \omega) \quad (2.25)$$

jadi, persamaan gelombang akustik untuk daerah homogen (persamaan (2.19)) telah dirubah ke dalam persamaan gelombang inhomogen (persamaan (2.24)) dengan memasukan suku $S(r, z, \omega)$ karena adanya perbedaan kecepatan.

Penyelesaian persamaan (2.24) yang digunakan oleh metode *fourier split step* didasarkan dengan mengabaikan pengaruh Δu^2 dan dapat disimpulkan sebagai berikut: transformasi *Fourier* medan gelombang pada kedalaman z_n , $P_-(r, z_n, \omega)$, dari ruang r ke ruang k_r :

$$\bar{P}_-(k_r, z_n, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} P_-(r, z_n, \omega) e^{i k_r \cdot r} dr \quad (2.26)$$

dimana k_r adalah vektor gelombang horizontal yang didefinisikan sebagai $k_r = k_x \mathbf{i}_{kx} + k_y \mathbf{i}_{ky}$,

$$k_r = |k_r| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} \quad (2.27)$$

kemudian pergeseran fase diaplikasikan berdasarkan bilangan gelombang vertikal yang dihitung menggunakan kelambatan referensi untuk semua frekuensi dan bilangan gelombang,

$$\bar{P}_{1-}(k_r, z_n, \Delta z, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \bar{P}_-(k_r, z_n, \omega) e^{i k_{z0} \Delta z} \quad (2.28)$$

dimana,

$$k_{z0} = \sqrt{\omega^2 u_0^2 - k_r^2} = \omega u_0 \sqrt{1 - (k_r / \omega u_0)^2} \quad (2.29)$$

dan u_0 adalah kelambatan rata-rata untuk interval Δz dimana Δz dianggap sangat kecil. Kemudian lakukan transformasi *Fourier* invers data pergeseran fase $\bar{P}_1(\mathbf{k}_r, z_n, \Delta z, \omega)$ dari \mathbf{k}_r ke \mathbf{r} :

$$P_1(\mathbf{r}, z_n, \Delta z, \omega) = \left(\frac{1}{2\pi} \right)^2 \int_{-\infty}^{\infty} \bar{P}_1(\mathbf{k}_r, z_n, \Delta z, \omega) e^{i\mathbf{k}_r \cdot \mathbf{r}} d\mathbf{k}_r \quad (2.30)$$

Berikutnya, aplikasikan pergeseran fase yang kedua akibat gangguan dalam keterlambatan, $\Delta u(\mathbf{r}, z) = u(\mathbf{r}, z) - u_0(z)$, dalam interval Δz :

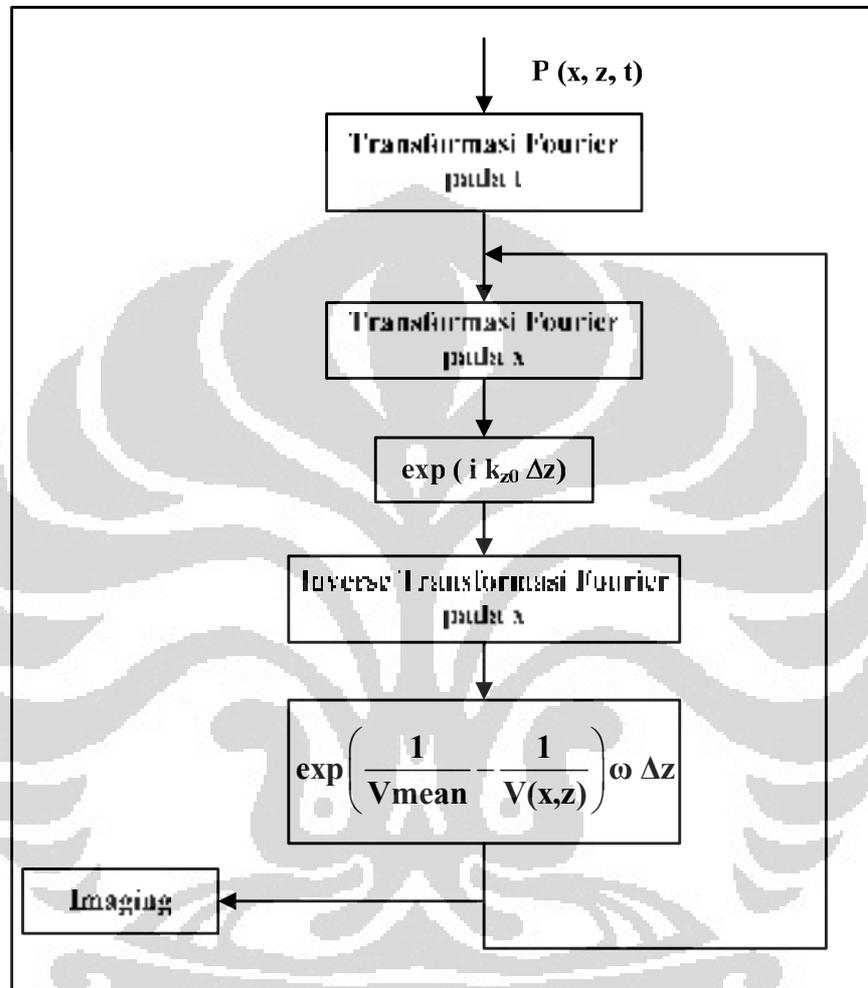
$$P_-(\mathbf{r}, z_{n+1}, \omega) = e^{i\omega \Delta u(\mathbf{r}, z) \Delta z} P_1(\mathbf{r}, z_n, \Delta z, \omega) \quad (2.31)$$

integrasikan $P(\mathbf{r}, z_{n+1}, \omega)$ terhadap seluruh frekuensi yang diinginkan, yaitu dari ω_1 sampai ω_2 untuk mendapatkan data migrasi untuk kedalaman yang sedang dihitung z_{n+1} :

$$p(\mathbf{r}, z_{n+1}, 0) = \left(\frac{1}{2\pi} \right)^2 \int_{\omega_1}^{\omega_2} P_-(\mathbf{r}, z_{n+1}, \omega) d\omega \quad (2.32)$$

Pergeseran fase yang pertama adalah sama dengan yang diaplikasikan pada migrasi pergeseran untuk kecepatan konstan. Pergeseran fase yang kedua bertindak sebagai koreksi pergeseran waktu berdasarkan pada perbedaan antara kelambatan sebenarnya dan referensi pada setiap posisi spasial. Seperti pada metode migrasi lainnya, proses ini berulang untuk interval migrasi berikutnya.

Diagram alir migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* ditunjukkan oleh Gambar 2.20 berikut ini,



Gambar 2.20. Diagram alir migrasi metode *fourier split step*.
(Popovici, 1997)

2.7. Metode *Finite-Difference*

Selain metode migrasi diatas, metode migrasi yang digunakan, yaitu migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference*. Migrasi *finite-difference* merupakan metode migrasi yang menggunakan prinsip *downward continuation*.

Permasalahan migrasi terkait dengan pemecahan persamaan gelombang skalar,

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = 0 \quad (2.33)$$

Salah satu metode yang dapat digunakan untuk memecahkan persamaan gelombang skalar ini, yaitu dengan menggunakan metode *finite-difference*. Metode *finite-difference* ini dapat digunakan untuk persamaan gelombang 2D maupun gelombang 3D

Pada prinsipnya metode ini terkait dengan transformasi koordinat penjalaran gelombang di bawah permukaan bumi. Transformasi koordinat dapat digunakan untuk mengamati penjalaran gelombang seismik pada arah tertentu. Jika suatu gelombang bidang mendekati permukaan dengan sudut θ , maka persamaan dapat dituliskan dengan,

$$\psi(x, z, t) = A \exp[j\omega\{t - (x/v)\sin\theta - (z/v)\cos\theta\}] \quad (2.34)$$

Jika sudut gelombang sangat kecil, maka persamaan ini dapat dituliskan dalam bentuk,

$$\psi(x, z, t) = A \exp[j\omega\{t - x\theta/V - z/V + z\theta^2/2V\}] \quad (2.35)$$

Dan dengan mendefinisikan skala koordinat baru $t^* = t - z/V$ yang merupakan sistem koordinat gelombang yang mengarah keatas atau *upcoming wave*, persamaan diatas dapat ditulis dengan bentuk,

$$\psi^*(x, z, t^*) = A \exp\{j\omega\{t^* - x\theta/V + z\theta^2/2V\}\} \quad (2.36)$$

Dan transformasi persamaan gelombangnya adalah,

$$\begin{aligned} \frac{\partial \psi}{\partial t} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \frac{\partial t^*}{\partial t}, \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial t^{*2}} \\ \frac{\partial \psi}{\partial x} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial x}, \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} \\ \frac{\partial \psi}{\partial z} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial z} + \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \frac{\partial t^*}{\partial z} = \frac{\partial \psi^*}{\partial z} - \frac{1}{V} \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \\ \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} &= \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z^2} - \frac{2}{V} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} + \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial t^{*2}} \end{aligned} \quad (2.37)$$

Berdasarkan transformasi ini, maka akan didapatkan persamaan gelombang *upcoming* berupa,

$$\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z^2} - \left(\frac{2}{V}\right) \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} = 0 \quad (2.38)$$

Dengan menggunakan aproksimasi 15^0 , dimana digunakan asumsi bahwa gelombang menjalar hampir vertikal, perubahan ψ^* terhadap z sangat kecil, sehingga untuk sistem koordinat seperti ini dapat dituliskan persamaan aproksimasi 15^0 dalam bentuk,

$$\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} - \left(\frac{2}{V}\right) \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} = 0 \quad (2.39)$$

Persamaan bentuk ini mempunyai keterbatasan dimana tidak mampu digunakan untuk melakukan migrasi terhadap kemiringan reflektor yang cukup tajam.

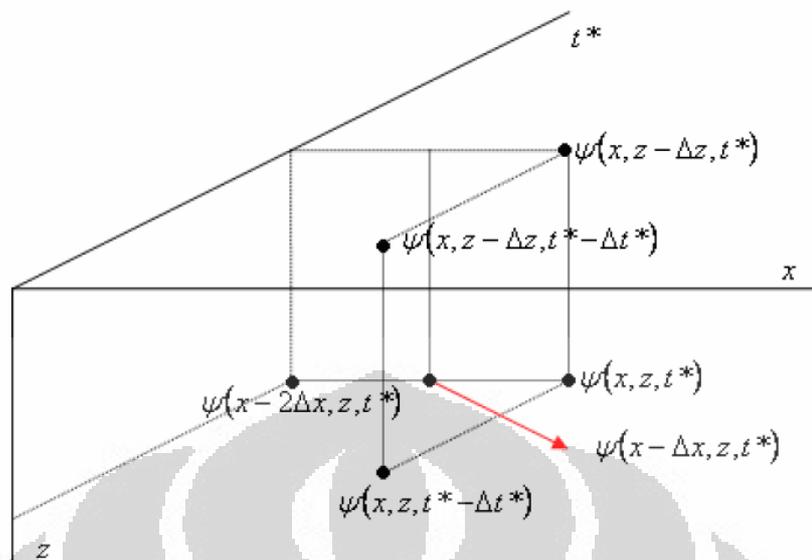
Untuk menyelesaikan persamaan (2.39) digunakan *finite-difference*, dimana ψ^* disusun dalam bentuk *array* 3 dimensi dengan selang interval adalah Δx , Δz , Δt^* .

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} &\approx \frac{\psi^*(x, z, t^*) - 2\psi^*(x - \Delta x, z, t^*) + \psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*)}{\Delta x^2} \\ \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} &\approx \frac{\left\{ \begin{array}{l} \psi^*(x, z, t^*) - \psi^*(x, z - \Delta z, t^*) \\ -\psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*) + \psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*) \end{array} \right\}}{\Delta z \Delta t^*} \end{aligned} \quad (2.40)$$

Sehingga persamaan (2.39) dapat dituliskan solusinya sebagai berikut,

$$\psi^*(x, z, t^*) = \frac{\Delta z \Delta t^* \Delta x^2}{2\Delta z^2 - V \Delta z \Delta t^*} \left\{ \begin{array}{l} \frac{\psi^*(x, z - \Delta z, t^*)}{\Delta z \Delta t^*} + \frac{\psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*} \\ V \psi^*(x - \Delta x, z, t^*) - \psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*) \\ \frac{\psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*)}{2\Delta x^2} \end{array} \right\} \quad (2.41)$$

Persamaan ini menunjukkan hubungan antara enam elemen pada *array*, seperti terlihat pada Gambar 2.21 berikut,



Gambar 2.21. Elemen pada migrasi *finite-difference*.
(*Sheriff et al., 1995*)

Berdasarkan gambar ini dapat terlihat bahwa nilai ψ di suatu titik terdiri atas nilai ψ di lima titik terdekat dengan titik yang bersangkutan, seperti terlihat pada Gambar 2.21 diatas.

$$\begin{aligned} \psi^*(x, z, t^*) = & a_1 \psi^*(x, z - \Delta z, t^*) + a_2 \psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*) + a_3 \psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*) \\ & + V \{ a_4 \psi^*(x - \Delta x, z, t^*) + a_5 \psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*) \} \end{aligned} \quad (2.42)$$

Jika perhitungan data dimulai pada titik $x = 0$, maka diperlukan data ψ pada titik $x = -\Delta x$ dan pada titik $x = -2\Delta x$. Data pada kedua titik ini perlu ditebak, karena pada keadaan sebenarnya tidak tersedia.

BAB III

APLIKASI MIGRASI DATA SEISMIK

Data seismik sintetik yang dibuat terdiri dari empat macam model, yaitu model dua perlapisan (sinklin-antiklin), model tiga perlapisan (patahan), dan model empat perlapisan dan satu *channel*, pada model yang ketiga ini terdapat dua macam model kecepatan, yaitu model yang memiliki kecepatan kontinu dan model yang memiliki kecepatan tidak kontinu. Perbedaan nilai kecepatan pada kedua model tersebut terletak pada lapisan kedua dan *channel* masing-masing model kecepatan.

Langkah pertama dalam membuat data seismik sintetik ini, yaitu dengan membuat model geologi yang diinginkan. Untuk model yang pertama, yaitu model dua perlapisan (sinklin-antiklin), dimensi model geologinya, yaitu sebagai berikut: Nilai interval *grid* x (dx), yaitu 15 m dengan jumlah interval (nx) 401, sehingga panjang penampang model geologinya 6000 m. Nilai interval *grid* kedalaman z (dz), yaitu juga 15 m dengan jumlah interval (nz) 201, sehingga kedalaman maksimal model geologinya 3000 m. Dengan demikian dimensi model geologi yang dibuat, yaitu 6000 m x 3000 m. Model geologi yang dibuat terdiri dari dua perlapisan, dengan nilai kecepatan setiap lapisan konstan. Lapisan pertama nilai kecepataannya 1500 m/s dan lapisan kedua 2100 m/s. Nilai kecepatan diinputkan dengan bentuk matrik $V[x,z]$, artinya nilai kecepatan spesifik untuk setiap jarak (x) dan kedalaman (z).

Untuk model yang kedua, yaitu model tiga perlapisan (patahan), dimensi model geologinya, yaitu sebagai berikut: Nilai interval *grid* x (dx), yaitu 20 m dengan jumlah interval (nx) 601, sehingga panjang penampang model geologinya 12000 m. Nilai interval *grid* kedalaman z (dz), yaitu juga 20 m dengan jumlah interval (nz) 201, sehingga kedalaman maksimal model geologinya 4000 m. Dengan demikian dimensi model geologi yang dibuat, yaitu 12000 m x 4000 m. Model geologi yang dibuat terdiri dari tiga perlapisan, dengan nilai kecepatan setiap lapisan konstan. Lapisan pertama nilai kecepataannya 1400 m/s, lapisan kedua 2200 m/s, dan lapisan ketiga 2700 m/s. Nilai kecepatan diinputkan dengan

bentuk matrik $V[x,z]$, artinya nilai kecepatan spesifik untuk setiap jarak (x) dan kedalaman (z).

Untuk model yang ketiga dan keempat, yaitu model empat perlapisan dan satu *channel*, kedua model kecepatan ini memiliki dimensi model geologi yang sama, yaitu sebagai berikut: Nilai interval *grid* x (dx), yaitu 10 m dengan jumlah interval (nx) 601, sehingga panjang penampang model geologinya 6000 m. Nilai interval *grid* kedalaman z (dz), yaitu juga 10 m dengan jumlah interval (nz) 301, sehingga kedalaman maksimal model geologinya 3000 m. Dengan demikian dimensi model geologi pada kedua model kecepatan yang dibuat ini, yaitu sebesar 6000 m x 3000 m. Namun, kedua model kecepatan ini memiliki perbedaan nilai kecepatan, yang mana perbedaan tersebut terletak pada lapisan kedua dan *channel* masing-masing model kecepatan.

Untuk model yang ketiga, model geologi yang dibuat terdiri dari empat perlapisan dan satu *channel*, dengan nilai kecepatan setiap lapisan konstan. Lapisan pertama nilai kecepataannya 1000 m/s, lapisan kedua 2000 m/s, *channel* 3000 m/s, lapisan ketiga 4000 m/s, dan lapisan keempat 5000 m/s. Sedangkan untuk model yang keempat, model geologi yang dibuat juga terdiri dari empat perlapisan dan satu *channel*, dengan nilai kecepatan setiap lapisan juga konstan, tetapi memiliki perbedaan nilai kecepatan pada lapisan kedua dan *channel*. Lapisan pertama nilai kecepataannya 1000 m/s, lapisan kedua 3000 m/s, *channel* 2000 m/s, lapisan ketiga 4000 m/s, dan lapisan keempat 5000 m/s. Pada kedua model kecepatan ini, nilai kecepatan diinputkan dengan bentuk matrik $V[x,z]$, artinya nilai kecepatan spesifik untuk setiap jarak (x) dan kedalaman (z).

Langkah kedua, yaitu membuat data seismik sintetik *zero-offset* berdasarkan model-model geologi yang telah dibuat sebelumnya dengan menggunakan metode *finite-difference* di MATLAB (Juanda, 2007). Dalam pembuatan data seismik sintetik *zero-offset* ini, keempat model kecepatan yang telah dibuat memiliki nilai *time sampling* dan jumlah *time sampling* tertentu.

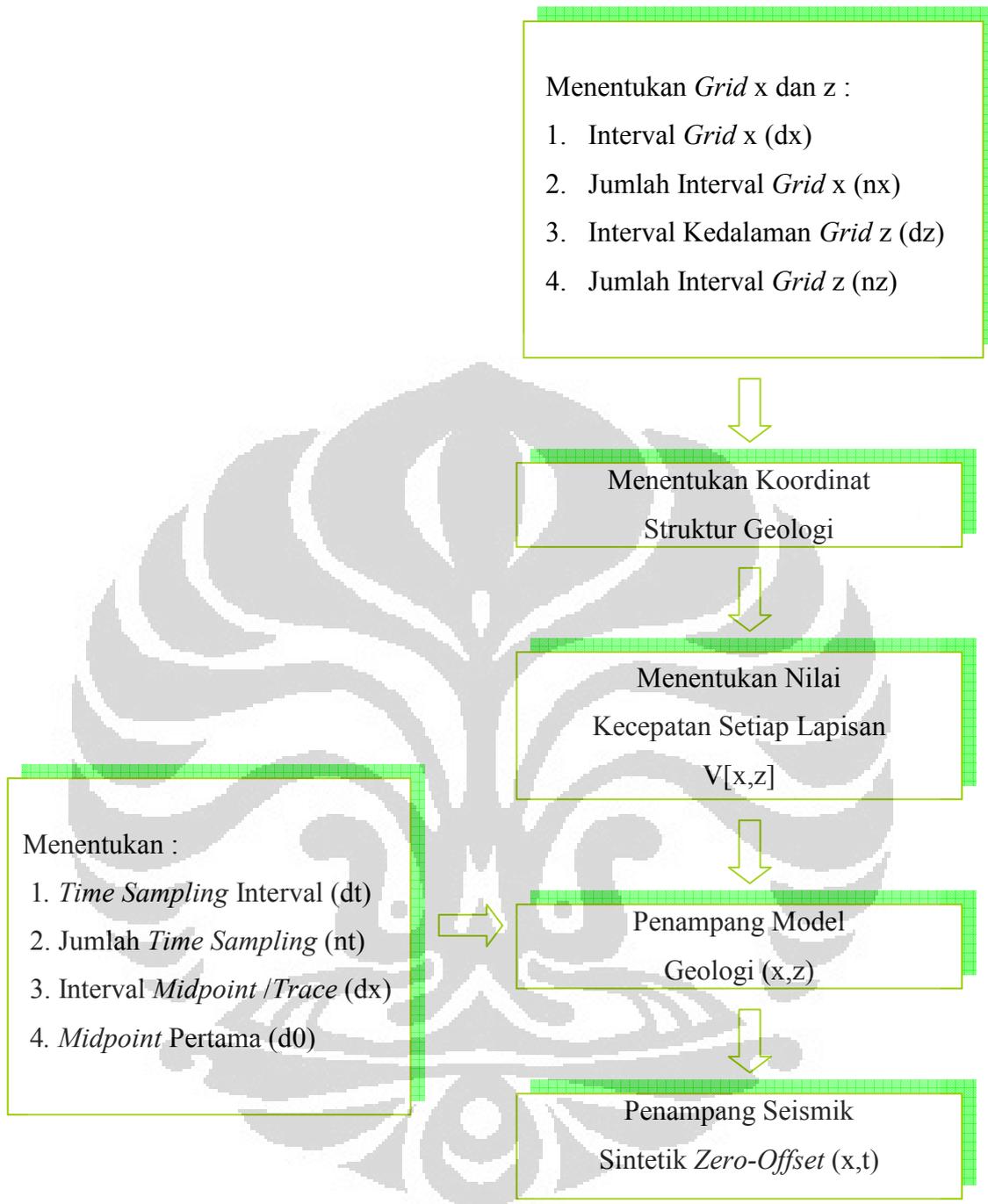
Untuk model yang pertama, yaitu model dua perlapisan (sinklin-antiklin), nilai *time sampling* sebesar 3 ms dan jumlah *time sampling* 1001, dengan demikian total waktu rekaman seismik, yaitu 3 s. Jarak antar *midpoint* atau *trace* 15 m, *midpoint* atau *trace* pertama terletak pada titik 0. Panjang model geologi

yang dibuat 6000 m, sehingga jumlah *midpoint* atau *trace* seismik yang terbentuk, yaitu sebanyak 401 *trace*.

Untuk model yang kedua, yaitu model tiga perlapisan (patahan), nilai *time sampling* sebesar 4 ms dan jumlah *time sampling* 1001, dengan demikian total waktu rekaman seismik, yaitu 4 s. Jarak antar *midpoint* atau *trace* 20 m, *midpoint* atau *trace* pertama terletak pada titik 0. Panjang model geologi yang dibuat 12000 m, sehingga jumlah *midpoint* atau *trace* seismik yang terbentuk, yaitu sebanyak 601 *trace*.

Untuk model yang ketiga dan keempat, yaitu model empat perlapisan dan satu *channel*, kedua model ini memiliki nilai *time sampling* dan jumlah *time sampling* yang sama, selain itu jarak dan titik letak pertama antar *midpoint* atau *trace* pun juga sama. Nilai *time sampling* pada kedua model ini, yaitu sebesar 3 ms dan jumlah *time sampling* 1001, dengan demikian total waktu rekaman seismik 3 s. Jarak antar *midpoint* atau *trace* 10 m, *midpoint* atau *trace* pertama terletak pada titik 0. Panjang model geologi yang dibuat 6000 m, sehingga jumlah *midpoint* atau *trace* seismik yang terbentuk, yaitu sebanyak 601 *trace*.

Diagram alir pembuatan model geologi dan data seismik sintetik *zero-offset* terlihat seperti Gambar 3.1. Setelah terbentuk data seismik sintetik *zero-offset*, maka data kemudian dimigrasi dengan menggunakan dua metode migrasi, yaitu metode migrasi *fourier split step* dan metode migrasi *finite-difference*. Proses migrasi ini dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak *Seismic Unix* (SU).

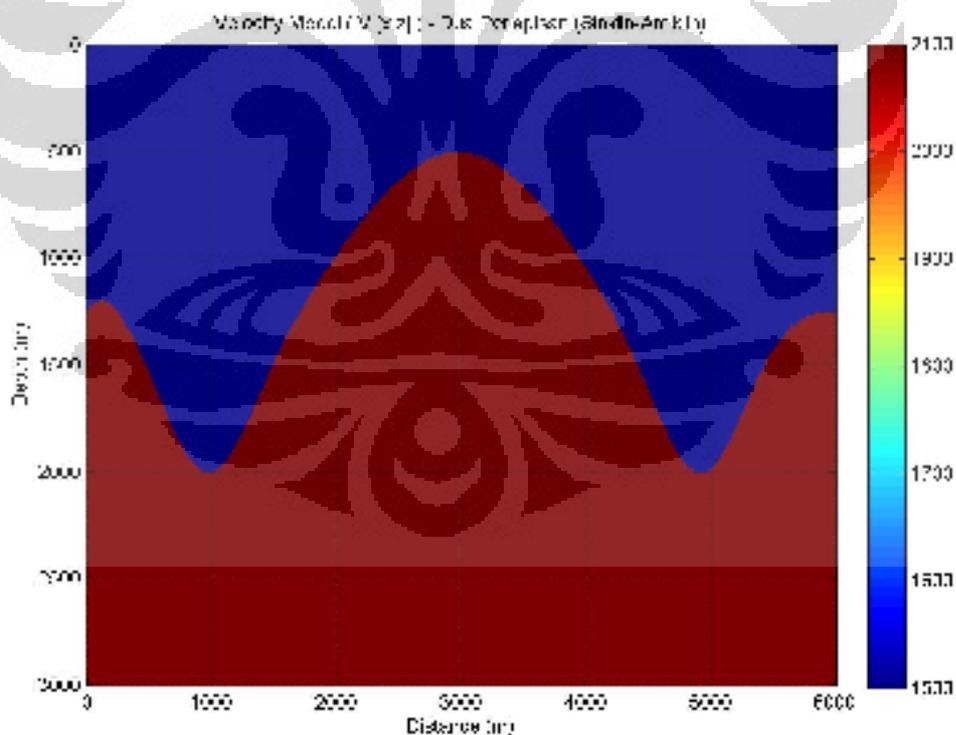


Gambar 3.1. Diagram alir pembuatan model geologi dan data seismik sintetik *zero-offset*.

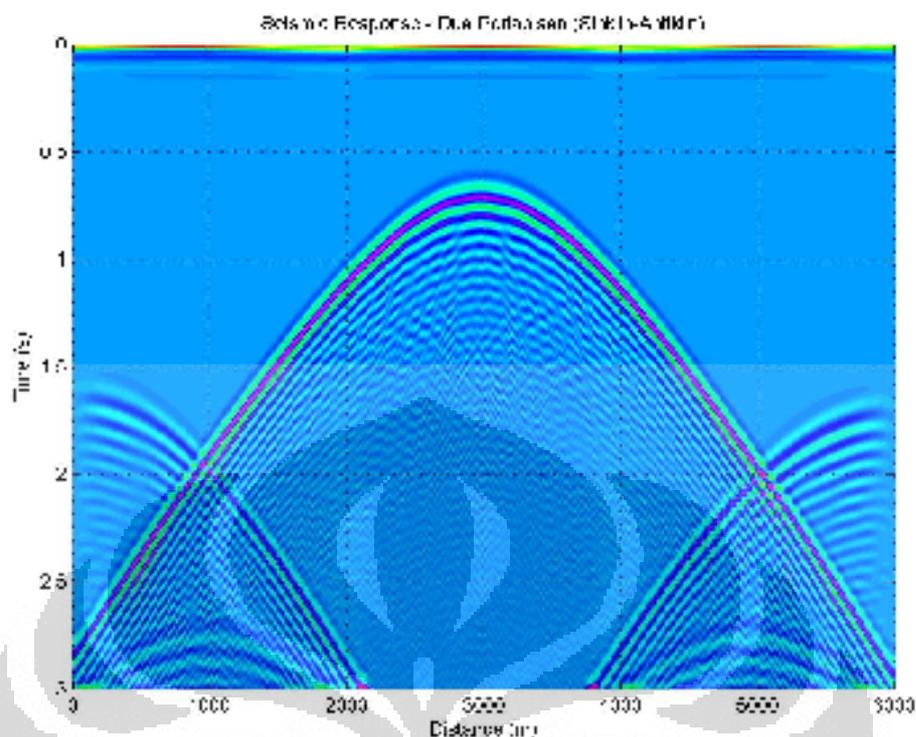
Berikut merupakan hasil dari keempat model yang dibuat dan juga penjelasan parameter yang digunakan untuk setiap metode migrasi :

3.1. Aplikasi Model Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin)

Model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin) ditunjukkan oleh Gambar 3.2. Terdapat sebuah puncak antiklin dan dua lembah sinklin. Puncak antiklin terletak pada sekitar jarak (x) 3000 m dengan kedalaman sekitar 500 m. Dan dua lembah sinklin terletak pada sekitar jarak (x) 1000 m dan 5000 m dengan kedalaman sekitar 2000 m. Tujuan pembentukan model dua perlapisan (sinklin-antiklin) ini, yaitu untuk mengetahui hasil dari kedua metode migrasi jika diberikan variasi kecepatan lateral yang lebih kompleks dengan kemiringan maksimal reflektor yang besar atau curam. Selanjutnya, data seismik sintetik *zero-offset* yang terbentuk ditunjukkan oleh Gambar 3.3. Terlihat difraksi yang sangat jelas pada daerah lembah sinklin, sehingga terjadi perpotongan garis reflektor dan juga terlihat kemiringan pada puncak antiklin lebih landai daripada model geologi aslinya.



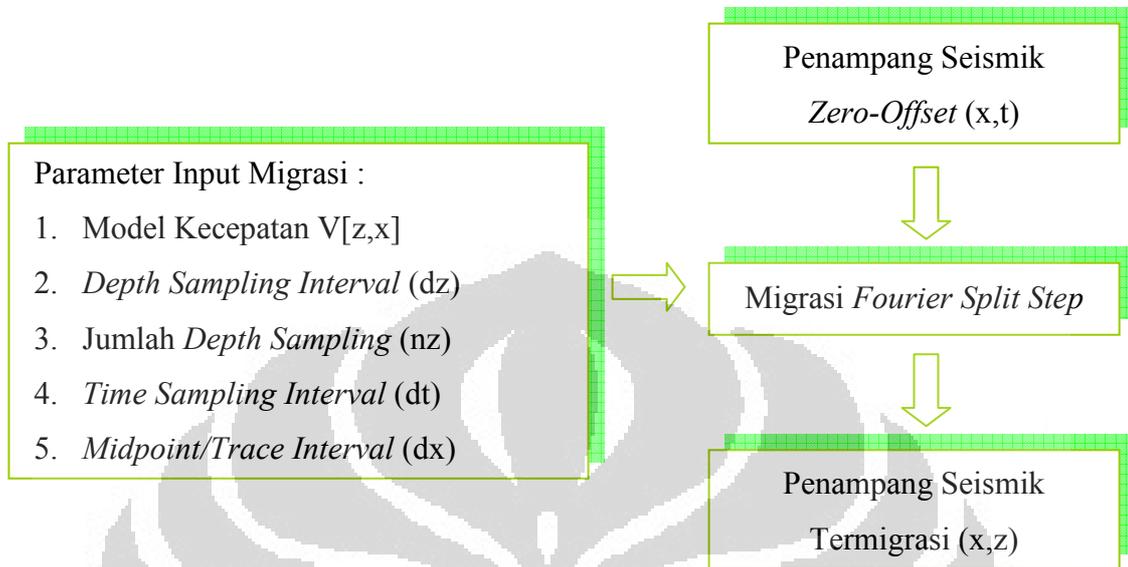
Gambar 3.2. Model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin).



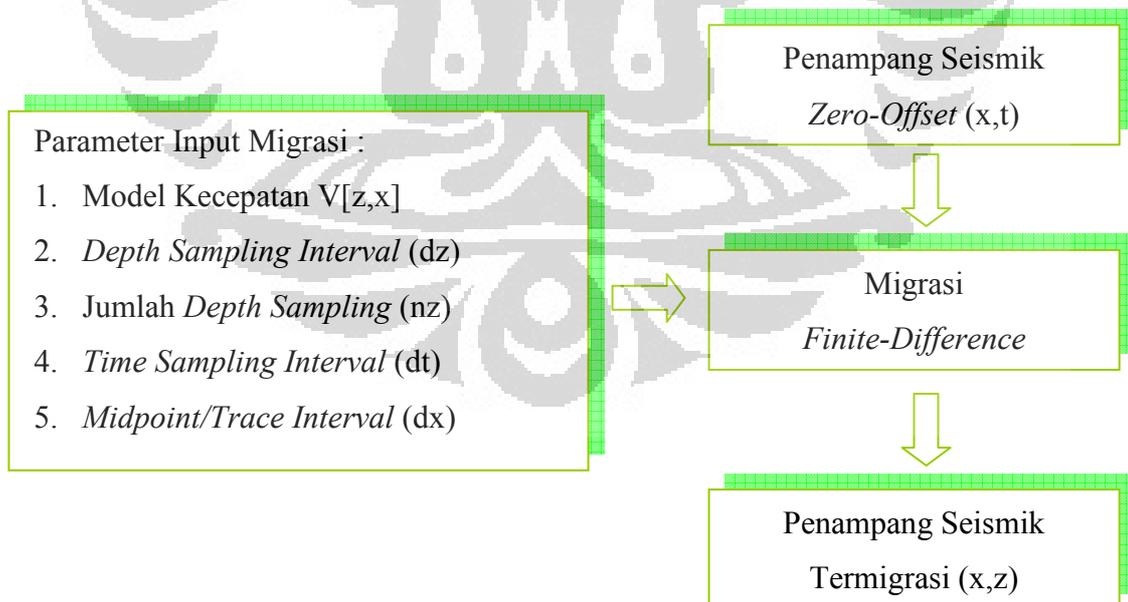
Gambar 3.3. Data seismik sintetik *zero-offset* model dua per lapisan (sinklin-antiklin).

Proses migrasi yang dilakukan pada data seismik sintetik model dua per lapisan (sinklin-antiklin), yaitu sebagai berikut : Proses migrasi *fourier split step* dan *finite-difference*, parameter migrasi yang diinputkan, yaitu model kecepatan dalam bentuk matrik $V[z,x]$ karena metode migrasi ini menggunakan tipe algoritma *downward continuation*, dimana menggunakan z sebagai dimensi pertama. Matrik $V[z,x]$ merupakan transpos dari model kecepatan yang digunakan dalam pembuatan model geologi, yaitu matrik $V[x,z]$. Selain itu, parameter lainnya yang diinputkan pada kedua proses migrasi ini, yaitu nilai interval kedalaman dz (*depth sampling interval*) 15 m dan jumlah interval kedalaman n_z (*number of depth samples*), yaitu 201. Hal ini disesuaikan dengan data yang digunakan dalam pembentukan model geologi sebelumnya. Serta hal penting lain yang harus diinputkan, yaitu nilai *time sampling* yang digunakan (dt) 3 ms dan nilai interval *midpoint* (dx) 15 m. Dengan demikian hasil dari migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* sudah diubah dalam domain kedalaman (*depth*).

Berikut merupakan diagram alir dari pengolahan data seismik dengan menggunakan metode migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* :



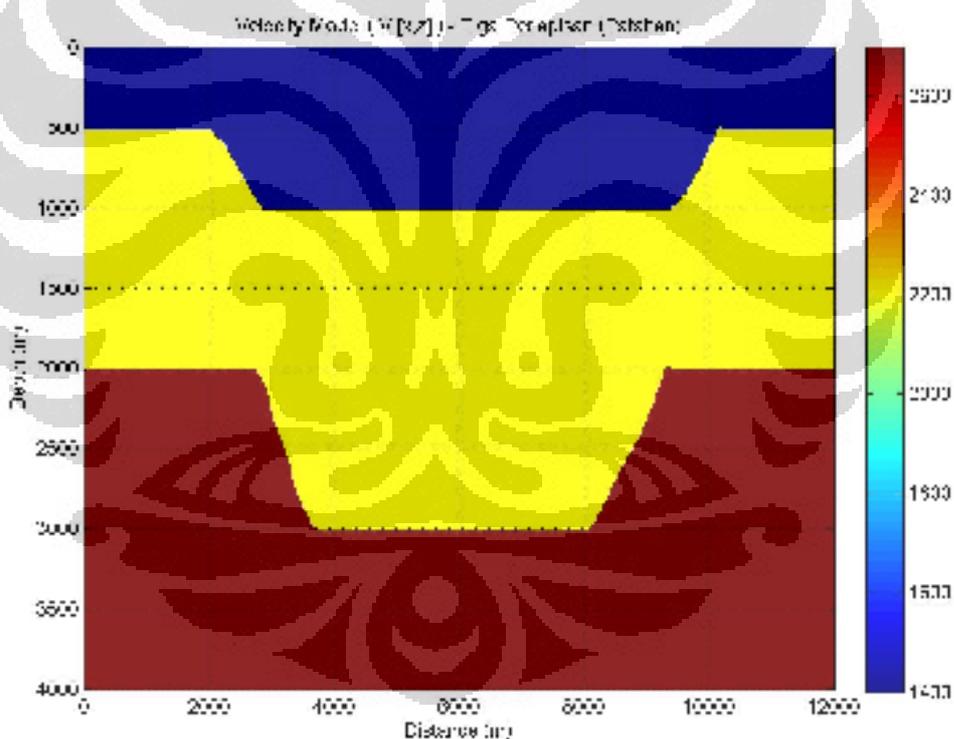
Gambar 3.4. Diagram alir pengolahan migrasi *fourier split step*.



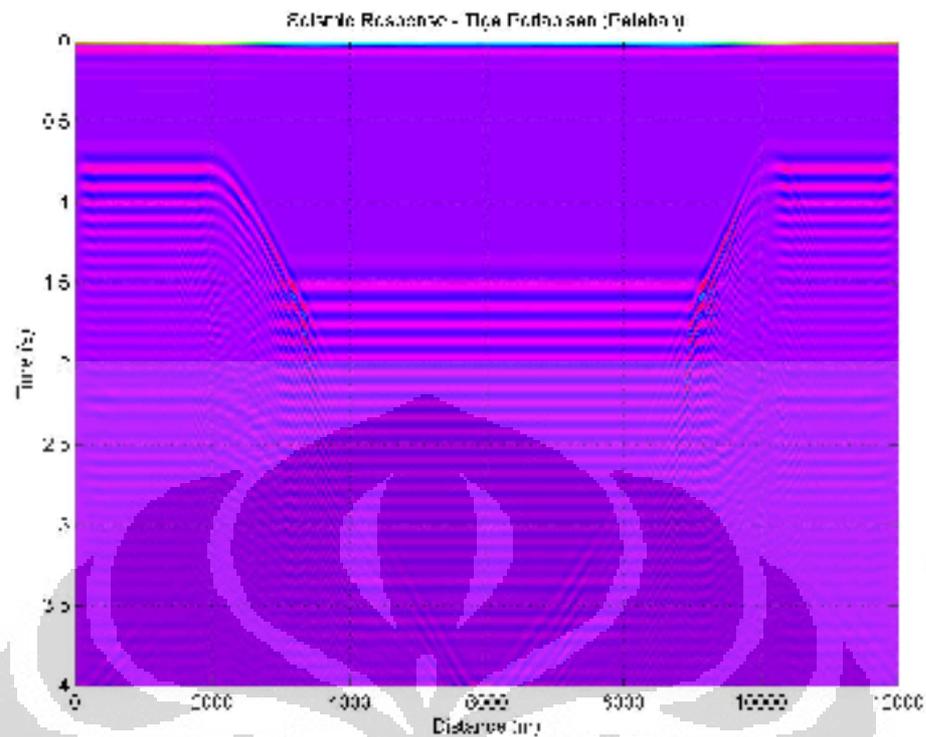
Gambar 3.5. Diagram alir pengolahan migrasi *finite-difference*.

3.2. Aplikasi Model Tiga Perlapisan (Patahan)

Gambar 3.6 menunjukkan model geologi tiga perlapisan (patahan). Selanjutnya data seismik sintetik *zero-offset* yang terbentuk ditunjukkan oleh Gambar 3.7. Tujuan membuat model tiga perlapisan (patahan), yaitu untuk mengetahui kemampuan kedua metode migrasi yang digunakan terhadap data seismik sintetik ini yang mempunyai variasi lateral yang lebih sederhana, variasi lateral yang terjadi hanya terdapat pada sisi reflektor miring. Pada data seismik sintetik yang terbentuk terlihat difraksi pada reflektor miring yang ada, sehingga terbentuk perpotongan reflektor pada bagian bawahnya.



Gambar 3.6. Model geologi tiga perlapisan (patahan).



Gambar 3.7. Data seismik sintetik *zero-offset* model tiga perlipisan (patahan).

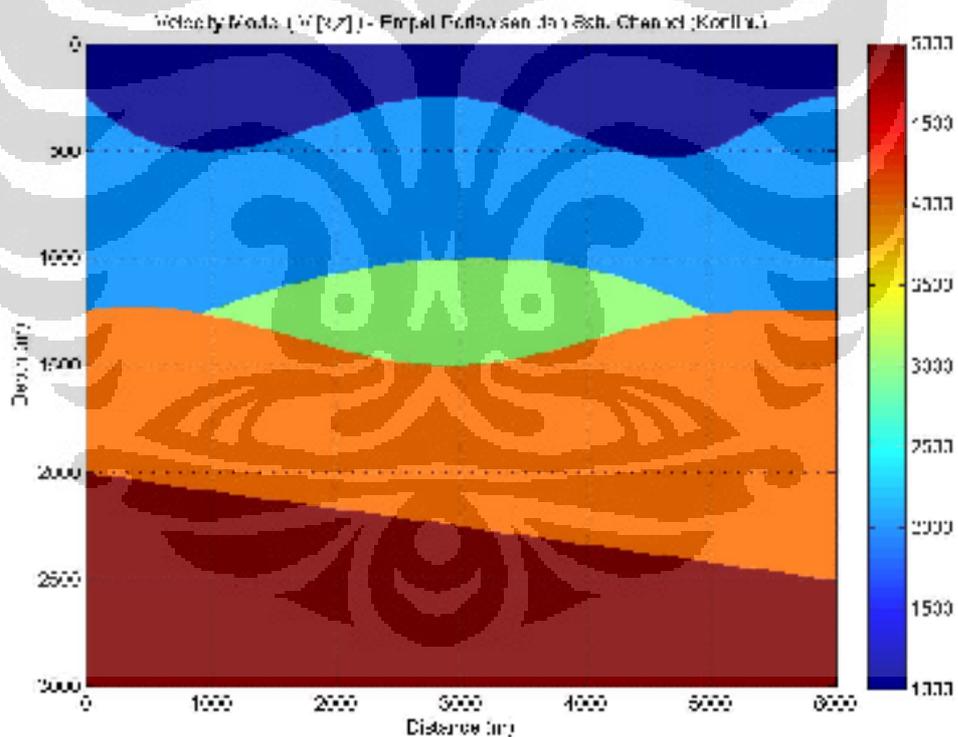
Proses migrasi yang dilakukan pada data seismik sintetik model tiga perlipisan (patahan), yaitu sebagai berikut: Proses migrasi *fourier split step* dan *finite-difference*, parameter migrasi yang diinputkan, yaitu model kecepatan dalam bentuk matrik $V[z,x]$ karena metode migrasi ini menggunakan tipe algoritma *downward continuation*, dimana menggunakan z sebagai dimensi pertama. Matrik $V[z,x]$ merupakan transpos dari model kecepatan yang digunakan dalam pembuatan model geologi, yaitu matrik $V[x,z]$. Selain itu, parameter lainnya yang diinputkan pada kedua proses metode migrasi ini, yaitu nilai interval kedalaman dz (*depth sampling interval*) 20 m dan jumlah interval kedalaman nz (*number of depth samples*), yaitu 201. Hal ini disesuaikan dengan data yang digunakan dalam pembentukan model geologi sebelumnya. Serta hal penting lain yang harus diinputkan, yaitu nilai *time sampling* yang digunakan (dt), yaitu 4 ms dan nilai

interval *midpoint* (dx), yaitu 20 m. Dengan demikian hasil dari migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* sudah diubah dalam domain kedalaman (*depth*).

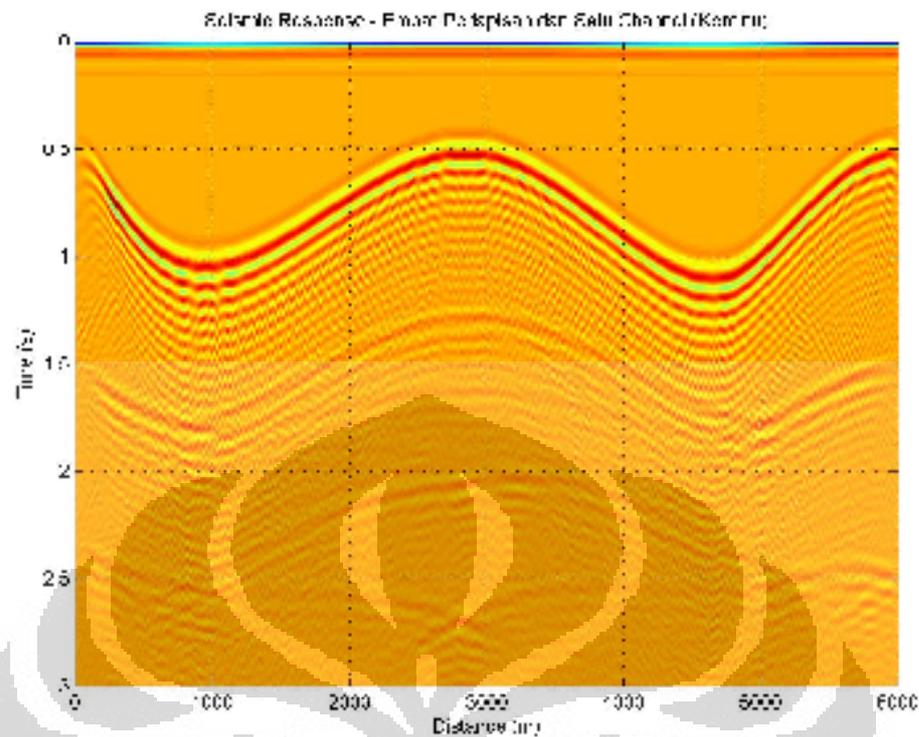
Diagram alir dari pengolahan data seismik dengan menggunakan metode migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* untuk model ini sama dengan model sebelumnya (subbab 3.1), yang membedakan hanya model kecepatan yang digunakan, yaitu model kecepatan dari model geologi tiga perlapisan (patahan).

3.3. Aplikasi Model Empat Perlapisan dan *Satu Channel*

3.3.1. Aplikasi Model Empat Perlapisan dan *Satu Channel* (Kontinu)



Gambar 3.8. Model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu).



Gambar 3.9. Data seismik sintetik *zero-offset* model empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu).

Gambar 3.8 menunjukkan model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu), yang mana nilai kecepatannya makin kebawah nilainya bertambah secara kontinu pada setiap lapisan termasuk juga pada *channel* model tersebut. Selanjutnya data seismik sintetik *zero-offset* yang terbentuk ditunjukkan oleh Gambar 3.9. Tujuan membuat model empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu) ini, yaitu untuk mengetahui kemampuan kedua metode migrasi terhadap data seismik sintetik yang lebih bervariasi secara lateral dan vertikal, serta untuk mengetahui respon seismik seperti apa yang terlihat bila terdapat sebuah *channel* dan tentunya hasil dari kedua metode migrasi yang dilakukan terhadap model ini. Model *geologi* empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu) ini merupakan model yang memperlihatkan struktur geologi yang lebih rumit.

Proses migrasi yang dilakukan pada data seismik sintetik model empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu) ini, yaitu sebagai berikut: Proses migrasi *fourier split step* dan *finite-difference*, parameter migrasi yang diinputkan, yaitu model kecepatan dalam bentuk matrik $V[z,x]$ karena metode migrasi ini

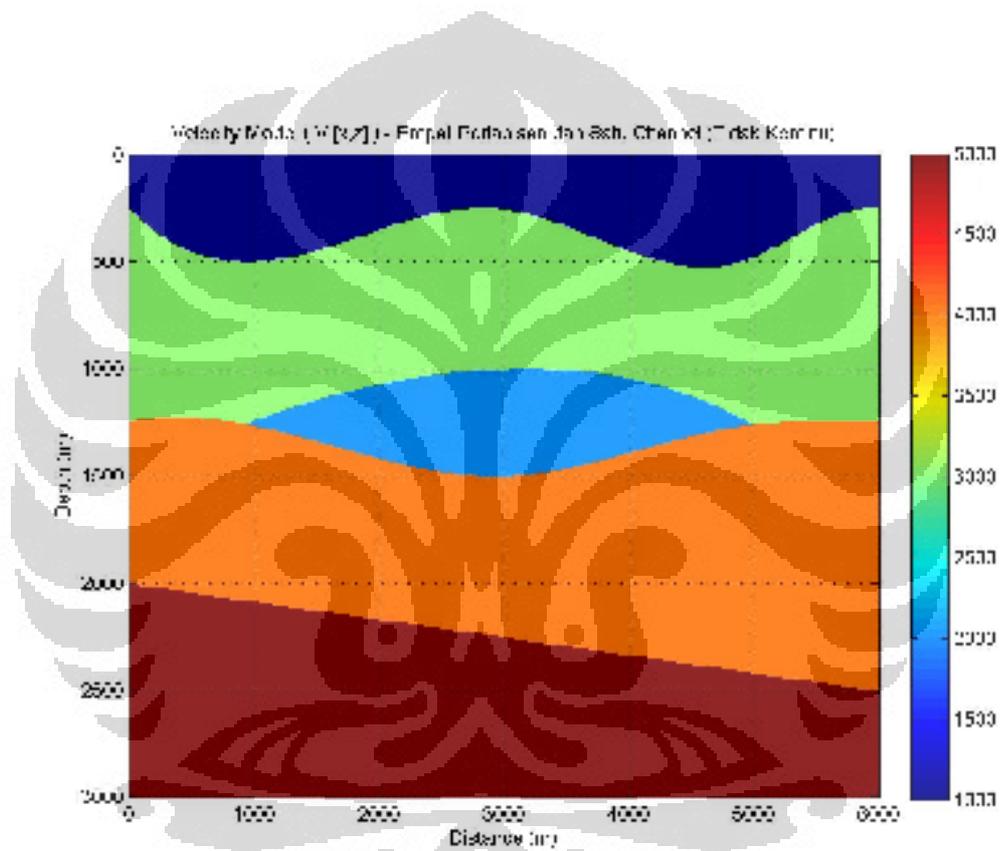
menggunakan tipe algoritma *downward continuation*, dimana menggunakan z sebagai dimensi pertama. Matrik $V[z,x]$ merupakan transpos dari model kecepatan yang digunakan dalam pembuatan model geologi, yaitu matrik $V[x,z]$. Selain itu, parameter lainnya yang diinputkan pada kedua proses migrasi ini, yaitu nilai interval kedalaman dz (*depth sampling interval*) 10 m dan jumlah interval kedalaman nz (*number of depth samples*), yaitu 301. Hal ini disesuaikan dengan data yang digunakan dalam pembentukan model geologi sebelumnya. Serta hal penting lain yang harus diinputkan, yaitu nilai *time sampling* yang digunakan (dt), yaitu 3 ms dan nilai interval *midpoint* (dx), yaitu 10 m. Dengan demikian hasil dari migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* sudah diubah dalam domain kedalaman (*depth*).

Diagram alir dari pengolahan data seismik dengan menggunakan metode migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* untuk model ini sama dengan model sebelumnya (subbab 3.1), yang membedakan hanyalah model kecepatan yang digunakan, yaitu model kecepatan dari model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu).

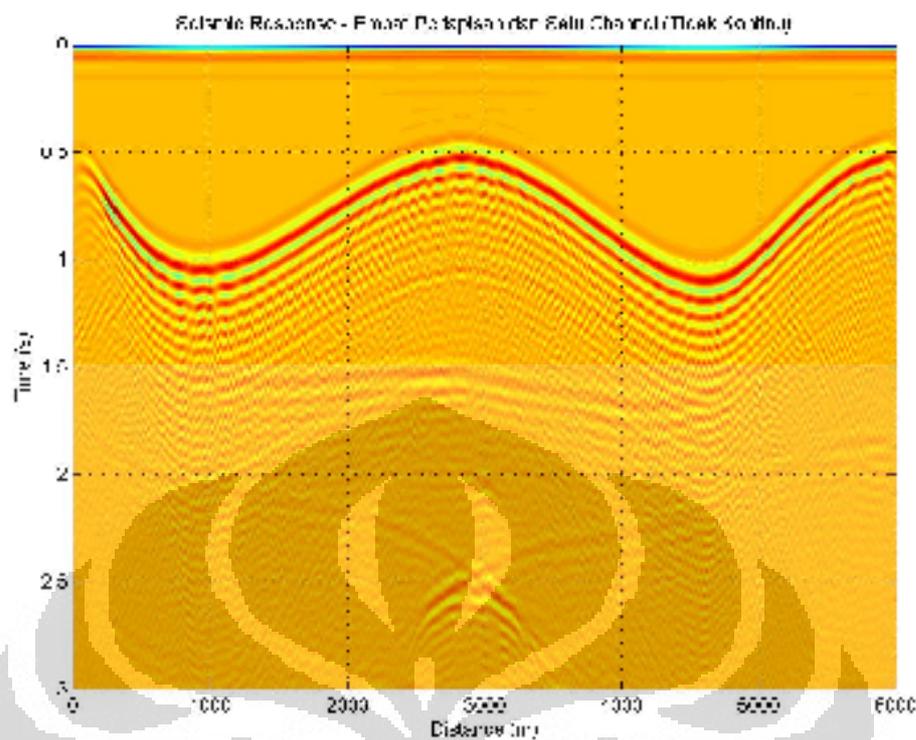
3.3.2. Aplikasi Model Empat Perlapisan dan Satu Channel (Tidak Kontinu)

Gambar 3.10 menunjukkan model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu), yang mana nilai kecepataannya bertambah secara tidak kontinu seiring bertambahnya nilai kedalaman, khususnya nilai kecepatan yang terdapat pada *channel* model tersebut, yang mana nilai kecepatan pada *channel* ini turun secara drastis dibandingkan dengan lapisan sebelumnya. Selanjutnya data seismik sintetik *zero-offset* yang terbentuk ditunjukkan oleh Gambar 3.11. Sama seperti sebelumnya, tujuan membuat model empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu) ini, yaitu untuk mengetahui kemampuan kedua metode migrasi terhadap data seismik sintetik yang lebih bervariasi secara lateral dan vertikal, serta untuk mengetahui respon seismik seperti apa yang terlihat bila terdapat sebuah *channel* dan tentunya hasil dari kedua metode migrasi yang dilakukan terhadap model ini. Namun, perbedaannya terhadap model yang sebelumnya,

yaitu bagaimana respon seismik yang terlihat dan juga hasil dari kedua metode migrasi yang dilakukan bila nilai kecepatan pada model ini tidak bertambah secara kontinu seiring bertambahnya nilai kedalaman, khususnya nilai kecepatan pada *channel* model ini. Model *geologi* empat per lapisan dan satu *channel* (tidak kontinu) ini merupakan model yang memperlihatkan struktur geologi yang lebih rumit dan kompleks dibandingkan dengan model sebelumnya, karena terdapat daerah yang memiliki nilai kecepatan rendah (*low velocity zone*).



Gambar 3.10. Model geologi empat per lapisan dan satu *channel* (tidak kontinu).



Gambar 3.11. Data seismik sintetik *zero-offset* model empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu).

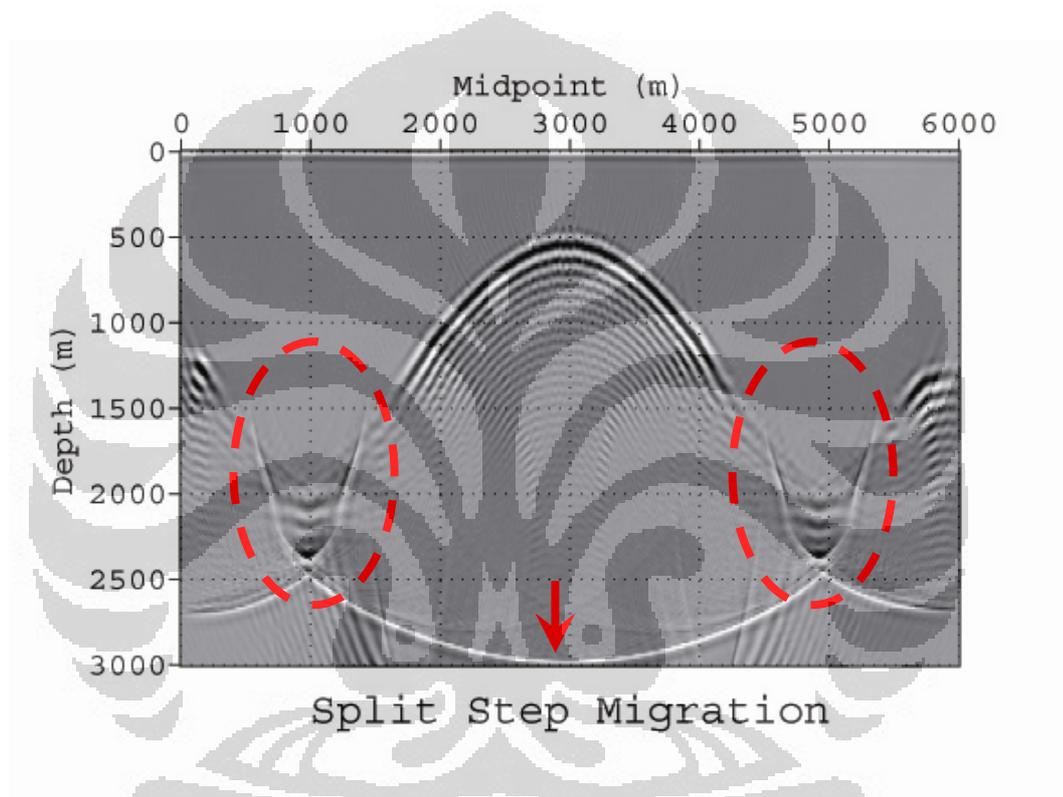
Proses migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* yang dilakukan pada data seismik sintetik model empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu) ini sama seperti dengan yang dilakukan pada proses migrasi model sebelumnya (subbab 3.3.1) Karena memang parameter-parameter dalam proses pembentukan model geologi dan data seismik sintetik *zero-offset*-nya pun sama, kecuali parameter inputan model kecepatan dalam bentuk matrik $V[z,x]$ yang berasal dari hasil transpos matrik model kecepatan yang digunakan dalam pembuatan model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu) ini $V[x,z]$.

Diagram alir dari pengolahan data seismik dengan menggunakan metode migrasi *fourier split step* dan *finite-difference* untuk model ini sama dengan model sebelumnya (subbab 3.1), yang membedakan hanyalah model kecepatan yang digunakan, yaitu model kecepatan dari model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu).

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1. Migrasi Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin)

4.1.1. Migrasi *Fourier Split Step* pada Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin)

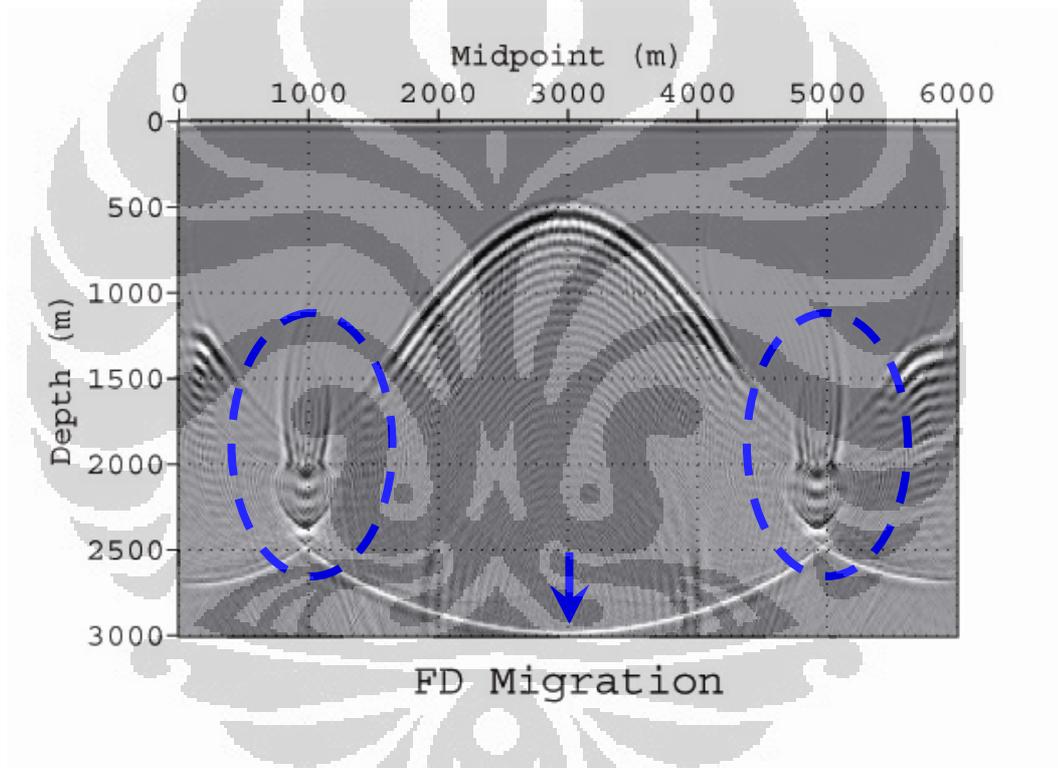


Gambar 4.1. Hasil migrasi *fourier split step* pada model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin).

Hasil migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* untuk model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin) ditunjukkan pada gambar 4.1 dengan input parameter yang telah dijelaskan sebelumnya pada subbab 3.1. Hasil migrasi ini bila dibandingkan dengan data seismik sintetik yang ada (Gambar 3.3) sudah cukup berhasil dalam upaya menghilangkan pola difraksi yang muncul (lihat lingkaran merah). Bentuk struktur geologi yang sebelumnya terlihat tidak jelas

karena adanya pola difraksi, kini telah berubah bentuk menjadi lebih jelas. Namun, permasalahan pada hasil migrasi tersebut, yaitu telah munculnya pola *swing* (panah merah), yang mana bisa saja pola tersebut bisa dianggap sebagai suatu reflektor, walaupun hal tersebut tidak benar. Kemungkinan munculnya pola *swing* itu terjadi karena efek dari penghilangan pola difraksi pada saat proses migrasi berjalan.

4.1.2. Migrasi *Finite-Difference* pada Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin)



Gambar 4.2. Hasil migrasi *finite-difference* pada model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin).

Hasil migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* untuk model geologi dua perlapisan (sinklin-antiklin) ditunjukkan pada gambar 4.2 dengan input parameter yang juga telah dijelaskan sebelumnya pada subbab 3.1. Hasil migrasi ini bila dibandingkan dengan data seismik sintetik yang ada (Gambar 3.3)

juga sudah cukup berhasil dalam upaya menghilangkan pola difraksi yang muncul (lihat lingkaran biru). Bentuk struktur geologi yang sebelumnya terlihat tidak jelas karena adanya pola difraksi, kini telah berubah bentuk menjadi lebih jelas dan bila dibandingkan dengan metode sebelumnya, hasil migrasi yang diperoleh terlihat lebih detail dan jelas secara lateral maupun vertikal. Permasalahan yang muncul pada metode ini hampir sama dengan metode yang sebelumnya, yaitu munculnya pola *swing* pada hasil migrasi yang diperoleh (panah biru).

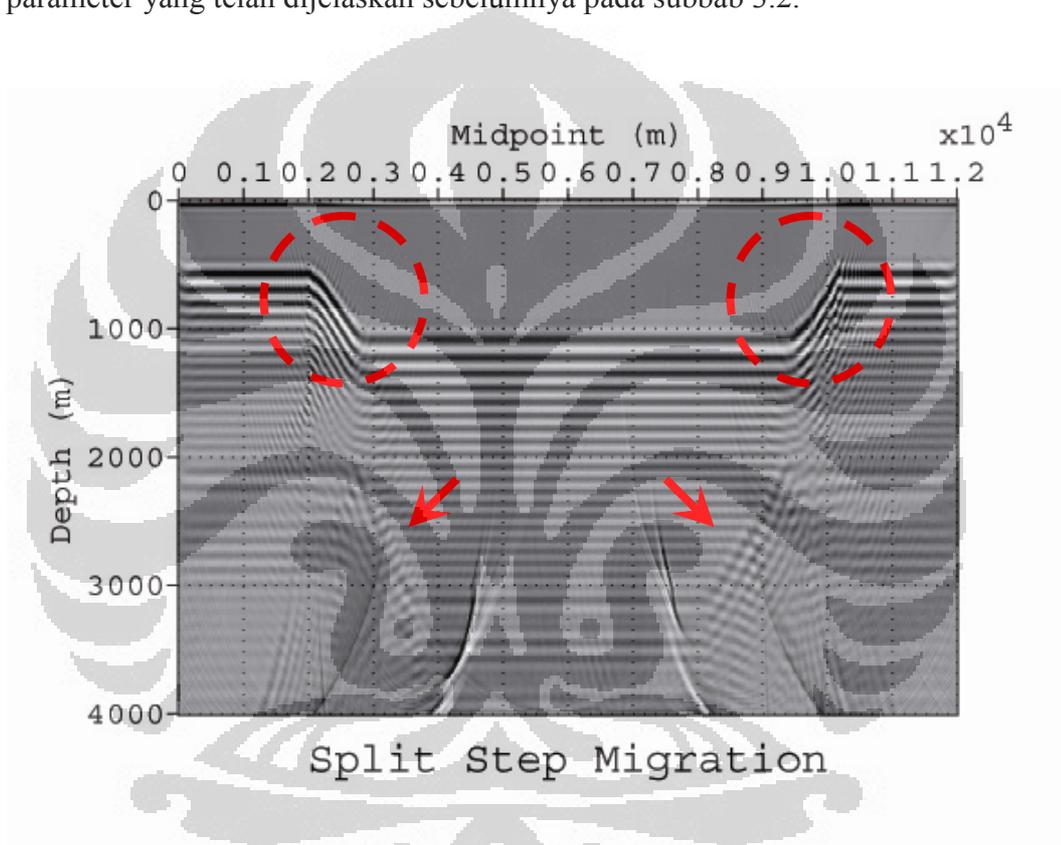
4.1.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Dua Perlapisan (Sinklin-Antiklin)

Secara keseluruhan kedua metode migrasi mampu mengatasi pola difraksi yang sebelumnya muncul (Gambar 3.3). Bentuk struktur geologi yang sebelumnya terlihat tidak jelas karena adanya pola difraksi, kini telah berubah bentuk menjadi lebih jelas. Kemiringan sinklin yang terbentuk pada hasil kedua metode migrasi masih belum sesuai dengan kemiringan sinklin pada model geologi yang sebenarnya. Terlihat dari hasil metode migrasi *fourier split step*, kemiringan yang terbentuk masih lebih curam dibandingkan dengan metode migrasi *finite-difference*. Namun, bila dibandingkan hasil yang diperoleh dari kedua metode migrasi tersebut, hasil migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference*, bentuk struktur geologi yang diperoleh terlihat lebih detail dan jelas secara lateral maupun vertikal. Waktu yang dibutuhkan untuk melakukan kedua proses metode migrasi ini, metode migrasi *fourier split step* lebih membutuhkan waktu yang singkat dibandingkan dengan metode migrasi *finite-difference*.

4.2. Migrasi Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan)

4.2.1. Migrasi *Fourier Split Step* pada Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan)

Hasil migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* untuk model geologi tiga perlapisan (patahan) ditunjukkan pada gambar 4.3 dengan input parameter yang telah dijelaskan sebelumnya pada subbab 3.2.



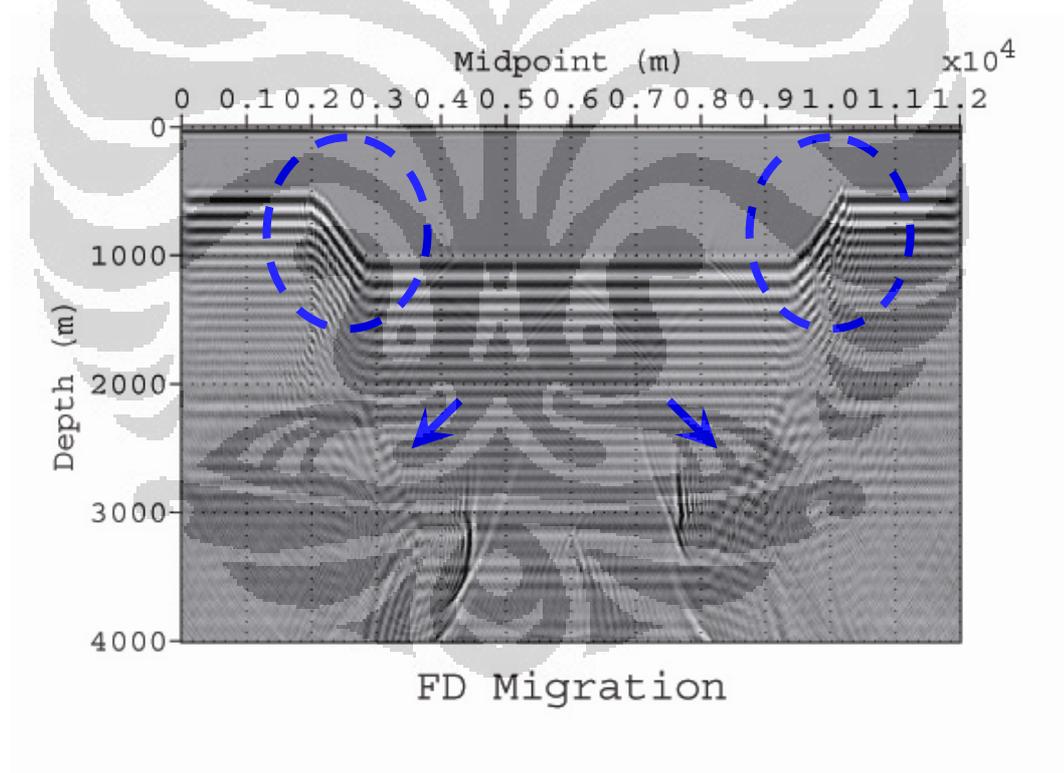
Gambar 4.3. Hasil migrasi *fourier split step* pada model geologi tiga perlapisan (patahan).

Sebelumnya pada data seismik sintetik (Gambar 3.7) yang ada telah terjadi pola difraksi pada posisi reflektor yang miring. Hal itu terjadi pada sekitar kedalaman *time* 1.5 s atau bila dikonversi kembali kedalam domain kedalaman, hal itu terjadi pada sekitar kedalaman 1000 m. Pola-pola difraksi tersebut juga bisa dilihat pada posisi reflektor yang miring lainnya.

Hasil migrasi ini bila dibandingkan dengan data seismik sintetik yang ada (Gambar 3.7) sudah cukup berhasil dalam upaya menghilangkan pola difraksi yang muncul (lihat lingkaran merah dan panah merah) pada posisi reflektor miring yang ada. Namun, kemiringan reflektor yang terbentuk dari hasil metode migrasi ini terlihat masih belum sesuai dengan model geologi yang sebenarnya.

4.2.2. Migrasi *Finite-Difference* pada Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan)

Hasil migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* untuk model geologi tiga perlapisan (patahan) ditunjukkan pada gambar 4.4 dengan input parameter yang juga telah dijelaskan sebelumnya pada subbab 3.2.



Gambar 4.4. Hasil migrasi *finite-difference* pada model geologi tiga perlapisan (patahan).

Sama seperti dengan sebelumnya, pada data seismik sintetik (Gambar 3.7) yang ada telah terjadi pola difraksi pada posisi reflektor yang miring. Hal itu

terjadi pada sekitar kedalaman *time* 1.5 s atau bila dikonversi kembali kedalam domain kedalaman, hal itu terjadi pada sekitar kedalaman 1000 m. Pola-pola difraksi tersebut juga bisa dilihat pada posisi reflektor yang miring lainnya.

Hasil migrasi ini bila dibandingkan dengan data seismik sintetik yang ada (Gambar 3.7) sudah cukup berhasil dalam upaya menghilangkan pola difraksi yang muncul (lihat lingkaran biru dan panah biru) pada posisi reflektor miring yang ada. Kemiringan reflektor yang terbentuk dari hasil metode migrasi ini terlihat lebih sesuai dengan model geologi yang sebenarnya. Ini menandakan bahwa metode migrasi ini lebih bisa mengatasi variasi kecepatan secara lateral maupun vertikal.

4.2.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Tiga Perlapisan (Patahan)

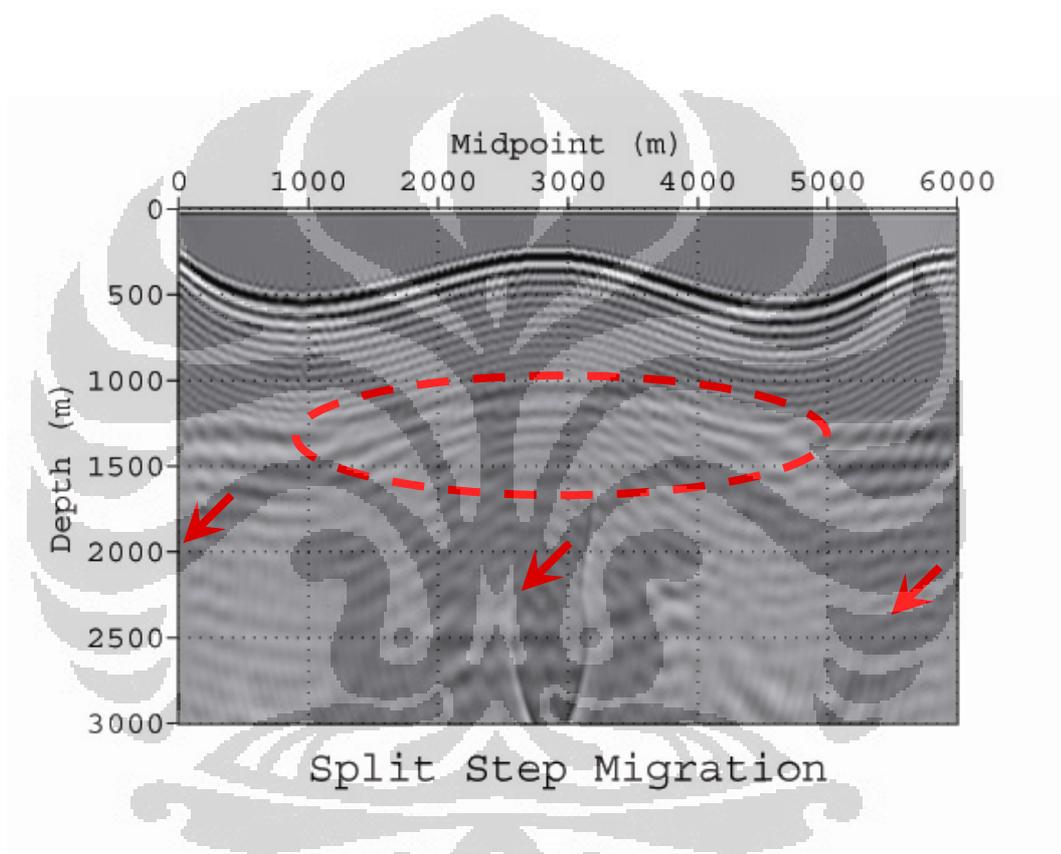
Komparasi hasil migrasi dari kedua metode yang telah dilakukan menunjukkan bahwa migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* lebih mampu mengatasi variasi kecepatan yang ada pada model geologi tiga perlapisan (patahan) ini. Secara keseluruhan kedua metode migrasi ini juga mampu mengatasi pola difraksi yang sebelumnya muncul (Gambar 3.7) pada posisi reflektor miring yang ada. Bentuk struktur geologi yang sebelumnya terlihat tidak jelas karena adanya pola difraksi, kini telah berubah bentuk menjadi lebih jelas. Namun, kemiringan reflektor yang terbentuk dari hasil migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference*, terlihat lebih sesuai dengan model geologi yang sebenarnya daripada dari hasil migrasi yang terbentuk dengan menggunakan metode *fourier split step*. Dan pola yang muncul hampir seperti *swing* pada setiap hasil migrasi yang diperoleh, terlihat lebih jelas pada hasil migrasi yang diperoleh dengan menggunakan metode *fourier split step*. Waktu yang dibutuhkan untuk melakukan kedua proses metode migrasi ini, metode migrasi *fourier split step* lebih membutuhkan waktu yang singkat dibandingkan dengan metode migrasi *finite-difference*. Ini merupakan sebuah keuntungan bila menggunakan metode migrasi *fourier split step*, karena pemakaian *CPU time* menjadi tidak terlalu banyak, sehingga cukup murah dalam hal pelaksanaannya.

4.3. Migrasi Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel*

4.3.1. Migrasi Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel*

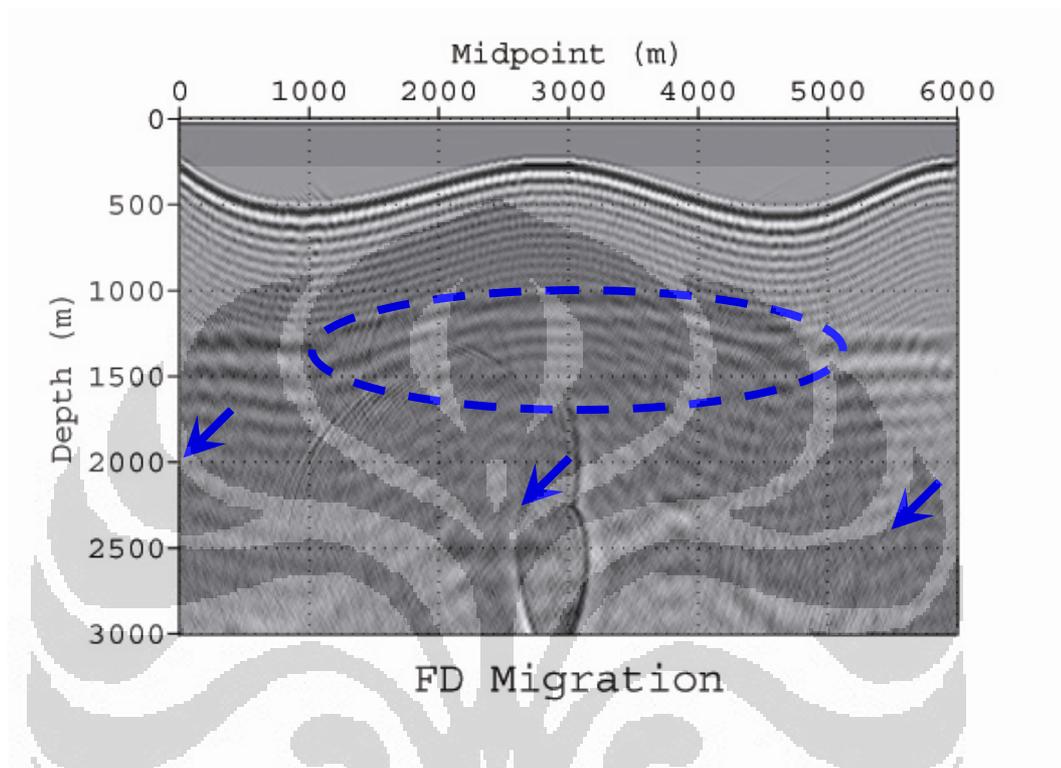
(Kontinu)

4.3.1.1. Migrasi *Fourier Split Step* pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel* (Kontinu)



Gambar 4.5. Hasil migrasi *fourier split step* pada model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu).

4.3.1.2. Migrasi *Finite-Difference* pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel* (Kontinu)



Gambar 4.6. Hasil migrasi *finite-difference* model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (kontinu).

4.3.1.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel* (Kontinu)

Pantulan dan pembiasan pada medium berlapis merupakan fenomena yang jauh lebih rumit daripada pantulan dan pembiasan pada satu bidang batas. Kerumitan ini muncul tidak hanya disebabkan karena lintasan yang berkelok-kelok setiap kali gelombang menembus bidang batas antar lapisan, akan tetapi juga dikarenakan oleh adanya konversi gelombang dan pantulan-pantulan berulang berbagai tipe (*multiple reflection*). Selain munculnya *multiple reflection*, pola difraksi juga terlihat jelas muncul pada sekitar *time 2.7 s*. Hal-hal inilah yang

terlihat pada data seismik sintetik (Gambar 3.9) untuk model geologi ini. Bila mengacu kepada model geologi yang telah dikonversi model kecepatannya yang sebelumnya berbentuk $V[x,z]$ (Gambar 3.8) menjadi $V[x,t]$ (Gambar A.3), secara teoritis seharusnya data seismik sintetik yang terbentuk harus sama dengan model $V[x,t]$, tetapi nyatanya hal tersebut tidak sesuai dengan model $V[x,t]$ yang ada.

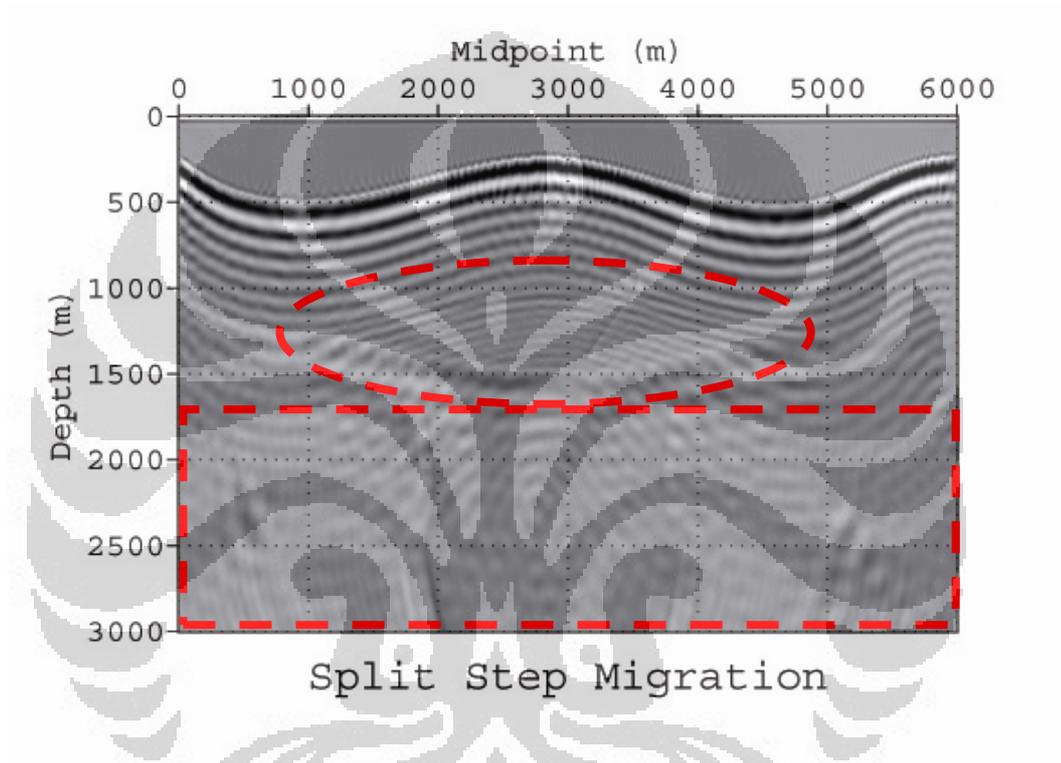
Hasil migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* untuk model geologi empat perlapisan dan satu *channel* dengan model kecepatan yang kontinu ditunjukkan pada gambar 4.5, sedangkan hasil migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* untuk model geologi empat perlapisan dan satu *channel* dengan model kecepatan yang kontinu ditunjukkan pada gambar 4.6 dengan input parameter yang telah dijelaskan sebelumnya pada subbab 3.3.1.

Hasil migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* yang diperoleh telah menunjukkan posisi *channel* (lihat lingkaran merah) yang cukup jelas bila dibandingkan dengan data seismik sintetik yang terbentuk. Hal ini juga sama dengan seperti yang terlihat pada hasil migrasi yang diperoleh dengan menggunakan metode *finite-difference* (lihat lingkaran biru). *Multiple reflection* dan pola difraksi yang muncul juga sudah berhasil diminimalisir untuk kedua metode migrasi ini. Selain itu, reflektor miring pada model geologi ini, untuk metode *fourier split step* (lihat panah merah) telah terlihat agak jelas, tetapi untuk metode *finite-difference* reflektor miring yang diperoleh (lihat panah biru) terlihat lebih detail dan fokus dibandingkan dengan metode sebelumnya. Ini menandakan bahwa migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* ini lebih bisa mengatasi variasi kecepatan secara lateral maupun vertikal. Namun, bila dibandingkan dengan model kecepatan untuk model geologi ini, hasil yang diperoleh dari kedua metode migrasi ini masih terlihat belum begitu fokus.

Waktu yang dibutuhkan untuk melakukan kedua proses metode migrasi ini, metode migrasi *fourier split step* lebih membutuhkan waktu yang singkat dibandingkan dengan metode migrasi *finite-difference*. Ini merupakan sebuah keuntungan bila menggunakan metode migrasi *fourier split step*, karena pemakaian *CPU time* menjadi tidak terlalu banyak, sehingga cukup murah dalam hal pelaksanaannya.

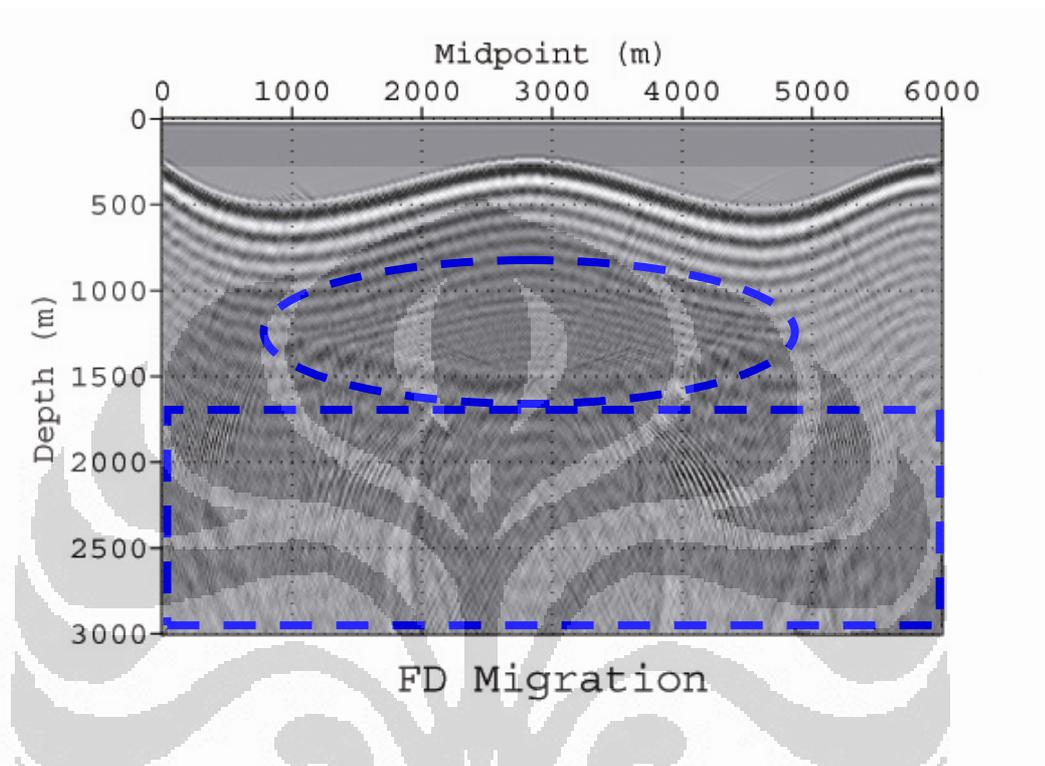
4.3.2. Migrasi Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel* (Tidak Kontinu)

4.3.2.1. Migrasi *Fourier Split Step* pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel* (Tidak Kontinu)



Gambar 4.7. Hasil migrasi *fourier split step* pada model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu).

4.3.2.2. Migrasi *Finite-Difference* pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel* (Tidak Kontinu)

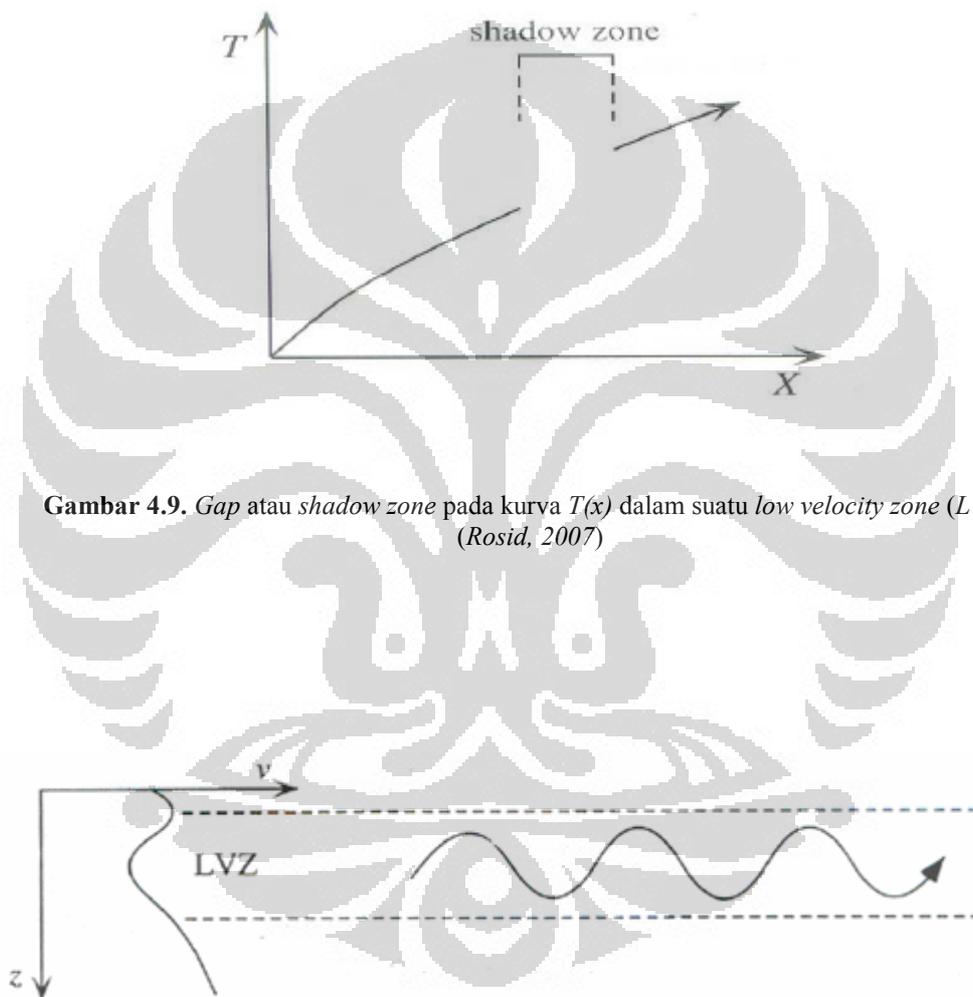


Gambar 4.8. Hasil migrasi *finite-difference* model geologi empat perlapisan dan satu *channel* (tidak kontinu).

4.3.2.3. Komparasi Hasil Migrasi pada Model Geologi Empat Perlapisan dan Satu *Channel* (Tidak Kontinu)

Pada model-model geologi sebelumnya, berlaku anggapan bahwa kecepatan selalu bertambah terhadap kedalaman. Namun, dalam praktik pengambilan data seismik, gelombang bisa saja melewati daerah dimana kecepatan berkurang terhadap kedalaman, daerah *low velocity zone (LVZ)*. Di permukaan *low velocity zone (LVZ)*, sinar dibelokkan ke bawah. Catatan bahwa lapisan pada daerah *low velocity zone (LVZ)* tidak bisa memantulkan gelombang ke atas. (Rosid, 2007)

Keberadaan suatu *low velocity zone (LVZ)* dapat membentuk suatu *gap* atau *shadow zone*, hal ini bisa terlihat dalam kurva $T(x)$ (Gambar 4.9). Tidak adanya sinar yang di pantul balik membuat struktur kecepatan dalam suatu *low velocity zone (LVZ)* sulit ditentukan. Suatu *low velocity zone (LVZ)* juga dapat men-*trap* gelombang, dan membentuk sebuah *guided waves* (Gambar 4.10).



Gambar 4.9. Gap atau *shadow zone* pada kurva $T(x)$ dalam suatu *low velocity zone (LVZ)*. (Rosid, 2007)

Gambar 4.10. Ilustrasi sebuah gelombang yang terjebak dalam suatu *low velocity zone (LVZ)*. (Rosid, 2007)

Sama dengan penjelasan subbab sebelumnya, pantulan dan pembiasan pada medium berlapis merupakan fenomena yang jauh lebih rumit daripada

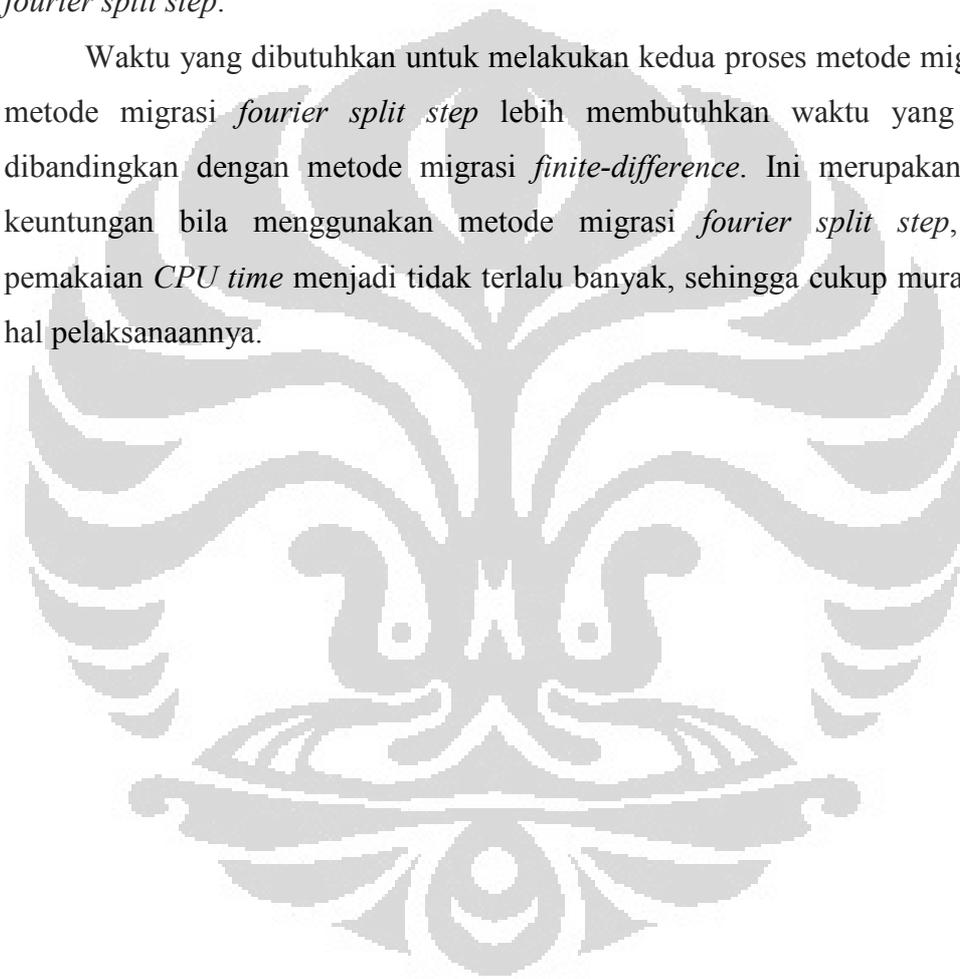
pantulan dan pembiasan pada satu bidang batas. Kerumitan ini muncul tidak hanya disebabkan karena lintasan yang berkelok-kelok setiap kali gelombang menembus bidang batas antar lapisan, akan tetapi juga dikarenakan oleh adanya konversi gelombang dan pantulan-pantulan berulang berbagai tipe (*multiple reflection*). Selain munculnya *multiple reflection*, pola difraksi juga terlihat jelas muncul pada sekitar *time* 2.5 s. Hal-hal inilah yang terlihat pada data seismik sintetik (Gambar 3.11) untuk model geologi ini. Bila mengacu kepada model geologi yang telah dikonversi model kecepatannya yang sebelumnya berbentuk $V[x,z]$ (Gambar 3.10) menjadi $V[x,t]$ (Gambar A.4), secara teoritis seharusnya data seismik sintetik yang terbentuk harus sama dengan model $V[x,t]$, tetapi nyatanya hal tersebut tidak sesuai dengan model $V[x,t]$ yang ada. Selain dengan permasalahan yang diatas, model geologi ini juga memiliki permasalahan perihal *channel* yang ada, nilai kecepatan pada *channel* ini turun secara drastis dibandingkan dengan nilai kecepatan pada lapisan sebelumnya dan tiba-tiba naik kembali dengan nilai kecepatan yang begitu kontras pada lapisan setelahnya.

Hasil migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* untuk model geologi empat perlapisan dan satu *channel* dengan model kecepatan yang tidak kontinu ditunjukkan pada gambar 4.7 dengan input parameter yang telah dijelaskan sebelumnya pada subbab 3.3.2. Sedangkan, hasil migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* untuk model geologi empat perlapisan dan satu *channel* dengan model kecepatan yang tidak kontinu ditunjukkan pada gambar 4.8 dengan input parameter yang juga telah dijelaskan sebelumnya pada subbab 3.3.2.

Hasil migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* yang diperoleh telah menunjukkan posisi *channel* (lihat lingkaran merah) yang cukup jelas bila dibandingkan dengan data seismik sintetik yang terbentuk. Hal ini juga sama dengan seperti yang terlihat pada hasil migrasi yang diperoleh dengan menggunakan metode *finite-difference* (lihat lingkaran biru). *Multiple reflection* dan pola difraksi yang muncul juga sudah tidak terlihat untuk kedua metode migrasi ini. Namun, reflektor miring pada model geologi ini, untuk metode *fourier split step* (lihat kotak merah) bisa dikatakan sama sekali tidak terlihat, begitu pula yang diperlihatkan untuk metode *finite-difference* reflektor miring yang diperoleh

(lihat kotak biru) bisa juga dikatakan sama sekali tidak terlihat. Hal ini kemungkinan dikarenakan adanya *low velocity zone (LVZ)*, gelombang saat pengambilan data tidak sepenuhnya diterima oleh *receiver*. Dan juga kemungkinan *channel* pada model geologi ini telah men-*trap* gelombang yang seharusnya gelombang itu diteruskan ke lapisan bawah atau ke *receiver*. Namun, bila dibandingkan hasil yang diperoleh dari kedua metode migrasi, migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* terlihat lebih detail daripada metode *fourier split step*.

Waktu yang dibutuhkan untuk melakukan kedua proses metode migrasi ini, metode migrasi *fourier split step* lebih membutuhkan waktu yang singkat dibandingkan dengan metode migrasi *finite-difference*. Ini merupakan sebuah keuntungan bila menggunakan metode migrasi *fourier split step*, karena pemakaian *CPU time* menjadi tidak terlalu banyak, sehingga cukup murah dalam hal pelaksanaannya.



BAB V PENUTUP

5.1. Kesimpulan

Berdasarkan data, hasil migrasi, dan analisa yang telah dilakukan pada tugas akhir ini, penulis mengambil beberapa kesimpulan, yaitu sebagai berikut :

1. *Interval grid* yang semakin kecil menghasilkan respon seismik yang lebih bagus dibandingkan dengan *interval grid* yang jauh. Kelemahan menggunakan *interval grid* yang kecil hanya terdapat pada waktu komputasi yang diperlukan menjadi sangat lama.
2. Proses migrasi sangat diperlukan pada tahap akhir dari prosesing seismik untuk mendapatkan bentuk struktur yang sebenarnya. Hal ini diakibatkan karena bentuk yang kompleks pada bagian atas dari suatu litologi dapat membuat pengukuran struktur yang dibawahnya menjadi tidak tepat.
3. Migrasi *fourier split step* bekerja dalam domain frekuensi–bilangan gelombang (f-k). Waktu yang dibutuhkan untuk melakukan metode migrasi ini relatif cepat, namun hal ini juga bergantung dari model kecepatan dan hasil perekaman dari data seismik.
4. Kemampuan migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* untuk mengatasi struktur geologi yang lebih bervariasi dan dengan kecepatan lateral yang kompleks lebih akurat daripada kemampuan migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step*.
5. Kecepatan merupakan parameter yang sangat mempengaruhi dalam proses migrasi. Jika kecepatan yang digunakan terlalu kecil akan terjadi undermigrasi yang ditandai dengan masih terlihatnya bentuk hiperbola akibat difraksi. Jika kecepatan yang digunakan terlalu besar akan terjadi overmigrasi yang ditandai dengan adanya bentuk senyum (*smile*).

5.2. Saran

Dari pengalaman yang penulis dapat setelah melakukan tugas akhir ini, ada beberapa saran yang semoga dapat bermanfaat khususnya untuk pelaksanaan tugas akhir berikutnya :

1. Perlu adanya penelitian lebih lanjut sampai seberapa jauh migrasi dengan menggunakan metode *fourier split step* maupun migrasi dengan menggunakan metode *finite-difference* mampu menangani perubahan kecepatan secara lateral maupun vertikal. Hal ini dapat dilakukan dengan memodelkan litologi dan melihat seismik responsnya. Tujuannya, yaitu jika ada data penampang seismik yang ingin dimigrasi, kita dapat mempertimbangkan apakah migrasi *fourier split step* maupun migrasi *finite-difference* sudah cukup untuk memigrasi data tersebut atau perlu dilakukan dengan menggunakan metode migrasi yang lain.
2. Perlu dilakukan lagi penelitian lebih lanjut mengenai data seismik yang memiliki *low velocity zone* (LVZ) dan juga mengenai model kecepatan yang memiliki *channel* dengan menggunakan panjang dan lebar *channel* yang lebih bervariasi.

DAFTAR ACUAN

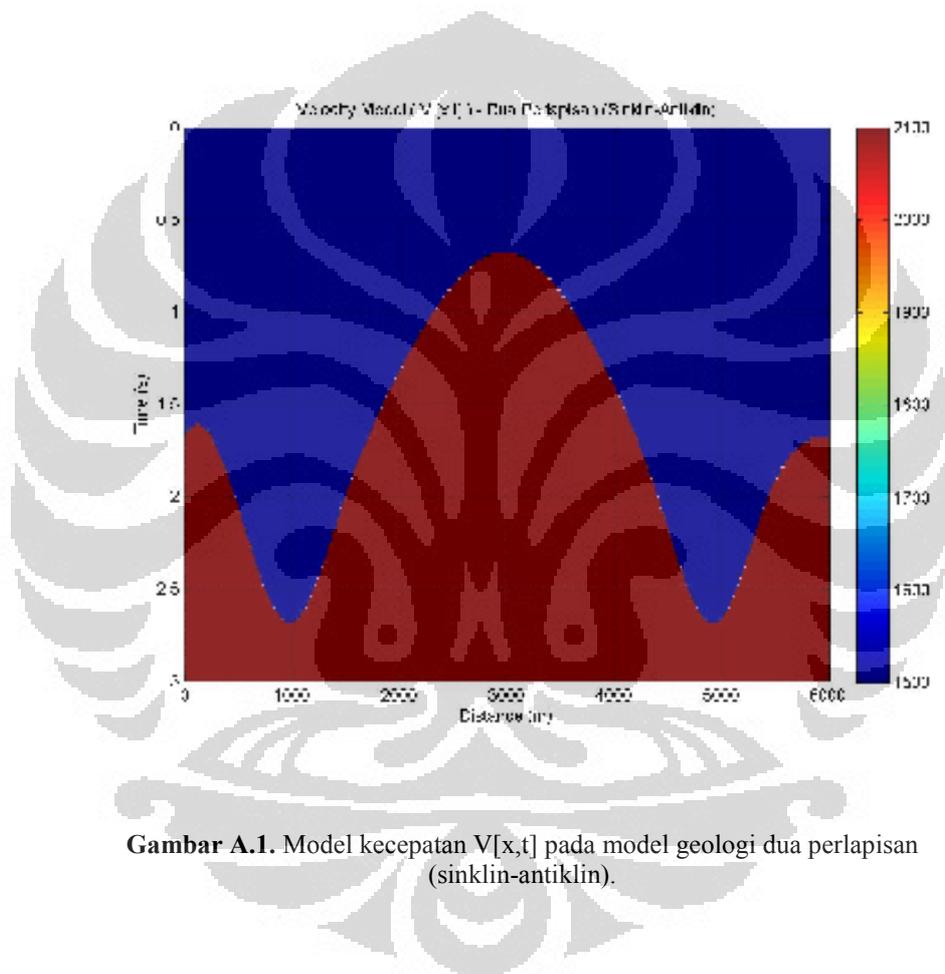
- Azhari, 2007. *Komparasi Migrasi Data Seismik Dengan Metode Pergeseran Fase (Migrasi Gazdag), Phase Shift Plus Interpolation (PSPI) dan Split Step*. Skripsi S1 Fisika. Universitas Indonesia.
- Bancroft, Jhon C., 2001, *Review of Seismic Imaging: Poststack*, CSEG Recorder.
- Chun, J. H. and Jacewitz, C., 1981, *Fundamental of Frequency-Domain Migration*: Geophysics, v.46, p. 717-733.
- Claerbout, J. F., 1985, *Imaging The Earth's Interior*: Black-well Scientific Publication.
- Haris, Abdul, 2007. *Komputasi Geofisika*. Program Magister Geofisika Reservoir, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.
<http://www.aug.geophys.ethz.ch/teaching/>
- Jadearman, 2007. *Aplikasi Metode Geser-Fase dan Fourier Split-Step Berbasis Seismic UNIX*. Skripsi S1 Fisika. Universitas Indonesia.
- Juanda, 2007. *Pemodelan Respon Seismik Dengan Metode Finite Difference Berbasis Matlab*. Skripsi S1 Fisika. Universitas Indonesia.
- Kruk, Jan Van Der, 2001. *Reflection Seismic 1*. Institut Fur Geophysik, Zurich.
- Loewenthal, D., Lu, L., Roberson, R., and Sherwood, J., 1976, *The Wave Equation Applied to Migration*: Geophys. Prosp., 24, 380-399.
- Maliyan, Ahmad, 2007. *Pengolahan Data Seismik 2D di PT. Pertamina EP*. Laporan Kerja Praktik S1 Fisika. Universitas Indonesia.
- Margrave, Gary. F., 2003. *Numerical Methods of Exploration Seismology with Algorithms in MATLAB*. Department of Geology and Geophysics, The University of Calgary.
- Munadi, Suprajitno, 2000. *Aspek Fisis Seismologi Eksplorasi*. Program Studi Geofisika, Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.
- Munadi, Suprajitno, 2002. *Pengolahan Data Seismik, Prinsip Dasar dan Metodologi*. Program Studi Geofisika, Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.

- Oka, Bratu Arya Singal Bagoes, 2007. *Aplikasi Pre Stack Kirchhoff Time Migration Untuk Meningkatkan Kualitas Data Seismik di Daerah X*. Skripsi S1 Fisika. Universitas Indonesia.
- Popovici, A. M., 1997, *Phase Shift Plus Interpolation and Split-Step Fourier Migration*: Stanford Exploration Project, Report 72, p. 1-185.
- Pratama, Satria Yudha, 2007. *Pengolahan Data Seismik 2D dengan Software PROMAX di PPPTMGB LEMIGAS*. Laporan Kerja Praktik S1 Fisika. Universitas Indonesia.
- Pratama, Satria Yudha, 2008. *Estimasi Kecepatan Interval Melalui Pemilihan Semblance Berdasarkan NMO Secara Otomatis*. Skripsi S1 Fisika. Universitas Indonesia.
- Priyono, Awali, 2001. *Buku Ajar Seismik Eksplorasi untuk Bidang Ilmu Kebumihan*. Departemen Geofisika dan Meteorologi, Fakultas Ilmu Kebumihan dan Teknologi Mineral, Institut Teknologi Bandung.
- Rosid, Syamsu, 2007. *Catatan Kuliah Seismologi*. Program Studi Geofisika, Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia
- Sheriff, Robert E, and Geldart, Lloyd P, 1995. *Exploration Seismology, Second Edition*. Cambridge University Press, New York. 326-334.
- Stoffa, P.L., Fokkema, J. T., de Luna Freire, R. M., and Kissenger, W. P., 1990, *Split-Step Fourier Migration*: Geophysics, v.55, p.410-421.
- Stolt, R. H., 1978, *Migration by Fourier Transform*: Geophysics, v.43, p23-48.
- Triyoso, Kaswandhi, 2007. *Migrasi Pre-Stack Domain Kedalaman (PSDM) dengan Metode Kirchhoff dan Pembangunan Model Kecepatan dengan Tomografi*. Program Studi Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Bandung.
- Unsworth, Martyn, 2006. *Geophysics 224*. University of Alberta.
- Yilmaz, Özdoğan., 1988. *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Yilmaz, Özdoğan., 2001. *Seismic Data Analysis, Volume I*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

LAMPIRAN

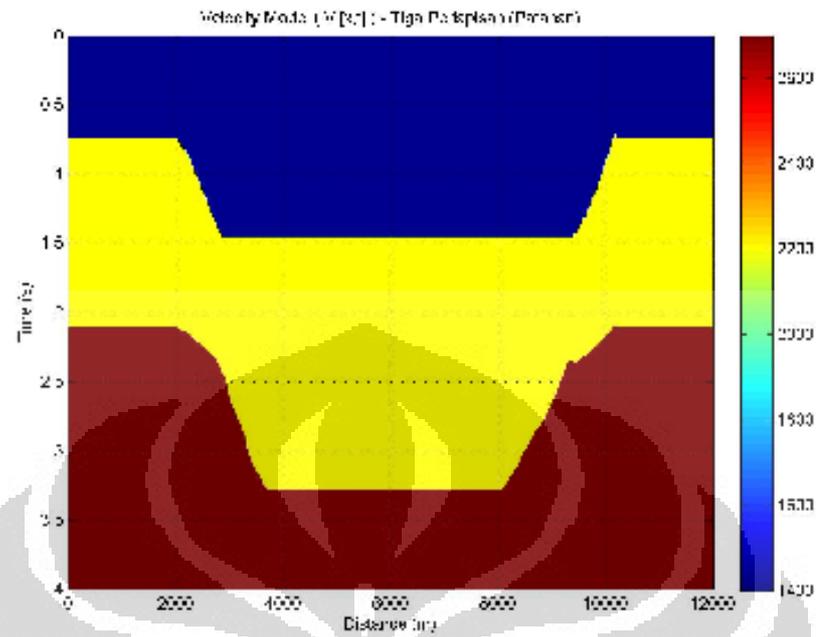
Lampiran A

Model kecepatan $V [x,t]$ pada model geologi dua per lapisan (sinklin-antiklin), model geologi tiga per lapisan (patahan), dan model geologi empat per lapisan dan satu *channel* dengan kecepatan yang kontinu dan tidak kontinu.

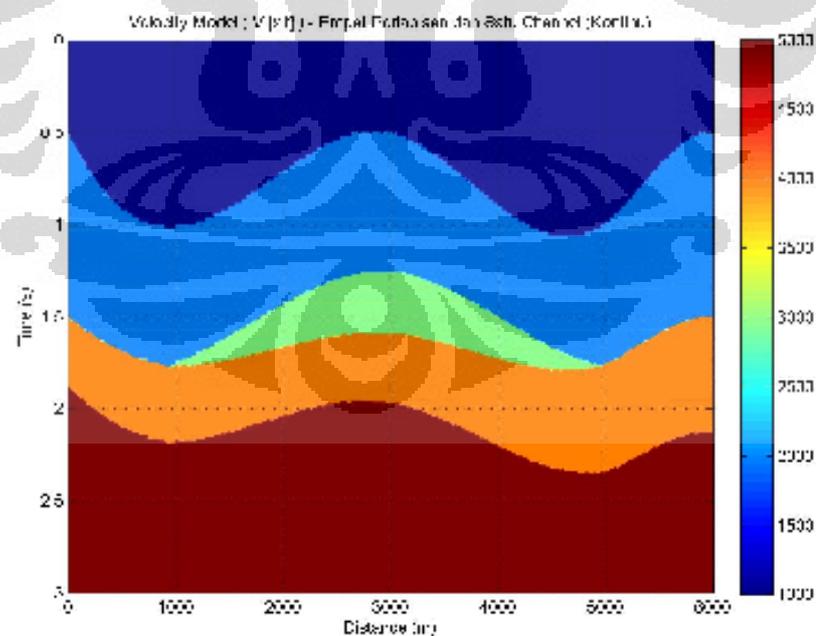


Gambar A.1. Model kecepatan $V[x,t]$ pada model geologi dua per lapisan (sinklin-antiklin).

(Lanjutan)

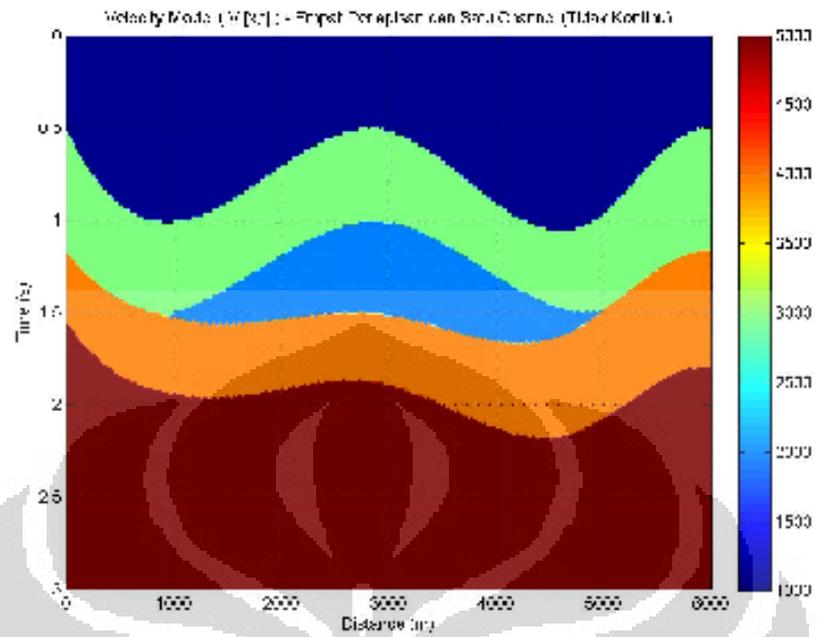


Gambar A.2. Model kecepatan $V[x,t]$ pada model geologi tiga per lapisan (patahan).



Gambar A.3. Model kecepatan $V[x,t]$ pada model geologi empat per lapisan dan satu *channel* (kontinu).

(Lanjutan)



Gambar A.4. Model kecepatan $V[x,t]$ pada model geologi empat peralihan dan satu *channel* (tidak kontinu).