PENGGUNAAN METODE *PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE ISOTROPY* (*PSDM VTI*) UNTUK STUDI PENCITRAAN STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN

(Skripsi)

Oleh

AULIA AHMAD NAFIS

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

2017

ABSTRACT

THE APPLICATION OF PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE ISOTROPY METHOD FOR A STUDY OF THE SUBSURFACE STRUCTURE IMAGING

By

Aulia Ahmad Nafis

PSDM is often used in areas that has complex geology setting and strong lateral velocity variations so that make an anomaly such as mistacking or seismic sag in fault shadow area, this anomaly will make a mistake in interpretation. PSDM is able to solve fault shadow because the velocity model which is used in this method will be more accurate. However accuracy of PSDM is depends on how accurate we estimate of the velocity. To make an accurate velocity model estimates, an anisotropic PSDM is required because the real case of subsurface is not only Isotropic but also Anisotropic (wave's propagation depends on direction). In this case we use Vertical Transverse Isotropy (VTI) model for Anisotropic analysis because this model is able to explain the anisotropic effect simply on the sediment layer. The data processing is divided into two parts namely isotropic PSDM to flatten near offet gather (angle mute <30 degree) and anisotropic PSDM to flatten far offet gather (angle mute >30 degree). Then some parameter which is it play the important role to make more accurate velocity estimation are Thomsen's parameter (delta and epsilon), CIP Pick (RMO), Dip Estimation and Tomografi (CIP Diff and Ztomo). The accuracy of the velocity model estimation is controlled by flatness gather and gamma synthetic. The velocity has a good accuracy because the gather is flat and gamma synthetic shows more a little error, after that the final velocity model is used for depth migration process. With this PSDM VTI method, the result of the velocity model is closer to the real condition than PSTM and able to flatten the gather until far offset so that the mistacking can be resolved

Keyword: PSDM, VTI, Anisotropic, Velocity

ABSTRAK

PENGGUNAAN METODE *PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE ISOTROPY* UNTUK STUDI PENCITRAAN STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN

Oleh

Aulia Ahmad Nafis

PSDM sering digunakan pada daerah dengan setting geologi yang kompleks dan memiliki variasi kecepatan lateral yang cukup kuat sehingga anomali berupa mistacking atau seismik sag pada daerah *fault shadow* yang dapat menimbulkan kesalahan interpretasi. *PSDM* mampu mengatasi *fault shadow* karena model kecepatan yang digunakan akan lebih akurat, namun akurasi *PSDM* sangat bergantung pada seberapa tepat dalam mengestimasi kecepatan. Untuk itu dalam membuat estimasi kecepatan yang akurat maka dibutuhkan *anisotropic PSDM* dimana keadaan bawah permukaan sebetulnya tidaklah *isotropic* tetapi cepat rambat gelombang akan berbeda berdasarkan arahnya (*anisotropic*). Model *anisotropic* yang digunakan pada penelitian ini adalah *Vertical Transverse Isotropy(VTI)* karena model ini mampu menjelaskan efek anisotropic secara sederhana pada lapisan sedimen. Tahapan pengolahan data dibagi menjadi dua yaitu *PSDM Isotropic* untuk memflatkan *gather* pada *near offset* (*angle mute* <30 derajat) dan *PSDM Anisotropic* untuk memflatkan *gather* pada *far offset* (*angle mute* >30 derajat). Kemudian beberapa parameter yang berpengaruh untuk mendapatkan estimasi kecepatan yang tepat seperti estimasi thomsen parameter (*delta* dan *epsilon*), *CIP Pick (RMO*), *Dip Estimation*, dan Tomografi. Ketepatan dalam mengestimasi model kecepatan dikontrol pula oleh *flatness gather* dan *Gamma syintetic*, model kecepatan dinilai memiliki akurasi yang baik sebab *gather* dinilai sudah flat dan *gamma synthetic* menunjukan error yang kecil. Setelah dilakukan beberapa kali iterasi perbaikan model kecepatan, model kecepatan final ini digunakan dalam melakukan *depth migration*. Dengan hasil dari metode *PSDM VTI* ini, model kecepatan yang dihasilkan lebih mendekati keadaan yang sebenarnya dibandingkan dengan *PSTM* dan mampu membuat *gather* menjadi *flat* sampai *far offset* sehingga mistacking menjadi teratasi

Kata kunci: *PSDM, VTI, Anisotropic*, kecepatan

PENGGUNAAN METODE *PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE ISOTROPY (PSDM VTI)* UNTUK STUDI PENCITRAAN STUKTUR BAWAH PERMUKAAN

Oleh

AULIA AHMAD NAFIS

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar

SARJANA TEKNIK

Pada

Jurusan Teknik Geofisika

Fakultas Teknik Universitas Lampung

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

Judul Skripsi : **PENGGUNAAN METODE *PRE STACK DEPTH MIGRATION VERTICAL TRANSVERSE ISOTROPY (PSDM VTI)* UNTUK STUDI PENCITRAAN STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN**

Nama Mahasiswa : Aulia Ahmad Nafis

Nomor Pokok Mahasiswa : 1315051009

Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I	Pembimbing II
Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.	**Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**
NIP 19700120 200003 1 001	NIP 19720928 199903 1 001

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

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

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

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

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

Penguji
Bukan Pembimbing : **Karyanto, S.Si., M.T.** .....

2. Dekan Fakultas Teknik

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

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **29 Agustus 2017**

PERNYATAAN

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

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

Bandar Lampung, 10 Oktober 2017

Aulia Ahmad Nafis

RIWAYAT HIDUP

Penulis dilahirkan di Bandung, pada tanggal 24 Oktober 1995, anak pertama dari dua bersaudara dari pasangan Bapak Herman, S.E., M.M. dan Ibu Suhaimi S.Pd., M.Pd. Penulis menempuh pendidikan di Sekolah Dasar (SD) Negeri Angkasa 5, Kec. Margahayu Kab. Bandung diselesaikan pada tahun 2007, pendidikan di Sekolah Menengah Pertama (SMP) Negeri 1 Margahayu Kab. Bandung diselesaikan pada tahun 2010, pendidikan di Sekolah Menengah Atas (SMA) Negeri 11 Bandung Prov. Jawa Barat diselesaikan pada tahun 2013.

Pada tahun 2013, penulis terdaftar sebagai mahasiswa di Fakultas Teknik Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung. Di tahun berikutnya, tahun 2014, penulis aktif sebagai member *Society Exploration Geophycist (SEG) SC Unila* divisi *Public Relation* dan *Americaan Association of Petroleum Geologist SC Unila* divisi *HRD*. Penulis pernah menjabat sebagai Kepala Bidang Kaderisasi di HIMA TG Bhuwana Universitas Lampung pada periode 2015/2016 dan Wakil Ketua Umum Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI) pada periode 2016/2017. Pada bulan September tahun 2016 penulis melaksanakan Kerja Praktik (KP) di Pertamina

Upstream Technology Center (UTC), Gedung Kwarnas, Jakarta Pusat. Pada bulan Januari tahun 2016 penulis melakukan Kuliah Kerja Nyata (KKN) di Desa Way Urang, Kecamatan Padang Cermin, Kabupaten Pesawaran. Penulis Merupakan penerima beasiswa Peningkatan Prestasi Akademik pada tahun 2016 dan tercatat menjadi Pembicara untuk Poster Presentation pada acara Joint Convention Malang (JCM) 2017 . Pada bulan Februari - April tahun 2017, Penulis melaksanakan *Internship Program* sekaligus mengerjakan Tugas Akhir di PT. Elnusa Tbk. Jakarta Selatan bertugas di *Geoscience Divison* dan bertanggung jawab sebagai *Seismic Data Processing Assistant* hingga akhirnya penulis berhasil menyelesaikan pendidikan sarjananya pada tanggal 29 Agustus 2017 dengan judul penelitian " **Penggunaan Metode *Pre Stack Depth Migration Vertical Transverse Isotropy (PSDM VTI)* untuk Studi Pencitraan Stuktur Bawah Permukaan**".

PERSEMBAHAN

Dengan penuh rasa syukur, kan ku persembahkan skripsi ini kepada:

Ayah dan Ibu Tercinta Bapak Herman, S.E., M.M. dan

Ibu Suhaimi, S.Pd., M.Pd.

Sebagai tanda bakti, hormat, dan rasa terima kasih yang tiada terhingga kepada Ibu, ayah yang telah memberikan kasih sayang, segala dukungan, dan cinta kasih yang tiada terhingga yang tiada mungkin dapat kubalas hanya dengan selembar kertas yang bertuliskan kata cinta dan persembahan. Untuk Ibu, Ayah yang selalu membuatku termotivasi dan selalu menyirami kasih sayang, selalu mendoakanku, selalu menasehatiku menjadi lebih baik, Terima Kasih Ibu Terima Kasih Ayah, Terima Kasih Ya Tuhan yang telah mengirimkan insan terbaik dalam hidupku.

.

Adikku tersayang Adrian Fadhillah

Untuk Adikku, tiada yang paling mengharukan ketika berkumpul bersama, walaupun sering bertengkar hal itu selalu menjadi warna yang takkan terlupakan. Hanya karya kecil ini yang dapat kakak persembahkan. Maaf belum bisa menjadi panutan yang seutuhnya tapi kakak akan selalu memberikan yang terbaik.

Teknik Geofisika Universitas Lampung 2013

Keluarga, keluarga yang bukan satu darah, bukan satu ibu atau bapak namun keluarga seperjuangan, selalu membuat tertawa, tersenyum dan membuat motivasi untuk melakukan hal-hal yang baik serta keluarga yang selalu membela dan saling membantu serta menutupi kekurangan.

Keluarga Besar Teknik Geofisika Universitas Lampung Almamater Tercinta,

Universitas Lampung

MOTTO

يَعْلَمُونَ لَا وَالَّذِينَ يَعْلَمُونَ الَّذِينَ يَسْتَوِي هَلْ قُلْ

"Katakanlah, apakah sama antara orang yang mengetahui dengan orang yang tidak tahu." [Az Zumar : 9]

Hidup untuk bermanfaat bagi sesama, seperti mata air yang menjernihkan sekelilingnya. Bukankah sudah fitrahnya manusia untuk bermanfaat bagi sesama
(Penulis)

Doloris sopitam recreant vulnera viva animam – luka yang hebat dari duka derita membangunkan kemampuan jiwa yang layap – layap tertidur
(Awang Harun Satyana)

Hanya ada dua pilihan: menjadi apatis atau mengikuti arus. Tapi, aku memilih untuk jadi manusia merdeka.
(Soe Hok Gie)

Science is Dynamic….
(Albert Eisntein)

KATA PENGANTAR

Assalamu'alaikum Wr. Wb.

Alhamdulillah, Segala puji bagi Allah S.W.T yang telah melimpahkan segala rezeki, petunjuk, dan ilmu kepada penulis, sehingga akhirnya penulis dapat menyelesaikan skripsi ini. Shalawat dan salam semoga selalu untuk nabiNya yakni Muhammad S.A.W.

Skripsi yang berjudul "Penggunaan Metode *Pre Stack Depth Migration Vertical Transverse Isotropy (VTI)* Untuk Studi Pencitraan Stuktur Bawah Permukaan" merupakan hasil dari Tugas Akhir yang penulis lakasanakan di PT. Elnusa Tbk, Jakarta Selatan.

Penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi pembaca dan bermanfaat untuk penambahan ilmu dimasa yang akan datang. Penulis menyadari bahwa penyusunan skripsi ini masih terdapat kekurangan dan jauh dari kesempurnaan.

Atas segala kekurangan dan ketidaksempurnaan skripsi ini, penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang bersifat membangun kearah perbaikan dan penyempurnaan skripsi ini.

Wassalamu'alaikum Wr. Wb.

Penulis

Aulia Ahmad Nafis

SANWACANA

Dalam pelaksanaan dan penyelesaian skripsi ini tentunya tidak lepas dari bimbingan dan dukungan berbagai pihak, maka pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada pihak-pihak yang bersangkutan yaitu:

1. Allah S.W.T yang telah memberikan nikmat dan karuniaNya atas kelancaran dalam penyusunan skripsi ini.
2. Ayah dan Ibu tercinta yang tanpa kenal lelah berkorban, berdoa dan mendukung penulis dalam segala hal. Terimakasih atas segala hal yang telah kalian berikan selama ini, berkat doa dan kesabaran anakmu tercinta ini berhasil menyelesaikan pendidikan program sarjana. Semoga Allah SWT selalu melindungi dan memberkahi kalian.
3. Adikku satu-satunya yang selalu memberikan dukungan dan semangat untuk setiap langkah yang aku ambil
4. Abah, Bunda, Yuk Puput dan Kak Reza yang selalu memberikan dorongan, motivasi, keceriaan dan kebahagiaaan kepada penulis
5. Sepupu Seperjuangan Ary dan Erwin yang memberikan semangat, keceriaan dan tempat berbagi ilmu-ilmunya

6. Bapak Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T., selaku dosen pembimbing pertama atas semua ajaran, bimbingan, saran dan waktu untuk penulis sehingga penelitian ini mampu diselesaikan sebaik-baiknya
7. Bapak Dr. Ahmad Zaenuddin, M.T. selaku Kepala Jurusan Teknik Geofisika dan selaku dosen pembimbing kedua atas semua ajaran, bimbingan, saran dan waktu untuk penulis sehingga penelitian ini mampu diselesaikan sebaik-baiknya
8. Bapak Karyanto, S.Si., M.T., selaku dosen penguji yang telah meluangkan waktunya, memberikan kritik dan saran dalam penyusunan skripsi ini.
9. PT. Elnusa Tbk, selaku institusi yang memberikan kesempatan penulis untuk melaksanan Tugas Akhir
10. Tim *PSDM Geodata Processing*, Pak Hasan, Mas Ikhsan, Pak Budi, Mas Gigin, Mas Slamet, Mba Inggrid dll atas masukan, bimbingan dan motivasi selama penulis melakukan Tugas Akhir.
11. Seluruh dosen pengajar Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang telah berbagi ilmu dan pengalaman selama perkuliahan.
12. Keluarga, sahabat dan rekan seperjuangan Teknik Geofisika 2013 tercinta, Abdi, Agung, Aji, Imbron, Alicya, Aristo, Atikah, Cahaya, Deswita, Dian, Dody, Dwi, Edy, Egi, Endah, Farkhan, Bunga, Feni, Eci, Harris, Herlin, Aloy, Hanun, Kholilur, Kubel, Fajri, Reza, Nico, Noris, Bana, Pipit, Priesta, Putu, Rafi, Ravide, Ririn, Ryan, Shiska, Suryadi, Udin, Ulfa, Widia, Wuri, Winda,Yasrifa, Yeni, Helton, Azhary, Haidar. See you on top Guyss!

13. Sahabatku si bocah-bocah Reza, Kholil, Udin, Egi, Harris, Wuri, Ujep, Dwi, Nico terimakasih atas segala motivasi, bantuan, keluh kesah dan masukan selama penulis melaksanakan studi S-1
14. Para Lelaki tangguh Aloy, Fajri, Sule, Ryan, Edy, Aji, Suryadi, Vide, Putu, Reza, Kholil, Udin, Egi, Harris, Ujep, Dwi, Nico atas segala pengalaman, motivasi dan rona-rona kehidupan selama penulis melaksanakan studi S-1
15. Sahabat Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI), Eki, Jule, Sheila, Ana, Thasya, Omesh, Albert, Farid, Anggi, Agra, Maul, Tsani atas segala masukan, sharing, ilmu dan pengalaman berharga lainnya. Sukses Guyss!
16. Kakak-kakak dan Adik-adik Teknik Geofisika Unila atas segala bantuan, kritik, saran dan ilmu yang sengaja atau tak sengaja kalian beri kepada penulis.
17. Terimakasih banyak atas semua pihak yang telah terlibat, yang tidak dapat disebutkan namanya satu persatu. Semoga apa yang telah kalian berikan akan mendapatkan balasan dari Allah S.W.T.

Penulis

Aulia Ahmad Nafis

DAFTAR ISI

halaman

ABSTRACT ..... **i**

ABSTRAK ..... **ii**

HALAMAN JUDUL ..... **iii**

HALAMAN PERSETUJUAN ..... **iv**

HALAMAN PENGESAHAN ..... **v**

HALAMAN PERNYATAAN ..... **vi**

RIWAYAT HIDUP ..... **vii**

HALAMAN PERSEMBAHAN ..... **ix**

MOTTO ..... **x**

KATA PENGANTAR ..... **xi**

SANWACANA ..... **xii**

DAFTAR ISI ..... **xv**

DAFTAR GAMBAR ..... **xvii**

DAFTAR TABEL ..... **xx**

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang 1
B. Tujuan Penelitian 3

C. Batasan Masalah 3

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Fisiografi Regional Cekungan Tarakan 5
B. Tatanan Tektonik Cekungan Tarakan 9
C. Stratigrafi Regional Cekungan Tarakan 15

III. TEORI DASAR

A. Hukum Fisika Gelombang Seismik 21
B. Migrasi Seismik 24
C. Pemodelan Kecepatan 25
D. Seismik Anisotropic 36

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian 40
B. Alat dan Bahan 40
C. Pengolahan Data 40

V. HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Hasil Penelitian 54
B. Pembahasan 62

VI. KESIMPULAN

DAFTAR PUSTAKA

LAMPIRAN

DAFTAR GAMBAR

halaman

Gambar 1. Peta Lokasi Cekungan Jawa Timur Utara.....5

Gambar 2. Peta Geologi Cekungan Tarakan yang disederhanakan 7

Gambar 3. Elemen Tektonik Pulau Kalimantan dan Sulawesi.....13

Gambar 4. Setting Tektonik dan Stratigrafi Cekungan Tarakan. 14

Gambar 5. Hukum Snellius 21

Gambar 6 Prinsip Huygens.....22

Gambar 7 Prinsip Fermat.....23

Gambar 8 (a) CMP Stack (b) Migration (c) Sketsa dari kenampakan Difraksi D dan kemiringan event sebelum dan sesudah migrasi 24

Gambar 9 Reflektor seismik menurut prinsip Huygens 25

Gambar 10 Ilustrasi penjumlahan titik difraksi 26

Gambar 11 Ilustrasi perbedaan *raypath* pada time migration dan Depth migration 27

Gambar 12 *Common Image Point Pick* 28

Gambar 13 CIP Diff dan Z Tomo..... 29

Gambar 14 Asumsi bawah permukaan 30

Gambar 15 Muka gelombang anisotropic 31

Gambar 16 Horizontal Transverse Isotropic 34

Gambar 17 Vertical Transverse Isotropic.....34

Gambar 18 Tilted Transverse Isotropic 35

Gambar 19 *Weak Anisotropic Velocity*.....37

Gambar 20 *Master Grid Information*.....40

Gambar 21 Flow PSDM Isotropic.....41

Gambar 22 *Velocity Model*.....42

Gambar 23 *CIP Pick* 44

Gambar 24 Dip Stucture Estimation 44

Gambar 25 Solusi Tomografi.....45

Gambar 26 QC Tomografi 46

Gambar 27 *Flow PSDM Ansiotroic* 48

Gambar 28 Picking delta dan espilon 49

Gambar 29 *Velocity RMS* 50

Gambar 30 *Velocity Isotropic* 51

Gambar 31 *Depth Gather Angle Mute 30* 52

Gambar 32 *PSTM Section* 52

Gambar 33. *PSDM Isotropic Time Section*.....53

Gambar 34. Estimasi delta.....54

Gambar 35. Estimasi Epsilon.....54

Gambar 36. *Velocity Anisotropic* 55

Gambar 37. *PSDM Isotropic Time Section*.....56

Gambar 38. *PSDM Anisotropic Time Section* 56

Gambar 39. *(a) Vrms (b) Velocity Isotropic (c) Velocity Anisotropic* 58

Gambar 40. Analisis *depth gather*.....60

Gambar 41. Analisis *Gamma* 61

Gambar 42(a) *PSTM Section*.....62

Gambar 42(b) *PSDM VTI Section* 62

DAFTAR TABEL

Halaman

Tabel 1 Jadwal Kegiatan…… 39

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Processing data seismik dimaksudkan untuk mengubah data seismik lapangan yang berupa rekaman gelombang seismik menjadi sebuah penampang seismik yang nantinya dapat diinterpretasikan. Tujuan dilakukan *Processing* ini adalah untuk menghasilkan penampang seismik dengan rasio *signal to noise* (S/N) yang baik tanpa mengubah kenampakan-kenampakan refleksi/perlapisan batuan bawah permukaan, sehingga dapat dinterpretasikan bentuk atau struktur bawah permukaan yang sesuai dengan keadaan yang sebenarnya dari bawah permukaan dan dapat dicari prospek dari hidrokarbon. Salah satu tahapan penting di dalam *processing* seismik adalah tahapan Migrasi Seismik. Migrasi Seismik akan memindahkan posisi reflektor miring ke posisi bawah permukaan yang sebenarnya dan akan menghilangkan efek difraksi. Dalam hal ini, migrasi seismik dapat dianggap sebagai bentuk *spatial* dekonvolusi yang dapat meningkatkan resolusi *spatial* (Yilmaz, 2001). Ketepatan dalam melakukan migrasi seismik berpengaruh dalam penempatan reflektor seismik pada posisi dan kedalaman yang tepat, hal ini akan mendapatkan masalah terutama pada kasus dengan keadaan bawah permukaan yang memiliki *setting* geologi kompleks dan lateral *velocity* yang kuat. Dengan adanya masalah tadi, maka akan terjadi kesalahan

dalam melakukan mencitrakan bawah permukaan. Untuk itu agar migrasi seismik dapat dilakukan dengan tepat, maka dibutuhkan estimasi nilai *velocity* yang tepat. *Time Migration* dilakukan dengan menggunakan *Vrms* dimana *velocity* diasumsikan akan bertambah seiring bertambahnya kedalaman padahal belum tentu dalam keadaan bawah permukaan yang sebenarnya akan seperti itu, oleh karena itu pada kasus *setting* geologi kompleks dan *lateral velocity* yang kuat *Time Migration* tidak lagi akurat untuk mencitrakan bawah permukaan. Dalam hal ini, maka dibutuhkan *Depth Migration* yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan lebih baik pada kasus tersebut, karena *Depth Migration* menggunakan *Vinterval* dimana kecepatan gelombang diasumsikan memiliki kecepatan masing-masing pada setiap perlapisan batuan, sehingga dengan asumsi ini *Depth Migration* dapat mencitrakan bawah permukaan yang lebih mendekati keadaan yang sebenarnya. Pencitraan metode seismik biasa menggunakan asumsi *isotropic media*, dimana material akan dianggap sama dari segala arah, padahal kenyataannya sifat material akan memiliki sifat berbeda bergantung pada arahnya (*anisotropic*). Dengan menggunakan asumsi *isotropic* media, akan terjadi kesalahan dalam memposisikan *event* seismik pada *far offset* terutama pada daerah dengan efek *anisotropic* yang kuat. Apabila efek *anisotropic* tetap diabaikan semakin jauh *offset* nya, maka kesalahan dalam memetakan *event* seismik akan semakin besar. Hal ini dapat dilihat pada *CDP Gather* akan terjadi *Hockey Stick Effect* dimana gather pada *far offset* tidak *fla*t yang mengakibatkan *stacking* pada penampang seismik tidak maksimal. Oleh karena itu dibutuhkan estimasi *velocity interval* yang akurat untuk membuat *gather* pada *far offset* menjadi *fla*, dengan menggunakan asumsi *isotropic*, estimasi *velocity model* yang

dihasilkan kurang tepat dan berakibat terjadinya kesalahan dalam menempatkan posisi *reflector* seismik. Dengan demikian *Depth Migration* dengan asumsi *Anisotropic media* akan menghasilkan estimasi model *velocity* untuk mendapatkan citra bawah permukaan yang mendekati keadaan sebenarnya. Anisotropic sendiri memilki jenis-jenis seperti *Cubic Symmetry, Polar Symmetry (Transverse Isotropy) Orthorombic Symmetry*. Metode *Transverse Isotropy* dipandang sebagai pendekatan *anisotropic* yang sederhana namun efektif dalam menentukan efek anisotropic, karena *Transverse Isotropy* memiliki satu kutub simetri dan menganalisis efek *anisotropic* berdasarkan sumbu simetri nya sehingga cocok digunakan pada lapisan sedimen. Pada penelitian ini akan digunakan salah satu metode *Transverse Isotropy* yaitu VTI (*Vertical Transverse Isotropy*), dimana asumsi sumbu simetri nya ke arah *vertical* sehingga mampu mendefinisikan *velocity* yang merambat lebih lambat kearah *vertical.*

B. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dilakukannya penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mengaplikasikan metode PSDM untuk mendapatkan resolusi penampang seismik yang lebih baik.
2. Menghasilkan penampang struktur bawah permukaan berdasarkan metode PSDM VTI.
3. Menganalisis hasil struktur bawah permukaan berdasarkan metode PSDM VTI.
4. Membandingkan penampang PSTM dan PSDM VTI.

C. Batasan Masalah

Adapun batasan masalah pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menggunakan data seismik *2D Marine.*
2. Melakukan *Processing Data* dengan softwere Omega dan Petrel 2016.
3. *Processing Data* yang dilakukan hanya sampai PSDM VTI.

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Fisiografi Regional Cekungan Tarakan

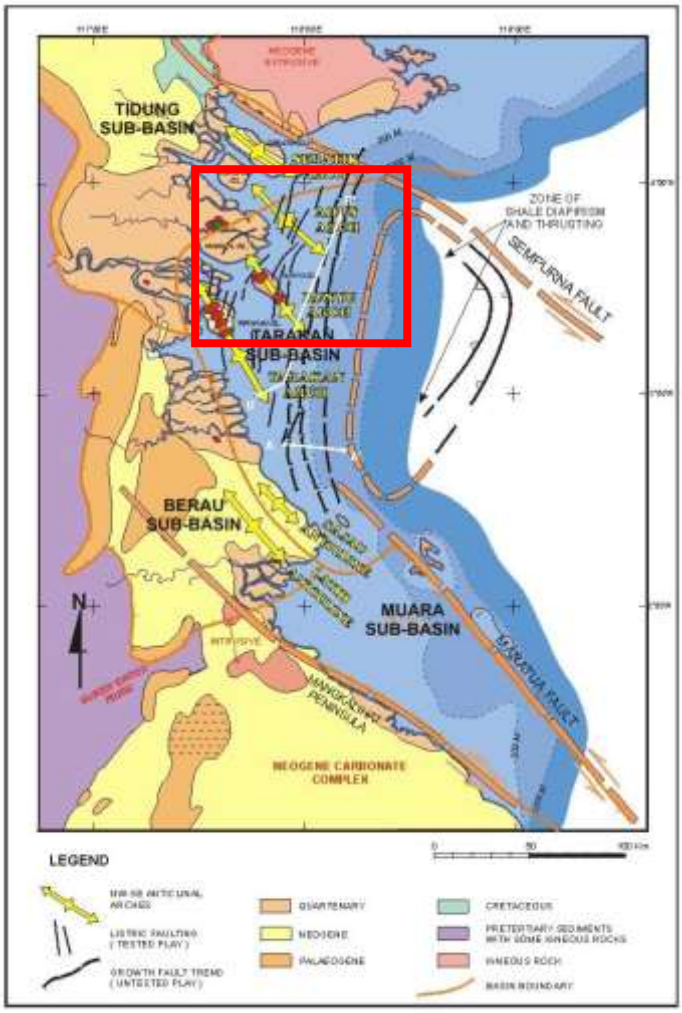
Kalimantan, disebut juga Borneo, merupakan pulau terbesar ketiga di dunia, terletak pada 7° LU hingga 4° 20' LS dan 108° 53' BT hingga 119° 22' BT dengan luas wilayah 743,330 km² (287,000 *sq.miles*). Dibatasi oleh laut China Selatan di sebelah utara dan barat, Selat Makassar di sebelah timur dan Selat Jawa di sebelah selatan. Titik tertinggi di Pulau Kalimantan adalah Gunung Kinabalu yang terletak di Sabah, Malaysia, dengan ketinggian 4,095 m (13,435 ft) dari permukaan laut.

Gambar 1 Kerangka Tektonik & Fisiografi Pulau Kalimantan (Bachtiar, 2006)

Cekungan Tarakan merupakan salah satu dari 3 (tiga) Cekungan Tersier utama yang terdapat di bagian timur *continental margin* Kalimantan (dari utara ke selatan : Cekungan Tarakan, Cekungan Kutai dan Cekungan Barito) (Gambar 1), yang dicirikan oleh dominasi batuan sedimen klastik berukuran halus sampai kasar dengan beberapa endapan karbonat.

Secara fisiografi Cekungan Tarakan berupa depresi berbentuk busur yang meluas ke timur ke arah Selat Makassar / Laut Sulawesi yang meluas ke utara menuju Sabah dan berhenti pada zona subduksi di Tinggian Sempurna (*Sempurna Penisula*) dan *Dent Penisula*, sedangkan batas selatannya adalah Punggungan Suikerbrood dan Tinggian Mangkalihat yang memisahkan Cekungan Tarakan dengan cekungan Kutai dan dibagian barat dibatasi oleh lapisan sedimen *melange* Pra-Tersier Pegunungan Tengah Kalimantan (*Kuching Oroganic Complex*).

Proses pengendapan di Cekungan Tarakan dimulai dari proses pengangkatan (transgresi) yang di perkirakan terjadi pada kala Eosen Akhir sampai Miosen Awal bersamaan dengan terjadinya proses pengangkatan gradual pada Tinggian Kuching dari barat ke timur menghasilkan endapan klastik tebal dan batugamping yang menghalus ke atas menjadi napal dan serpih. Pengangkatan di bagian barat batas cekungan dimulai sejak akhir Oligosen Awal dan berlanjut hingga Miosen sehingga mengakibatkan perubahan fasies secara bertahap menjadi setting pengendapan dangkal. Pada Kala Miosen Tengah terjadi penurunan (regresi) pada Cekungan Tarakan, yang dilanjutkan dengan terjadinya pengendapan progradasi ke arah timur dan membentuk endapan delta. Pada Pliosen Akhir hingga Pleistosen Awal berlangsung proses tektonik terakhir yang mengangkat, melipat dan mensesarkan seluruh area Cekungan Tarakan.



Gambar 2. Peta Geologi Cekungan Tarakan yang disederhanakan (dimodifikasi dari Pertamina BEICIP, 1992; Hidayat dkk, 1992)

Ditinjau dari fasies dan lingkungan pengendapannya, Cekungan Tarakan terbagi menjadi empat sub cekungan (Gambar 2), yaitu :

1. Sub - Cekungan Muara

Merupakan Sub-Cekungan paling selatan dari Cekungan Tarakan dengan orientasi Barat Laut – Tenggara (NW-SE). Bagian barat daya di batasi oleh zona sesar mendatar sepanjang Mangkalihat Peninsula, bagian timur laut dibatasi oleh zona sesar mendatar lain yang menyebabkan pengangkatan basement dimana pulau

terumbu Maratua terbentuk. Data seismik mengindikasikan adanya *carbonate rift* dan sedimen pasif margin setebal 5000 meter berumur Oligosen – Resen yang terletak diatas lapisan vulkanik tua. Reservoir di Sub-Cekungan Muara didominasi oleh sedimen karbonat.

2. Sub - Cekungan Berau

Sub-Cekungan Berau dibatasi oleh sedimen dan batuan beku Pre-Tersier di bagian utara dan dan selatan serta *Suikerbrood Ridge* di bagian selatan. Sub-Cekungan Berau menerus ke timur ke arah Sub-Cekungan Tarakan. Pembagian antara sub cekungan Berau dan Sub-Cekungan Tarakan didasari oleh *pinch-out* formasi Tarakan yang berumur Pliosen. Struktur yang berkembang di Sub-Cekungan Berau terutama struktur kompresi berarah Utara Barat Laut – Selatan Tenggara (NNW-SSE) yang dipengaruhi oleh pergerakan lateral mengiri sepanjang *wrench zones* akibat pemekaran Selat Makassar

3. Sub - Cekungan Tarakan

Sedimen tebal yang mengisi Sub-Cekungan Tarakan merupakan hasil amalgamasi dari beberapa formasi berumur Pliosen – Pleistosen yang berpusat dibawah pulau Bunyu dan pulau Tarakan dan mengalami progradasi ke arah laut. Lapisan berumur Pliosen menipis ke arah barat dan selatan, *onlapping* tinggian Miosen dan mengalami *pinch-out.*

4. Sub - Cekungan Tidung

Bagian selatan dari Sub-Cekungan Tidung dipisahkan dari Sub-Cekungan Tarakan oleh *carbonate platform* dimana formasi Tarakan mengalami *pinch-out,* sedangkan bagian utara dari Sub-Cekungan Tidung dibatasi oleh zona patahan Sempurna yang berarah Barat Laut – Tenggara (NW-SE) yang merupakan sesar

mendatar mengiri (*sinistral transform fault*). Sedangkan, Sub-Cekungan Tidung dan Sub-Cekungan Berau dipisahkan oleh *Sekatak Tectonic Arch* Struktur yang berkembang di Sub-Cekungan ini terutama antiklin berarah Barat Laut – Tenggara (NW-SE).

B. Tatanan Tektonik Cekungan Tarakan

Proses pembentukan serta proses pengendapan sedimen di Cekungan Tarakan dipengaruhi oleh gejala – gejala tektonik pada batas – batas cekungan. Elemen struktur utama yang membatasi Cekungan Tarakan dan mengontrol evolusi cekungannya adalah sebagai berikut:

 Tinggian Sempurna (*Sempurna Peninsula*) dan *Dent Penisula* di bagian utara yang merupakan kompleks batuan beku dan metamorf yang telah mengalami pengangkatan, kompleks ini termasuk ke dalam Busur Sulu, dan secara genetis area ini merupakan hasil dari proses obduksi antara Lempeng Filipina dan Dataran Sunda (Borneo/NE Kalimantan). Di bagian atas terdapat batuan beku yang lebih muda berumur Paleogen.

 Di bagian timur, Cekungan Tarakan dibatasi oleh Laut Sulawesi yang kearah timur semakin dalam dan menjadi Palung Makassar. Batas sebelah timur untuk cekungan ini belum dapat dibedakan dengan jelas dan diinterpretasikan sebagai tipe *passive margin*

 Tinggian Mangkalihat (*Mangkalihat Peninsula*) dan Suikerbrood *Ridge* di bagian selatan, yang merupakan batuan sedimen berumur Tersier yang diendapkan di atas batuan dasar yang telah terangkat. Pengangkatan inilah yang

kemudian memisahkan Cekungan Tarakan dengan Cekungan Kutai di bagian selatan.

 Tinggian Kuching (*Kuching High*) di sebelah barat, yang merupakan kompleks batuan metamorf berumur Kapur, dan kompleks batuan *melange* dari Pegunungan Tengah Kalimantan (*Kuching Oroganic Complex*) yang berumur Pra-Tersier dan tersusun atas batuan yang tertektonikan dengan kuat dan termetamorfkan sebagian (Achmad & Samuel, 1984)

Pengendapan sedimen Tersier di Cekungan Tarakan merupakan hasil dari erosi batuan berumur Pra-Tersier dan/atau Eosen di sebelah barat cekungan. Secara umum, siklus pengendapan di Cekungan Tarakan dapat dibagi menjadi:

1. Eosen Awal – Oligosen Akhir

Fase ini di dominasi dengan fase ekstensional yang dipengaruhi oleh proses pemekaran Selat Makassar pada pertengahan Tersier. Fase tektonik ekstensi ini membuka cekungan ke arah timur yang diindikasikan dengan hadirnya *en-echelon block faulting* yang mempunyai kemiringan ke arah timur.

Proses tektonik yang mengakhiri siklus pengendapan pertama terjadi pada masa Oligosen Akhir, yaitu pengangkatan di bagian tepi Cekungan Tarakan bagian barat (*Central Highland of Kalimantan*) dan vulkanisme berumur 26 juta tahun yang lalu.

2. Oligosen Akhir – Awal Miosen Tengah

Siklus pengendapan kedua dimulai dengan pengendapan Formasi Tempilan yang diikuti oleh transgresi regional dan pengendapan Formasi Tabalar. Ke arah timur, batugamping Formasi Tabalar berubah menjadi fasies laut terbuka (*open marine*)

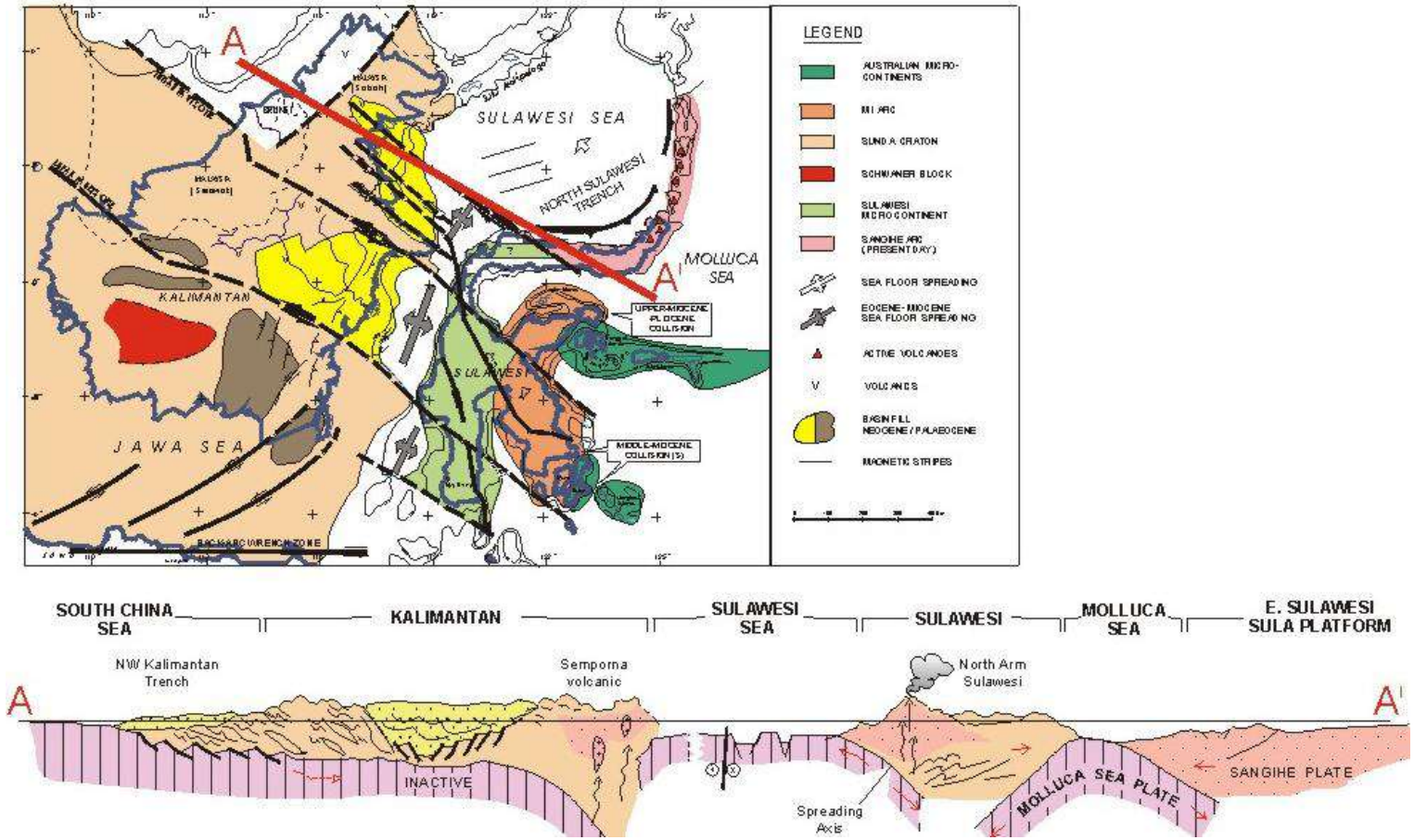
Formasi Birang bagian bawah. Formasi Birang dan Naitupo diendapkan pada Akhir Miosen Awal. Siklus kedua di akhiri dengan pengangkatan tepi cekungan dan vulkanisme berumur 16,2 – 17,5 juta tahun yang lalu.

3. Miosen Tengah – Pliosen Awal

Selama Miosen Tengah hingga Pliosen, berlangsung pengangkatan secara perlahan di bagian tepi Cekungan Tarakan bagian barat dan fase stabil di tepi cekungan bagian timur yang menyebabkan terbentuknya endapan delta yang berprogradasi dari barat ke timur seiring waktu. Dalam fase ini gravitasi memicu *listric growth faulting* sebagai respons terhadap *deltaic sediment load* yang semakin meningkat. *Growth faulting* diindikasikan dengan menyebarnya sedimen deltaik ke arah barat yang semakin sedikit dimana pengendapan karbonat mulai terbentuk di bagian yang lebih stabil, sementara itu di bagian timur di bagian cekungan yang dalam terbentuk sedimen deltaik yang tebal yang yang berasosiasi dengan *Syngenetically normal fault*. Kombinasi penurunan cekungan ditambah dengan pertumbuhan sesar menghasilkan ruang akomodasi untuk pertambahan volume dari endapan deltaik Sedimen pada periode ini terutama berasal dari erosi Pegunungan Tengah Kalimantan (*Kuching Orogenic Complex*) yang kemudian terendapkan dan menyusun Formasi Latih di bagian utara yang merupakan sedimen laut dangkal hingga delta dan Formasi Meliat di bagian selatan yang diendapkan pada lingkungan laut dangkal hingga delta yang ke arah timur menuju Sub-Cekungan Tarakan berubah menjadi lingkungan laut dalam hingga prodelta. Proses sedimentasi berakhir dengan *uplift* pada Pliosen Awal – Pliosen Akhir.

4. Pliosen Akhir/Pleistosen

Pada Pliosen Akhir terjadi rezim tektonik kompresi yang merupakan produk dari kolisi antara lempeng Filipina dengan lempeng Asia di Timur Laut Kalimantan. Kolisi ini menghasilkan perlipatan sedimen berumur Miosen dan Pleistosen dengan trend NW-SE dan NNW-SSE. Struktur utama yang terbentuk pada masa ini dari utara ke selatan adalah, Sesar Mendatar Sempurna, Busur Pulau Sebatik, Busur Pulau Ahus, Busur Pulau Bunyu, Busur Pulau Tarakan, Sesar Mendatar Maratua, Antiklin Sajau, Antiklin Latih dan Sesar Mendatar Mangkalihat (Gambar 2). Zona sesar Sempurna merupakan zona sesar mendatar yang terletak paling utara. Sesar tersebut memisahkan batuan vulkanik Sempurna Penisula dengan sedimen berumur neogen di Pulau Sebatik. Ke arah laut, sesar tersebut menjadi batas antara sedimen berumur *Cretaceous* di utara dengan sedimen berumur Neogen di selatan. Zona sesar Maratua terbentuk sebagai suatu zona *transpressional* yang kompleks. Sesar tersebut menjadi pembatas antara Sub-Cekungan Tarakan dengan Sub-Cekungan Muara. Zona sesar utama yang ketiga adalah zona sesar yang membatasi Sub-Cekungan Muara di selatan sepanjang Mangkalihat Penisula. Sesar tersebut merupakan perpanjangan zona sesar Palu-Koro di Sulawesi (Gambar 3).

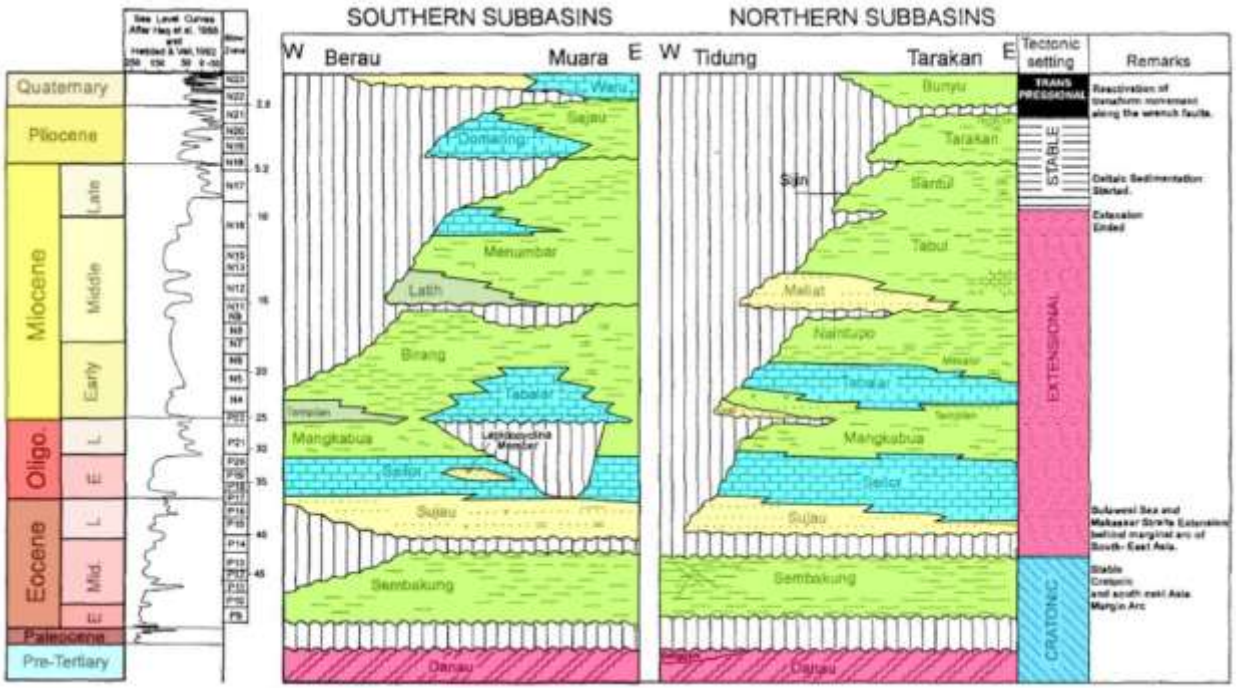


Gambar 3. Elemen Tektonik Pulau Kalimantan dan Sulawesi. Penampang menunjukkan pergerakan daerah ini (dimodifikasi dari Tangkul, 1991 & Rangin, 1991)

5. Kuarter

Siklus pengendapan terakhir dimulai sejak batas Pliosen – Pleistosen dan berlangsung hingga sekarang. Sedimen pada siklus pengendapan ini diendapkan setelah *general marine onlap* yang terjadi 2,8 juta tahun yang lalu yang diakibatkan kenaikan muka laut global. Transgresi pada masa ini menyebabkan berpindahnya delta masa Pliosen ke arah barat di sekitar garis pantai saat ini.

C. Stratigrafi Regional Cekungan Tarakan



Gambar 4. Setting Tektonik dan Stratigrafi Cekungan Tarakan (Achmad & Samuel, 1984).

Stratigrafi regional Cekungan Tarakan secara umum dapat dilihat pada Gambar 4. Secara umum, proses pengendapan sedimen Tersier di Cekungan Tarakan memperlihatkan sekuen pengendapan progradasi dari barat ke timur. Di bagian utara, Sub-Cekungan Tidung terutama tersusun oleh sedimen berumur Oligosen hingga Miosen Akhir dengan ketebalan lebih dari 4000 m. Di bagian timur, Sub-

Cekungan Tarakan yang berarah utara-selatan tersusun oleh sedimen tebal berumur Miosen hingga Miosen Akhir. Sub-Cekungan Berau terutama tersusun oleh sedimen berumur Eosen Akhir hingga Miosen Tengah. Sedangkan Sub-Cekungan Muara tersusun atas sedimen setebal lebih dari 5000 m berumur Miosen Tengah hingga Resen.

Stratigrafi regional Tersier dan Kuarter Cekungan Tarakan dari tua ke muda menurut Hidayat (1995) dapat dibagi menjadi:

1. **Formasi Danau**

Formasi Danau tersusun atas batuan metamorf yang mengalami tektonik kuat dan diyakini sebagai *basement* dari Cekungan Tarakan. Formasi ini berumur Pra-Tersier dan terendapkan pada fase tektonik stabil.

2. Formasi Sembakung

Formasi Sembakung terletak secara tidak selaras diatas Formasi Danau. Berdasarkan data singkapan, formasi ini tersusun atas batupasir dengan sisipan batuan vulkanik dan batulempung berserpih berumur Eosen Awal – Tengah.

3. Formasi Sujau

Formasi berumur Eosen Akhir dan awal dari fase tektonik ekstensional direpresentasikan oleh Formasi Sujau yang tersusun oleh konglomerat, batupasir kasar dan batuan vulkanik dengan sisipan batubara, interkalasi batugamping dan napal dengan ketebalan mencapai 1000 m. Formasi ini diendapkan secara tidak selaras diatas Formasi Sembakung.

4. Formasi Seilor dan Formasi Mangkabua

Formasi Seilor tersusun oleh batugamping *micritic* dan terletak secara selaras diatas Formasi Sujau. Formasi Seilor terbentuk sebagai suatu *platform* karbonat dengan ketebalan bervariasi antara 100-500m yang terdistribusi secara luas di Cekungan Tarakan. Keberadaan Numulites, Eulepidina dan Lepidocyclina mengindikasikan umur Oligosen Awal.

Formasi Seilor secara bertahap ke arah atas dan ke arah cekungan digantikan oleh lapisan masif napal dari Formasi Mangkabua yang berumur Oligosen.

5. Formasi Tempilan

Formasi Tempilan tersusun oleh perselingan tipis batupasir, tuff, serpih, dan batubara. Formasi ini diendapkan secara tidak selaras diatas Formasi Mangkabua. Foraminifera besar (*Lepidocyclina, Heterostegina)* yang terdapat di formasi ini mengindikasikan umur Oligosen Akhir.

6. Formasi Tabalar

Formasi Tabalar tersusun atas batugamping *micritic* berumur Oligosen Akhir hingga Miosen Awal yang tersebar di laut dan dekat pantai. Formasi Tabalar terletak secara selaras diatas Formasi Tempilan. Endapan batugamping paling tebal dari Formasi Tabalar terletak di dekat *Suikerbrood Ridge* dan menipis ke arah utara berubah menjadi perselingan napal, batugamping dan serpih yang kaya akan foraminifera plankton yang mengindikasikan lingkungan laut terbuka (*open marine*).

7. Formasi Birang/Naintupo

Bagian atas dari Formasi Tabalar tersusun atas perselingan napal dan serpih dengan sisipan batugamping yang terdistribusi luas dan dikenal dengan nama

Formasi Birang di bagian selatan cekungan. Sekuen sedimen yang sama di bagian utara cekungan dikenal dengan nama Formasi Naintupo. Keberadaan foraminifera plankton di sumur Bunyut-1 (Sub-Cekungan 17 berau) mengindikasikan umur Miosen Awal - Miosen Tengah (PERTAMINA-BEICIP, 1983).

8. Formasi Latih/Meliat

Formasi Latih, tersusun atas perselingan batupasir kasar, serpih karbonatan dan lapisan tipis batugamping. Keberadan foraminifera besar di formasi ini mengindikasikan umur Miosen Tengah – Miosen Akhir. Formasi Latih terletak secara tidak selaras diatas Formasi Birang dan diendapkan di lingkungan delta yang ke arah timur berubah menjadi lingkungan laut.

Unit litologi yang sebanding di Sub-Cekungan Tidung dan Tarakan dinamakan Formasi Meliat yang terdiri atas batupasir halus sampai kasar, serpih dan batubara. Formasi Latih dan Meliat secara bertahap ke arah atas dan ke arah cekungan berubah menjadi perselingan serpih, napal dan batugamping.

9. Formasi Menumbar

Formasi Menumbar berumur Miosen Tengah, terdiri atas batulempung karbonatan, napal dan batugamping. Formasi Menumbar yang berada di Sub-Cekungan Muara terendapkan secara tidak selaras diatas Formasi Birang, sedangkan di Sub-Cekungan Berau diendapkan secara selaras diatas Formasi Latih.

10. Formasi Tabul dan Sentul

Formasi Tabul berumur Miosen Tengah – Miosen Akhir, tersusun atas perselingan batupasir, serpih dan batulempung. Terendapkan pada Sub-Cekungan

Tarakan dan sebagian Sub-Cekungan Tidung sebagai endapan *prograding delta* yang terletak secara selaras diatas Formasi Meliat.

Menurut, kesebandingan bagian atas Formasi Tabul dapat dibedakan menjadi unit lain yang disebut Sentul *Beds.* Formasi Sentul adalah nama yang digunakan oleh beberapa operator minyak dan 18 gas (DEMINEX, PERTAMINA) untuk mengidentifikasi endapan *delta front – delta plain* berupa perlapisan batupasir, serpih dan batubara berumur Miosen Akhir di Sub-Cekungan Tarakan.

Ke arah cekungan, Formasi Tabul dan Formasi Sentul berubah secara lateral menjadi serpih, napal dan batugamping yang merupakan kesebandingan dari Formasi Menumbar di selatan (Sub-Cekungan Muara).

11. Formasi Sajau/Tarakan

Formasi Sajau/Tarakan terletak secara tidak selaras diatas Formasi Tabul dan Sentul, tersusun oleh perlapisan batupasir, serpih, batubara, lignit dan konglomerat yang diendapkan pada lingkungan delta berumur Pliosen. Formasi Sajau/Tarakan berkembang terutama di Sub-Cekungan Tidung dan bagian barat dari Sub-Cekungan Tarakan sebagai endapan *delta front* dan *delta plain*. Ke arah timur, endapan tersebut berubah secara bertahap menjadi serpih dan batugamping yang merupakan endapan lingkungan prodelta atau laut dangkal.

Batuan Vulkanoklastik yang dinamakan Tuff Sijin secara lokal terdapat di bagian bawah Formasi Sajau dan berumur 10,5 juta tahun (awal Miosen Akhir). Batuan ini terendapkan selama aktivitas vulkanik pada *uplift* Miosen Akhir.

12. Formasi Bunyu dan Waru

Formasi Bunyu berada pada Sub-Cekungan Tarakan, terdiri atas perselingan batupasir, serpih dan lignit. Formasi ini terendapkan secara tidak selaras diatas

Formasi Tarakan. Formasi Bunyu diendapkan selama transgresi Pleistosen dan mencirikan lingkungan *delta plain* hingga fluvial. Di bagian selatan dari Cekungan Tarakan (Sub-Cekungan Muara dan Sub-Cekungan Berau) dan di daerah Mangkalihat, unit yang sebanding dinamakan Formasi Waru. Formasi Waru 19 diendapkan pada lingkungan laut dangkal dengan komposisi utama napal dan batugamping.

13. Endapan Aluvial

Endapan Aluvial merupakan endapan termuda yang berumur Kuarter (Holosen). Satuan ini terdiri atas material yang belum terkonsolidasi, berukuran lempung sampai bongkah, berbentuk menyudut sampai membundar tanggung. Merupakan endapan sungai dan rawa.

III. TEORI DASAR

A. Hukum Fisika Gelombang Seismik

1. Hukum Snellius

Hukum snellius menyatakan bahwa bila suatu gelombang jatuh di atas bidang batas dua medium yang mempunyai perbedaan densitas, maka gelombang tersebut akan dibiaskan jika sudut datang gelombang lebih kecil atau sama dengan sudut kritisnya. Gelombang akan dipantulkan jika sudut datangnya lebih besar dari sudut kritisnya. Gelombang datang, gelombang bias, gelombang pantul terletak pada suatu bidang datar.

Perumusan matematis hukum Snellius adalah

$$\frac{Sin\theta_1}{Sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2} = \frac{n_1}{n_2} \quad (1)$$

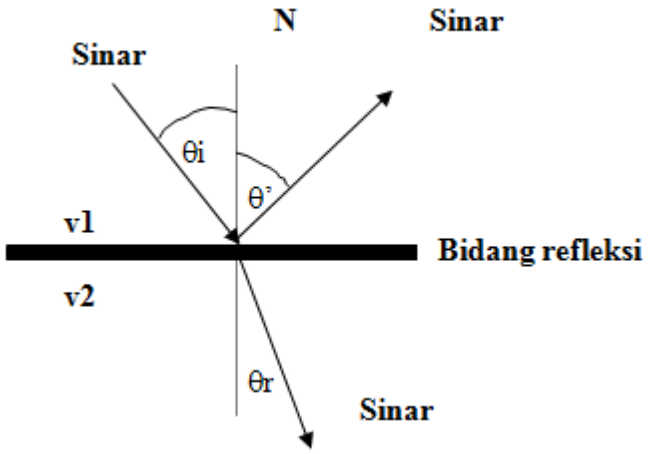
Atau

$$n_1 Sin\theta_1 = n_2 Sin\theta_2 \quad (2)$$

Atau

$$V_1 Sin\theta_1 = V Sin\theta_2 \quad (3)$$

Lambang θ_1,θ_2 merujuk pada sudut datang dan sudut bias, v_1 dan v_2 pada kecepatan cahaya sinar datang dan sinar bias. Lambang n_1 merujuk pada indeks bias medium yang dilalui sinar datang, sedangkan n_2 adalah indeks bias medium yang dilalui sinar bias.



Gambar 5. Hukum Snellius (Gadallah and Fisher, 2009)

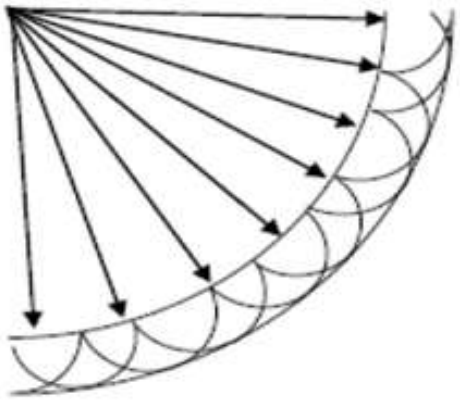
Keterangan :

Pembiasan cahaya pada antarmuka antara dua medium dengan indeks bias berbeda, dengan $n_2 > n_1$. Karena kecepatan cahaya lebih rendah di medium kedua ($v_2 < v_1$), sudut bias θ_2 lebih kecil dari sudut datang θ_1; dengan kata lain, berkas di medium berindeks lebih tinggi lebih dekat ke garis normal.

2. Prinsip Huygens

Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik-titik pengganggu yang berada didepan muka gelombang utama akan menjadi sumber bagi terbentuknya deretan gelombang yang baru. Jumlah energi total deretan gelombang baru tersebut sama dengan energi utama.

Gambar 6 dibawah ini memperlihatkan ilustrasi Prinsip Huygens.

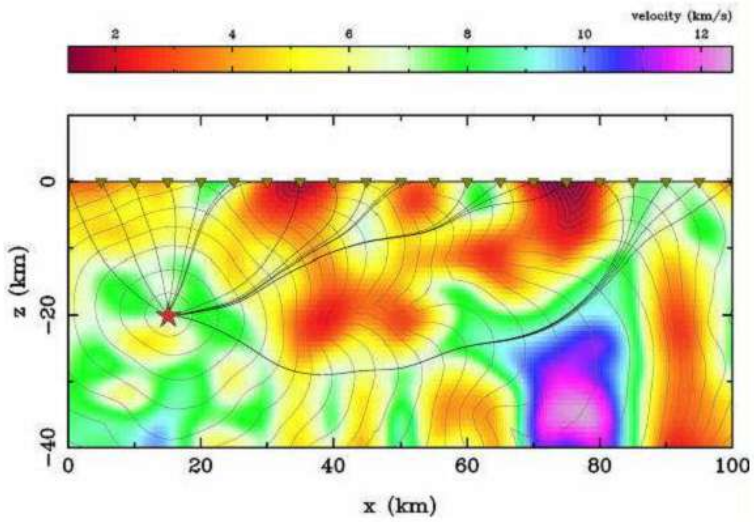


Gambar 6. Prinsip Huygens (Asparini, 2011)

Didalam eksplorasi seismik titik-titik diatas dapat berupa patahan, rekahan, pembajian, antiklin, dll. Sedangkan deretan gelombang baru berupa gelombang difraksi. Untuk menghilangkan efek ini dilakukanlah proses migrasi.

3. Prinsip Fermat

Prinsip Fermat menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lain maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang **tercepat**. Kata tercepat di-boldkan untuk memberikan penekanan bahwa jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat bukan yang terpendek secara jarak. Tidak selamanya yang terpendek itu tercepat. Dengan demikian jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah. Untuk lebih jelasnya diperlihatkan pada Gambar 7.



Gambar 7. Prinsip Fermat (Abdullah, 2011)

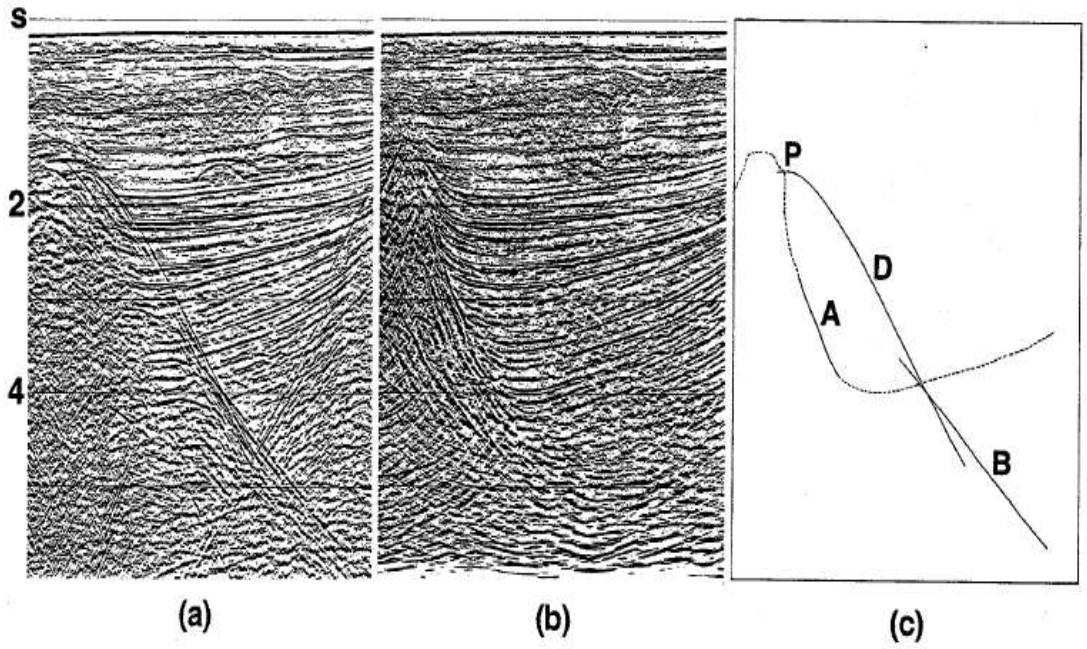
B. Migrasi Seismik

1. Prinsip Dasar Migrasi Seismik

Ketika sebuah *source* ditembakan dan diterima oleh *receiver*, maka waktu tempuh gelombang akan didapatkan yang kemudian akan digunakan untuk merepresentasikan posisi dari *event* seismik. Waktu tempuh gelombang tersebut didapat ketika gelombang seismik memantul pada '*first distance*' yang belum diketahui letak sebenarnya kemudian diterima oleh *receiver*. First distance tersebut dapat diketahui dengan memperkirakan sepanjang *semi circle* dengan waktu tempuh gelombang yang sama, *first distance* tersebut lah yang merepresentasikan *event* seismik. Dengan konsep demikian sebenarnya posisi *event* seismik yang tercitrakan belumlah berada pada posisi sebenarnya, sehingga dilakukanlah migrasi seismik untuk mengembalikan *event* seismik ke posisi sebenarnya, hal ini perlu dilakukan apabila *reflector* yang sebenarnya miring. Migrasi Seismik akan memindahkan posisi *reflector* miring ke posisi bawah permukaan yang sebenarnya dan akan menghilangkan efek difraksi. Dalam hal ini, migrasi seismik dapat dianggap sebagai bentuk *spatial dekonvolusi* yang dapat

meningkatkan resolusi spatial (Yilmaz, 2001). Beberapa hal yang dilakukan pada proses migrasi seismik adalah:

1. Migrasi memperbesar sudut kemiringan
2. Memperpendek reflektor
3. Memindahkan reflektor ke arah *up dip*
4. Memperbaiki resolusi lateral



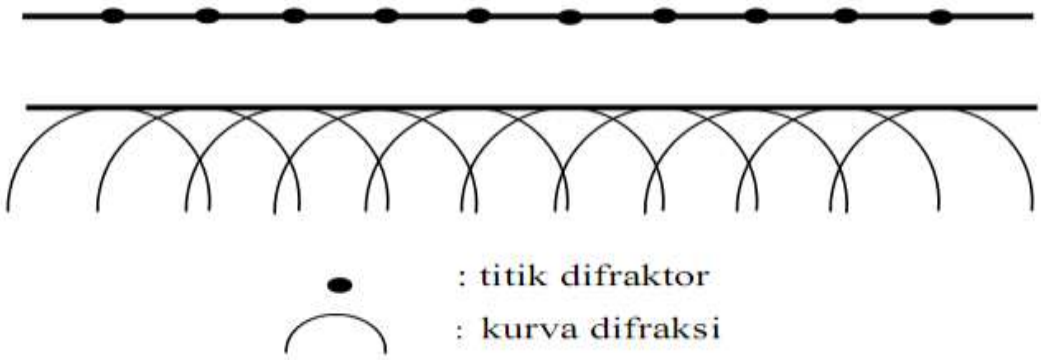
Gambar 8. (a) CMP Stack (b) Migration (c) Sketsa dari kenampakan Difraksi D dan kemiringan event sebelum dan sesudah migrasi (Yilmaz, 2001)

Salah satu contoh migrasi seismik dapat dilihat pada Gambar 8 yang menunjukan seismik *section* sebelum dan sesudah dilakukan migrasi, dimana migrasi memindahkan *event* B ke posisi yang event A yang dianggap posisi yang sebenarnya, kemudian menghilangkan difraksi D ke Titik P. titik-titik yang membentuk garis A merupakan bidang batas dari *salt dome*.

2. Migrasi Seismik Sebagai Penjumlahan Difraksi

Operasi migrasi merupakan penjumlahan difraksi. Dasar pemikiran untuk pendekatan ini dapat diterangkan dengan menggunakan prinsip *Huygens*.

Berdasarkan prinsip ini, *reflector* seismik dapat dipandang sebagai kumpulan titik-titik difraktor yang berdekatan (Gambar 9)



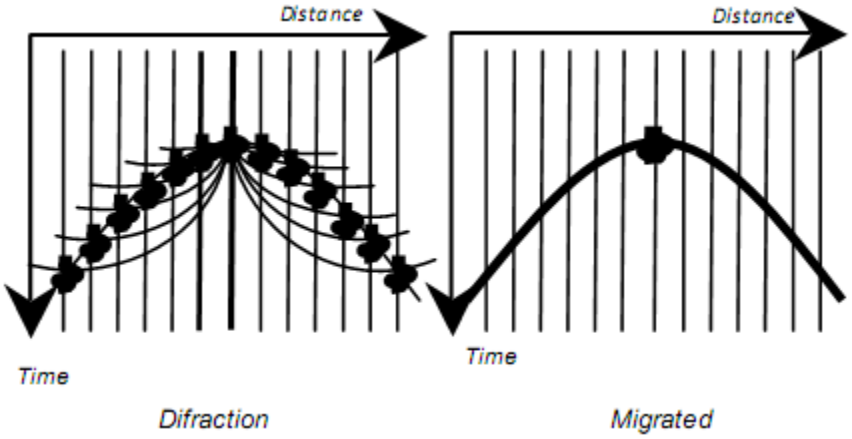
Gambar 9. Reflektor seismik menurut prinsip Huygens (Asrori dan Santosa, 2015)

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

3. Migrasi Kirchoff

Migrasi Kirchhoff adalah suatu migrasi yang didasarkan pada *diffraction summation* (Schneider, 1978) penjumlahan difraksi diilustrasikan pada Gambar 10. *Diffraction summation* didasarkan pada penjumlahan amplitudo dengan jalur yang hiperbolik (Yilmaz, 2001), dimana kurva tersebut didapat dari Persamaan 4. Hukum Kirchhoff secara umum adalah somasi dan *stack* difraksi dalam algoritma dasar komputer, dimana setiap difraksi akan menggambarkan sebuah titik refleksi. Migrasi *Kirchhoff* dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu menggunakan kecepatan RMS dan *straight ray*, atau dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dan *ray tracing*. Menurut prinsip

tersebut, amplitudo pada posisi refleksi yang sebenarnya akan dijumlahkan secara koheren sepanjang kurva difraksi.



Gambar 10. Ilustrasi penjumlahan titik difraksi (Yilmaz, 2001)

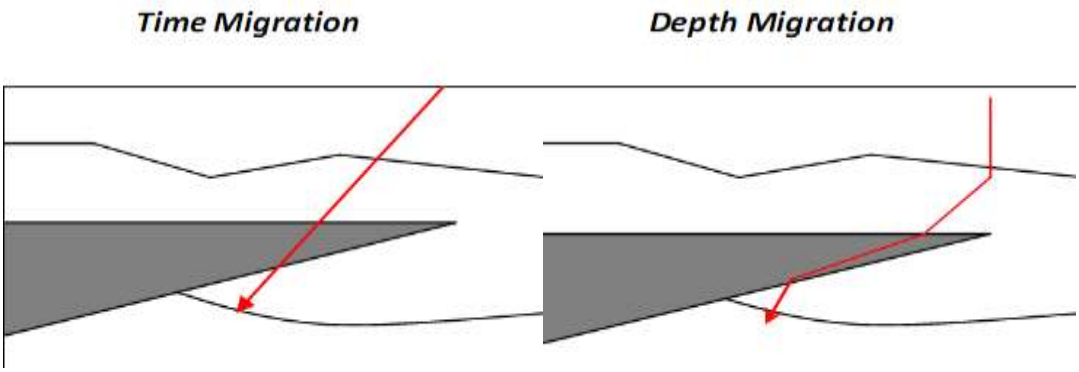
$$t = \sqrt{\frac{to^2+4x^2}{V^2}} \quad (4)$$

Jika gelombang memantul pada bidang yang datar, maka setiap titik hasil migrasi akan menunjukkan bidang datar. Namun jika gelombang memantul di bidang yang miring, maka kemiringan yang ditunjukkan pada seismic section merupakan *apparent dip*, yang akan menjadi lebih benar setelah dimigrasi.

4. *Time Migration* dan *Depth Migration*

Time dan Depth Migration merupakan teknik migrasi yang sama-sama dilakukan sebelum stack, perbedaan kedua teknik ini yaitu jenis velocity yang digunakan. Time migration menggunakan *Vrms* dan asumsi straight ray dimana *raypath* dianggap lurus dengan mengabaikan kecepatan lateral dan mengabaikan *raypath bending* tiap lapisan sehingga variasi kecepatannya halus. Sedangkan *depth migration* adalah sebuah teknik yang dilakukan untuk mendapatkan gambaran stuktur bawah permukaan pada domain kedalaman dengan menggunakan pemodelan *velocity interval* (Fagin, 2002). Dengan menggunakan *velocity interval*

artinya *depth migration* akan menggunakan ray asumsi *ray tracing* dimana *raypath bending* akan diperhitungkan sehingga *depth migration* mampu mencitrakan stuktur bawah permukaan lebih baik terutama pada daerah dengan *setting geology* kompleks dan variasi kecepatan lateral yang strong seperti pada lapisan karbonat, kubah garam, dll. Perbedaan *raypath* yang digunakan diilustrasikan pada Gambar 11.



Gambar 11. Ilustrasi perbedaan *raypath* pada time migration dan Depth migration (Paradigm Geophysical, 2007)

C. Pemodelan Kecepatan

1. Konversi Velocity

Dix (1955) menurunkan persamaan untuk waktu tempuh dengan mempertimbangkan *raypath bending.* Konversi vrms ke vint dilakukan dengan menggunakan transformasi dix yang dapat dijelaskan dengan Persamaan 5:

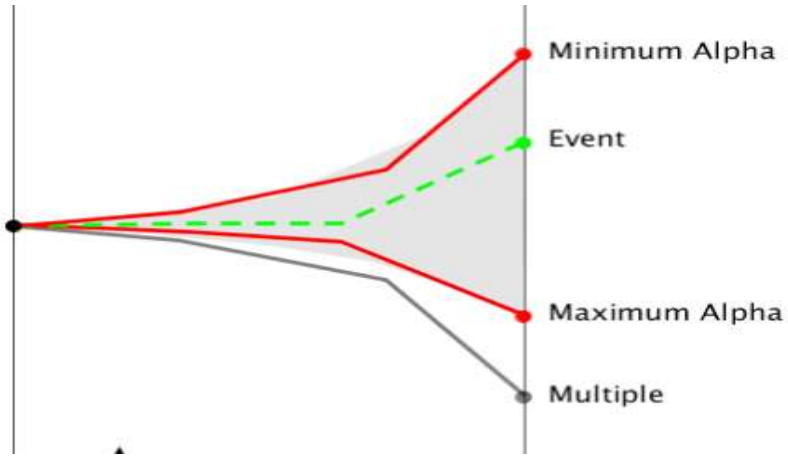
$$Vint_{(A-B)}{}^{2} = \frac{Vrms_B{}^{2} * T_B - Vrms_A{}^{2} * T_A}{T_B - T_A} \quad (5)$$

Dimana Vint adalah kecepatan interval antara permukaan A dan B, TA dan TB adalah waktu tempuh *incidence* normal antara permukaan A dan B, dan V*rms*A dan V*rms*B adalah nilai kecepatan *rms* pada lapisan A dan B. Pada formula Dix terdapat dua kelemahan, yang pertama yaitu formula Dix lemah dalam

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

2. Common Image Point Pick (RMO Pick)

CIP Pick akan mengidentifikasi event seismik secara otomatis, identifikasi ini dilakukan untuk mendapatkan analisis untuk memperbaiki model kecepatan yang berakibat pada ketidaklurusan *gather*. CIP Pick digunakan untuk mengetahui error waktu tempuh (Δt) yang dibutuhkan untuk membuat gather menjadi flat. Parameter yang berpengaruh: *Cross Corelation*, *Semblance* dan *Max/Min Alpha*, parameter tersebut dibutuhkan untuk membedakan event yang sesungguhnya dengan *multiple* yang masih tersisa. Ilustrasi CIP Pick dapat dilihat pada Gambar 12.



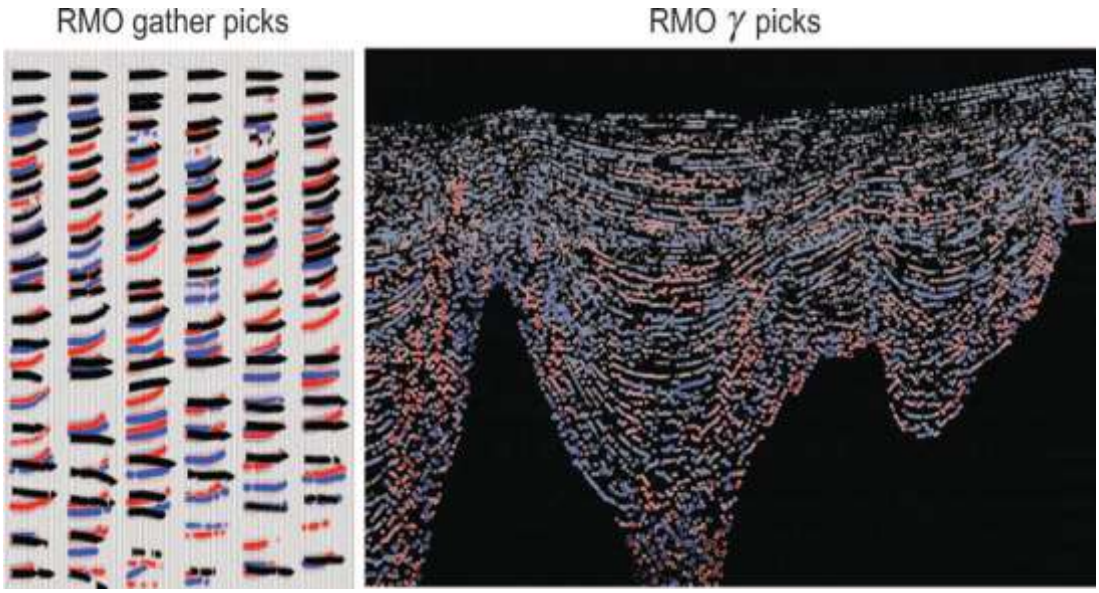
Gambar 12. *Common Image Point Pick* (CIP Pick) (Westerngeco, 2016)

Kesalahan dalam kecepatan didefinisikan dengan menggunakan *time residuals. Time residual adalah pengukuran moveout yang masih tersisa* pada *event refleksi setelah koreksi NMO diaplikasikan atau* setelah migrasi. Ketika model kecepatan yang digunakan tidak tepat, maka *event refleksi tidak lurus. Kesalahan ini*

dihitung dari perbedaan waktu pada lokasi event refleksi pada *nearoffset* dan *far-offset.*

3. CIP Diff dan Z Tomo

CIP Diff dan Z Tomo merupakan operasi Tomografi dimana CIP Diff akan bekerja untuk membuat persamaan tomografi sedangkan Z Tomo akan menyelesaikan persamaan tersebut. Tomografi digunakan dalam perbaikan model kecepatan dengan penyimpangan nilai kecepatan pada model awal sebagai acuan, dimana model awal akan dianalisis nilai error waktu tempuhnya (Δt) secara persamaan matematis dan kemudian. Nilai Δt yang digunakan merupakan hasil dari proses *Residual Moveout*. Tomografi dapat digambarkan seperti pada Gambar 13.



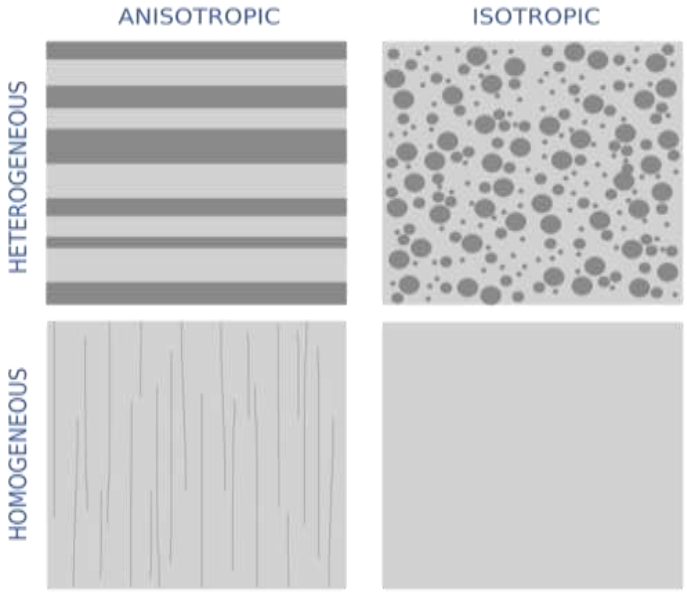
Gambar 13. CIP Diff dan Z Tomo (Woodward, 2008)

Operasi Tomografi akan membaca nilai RMO yang ada kemudian akan menganalisa RMO untuk mendapatkan fungsi dan penyelesain agar membuat *gather* menjadi *flat* dengan cara merubah model kecepatan.

D. Seismik *Anisotropic*

1. Media *Anisotropic*

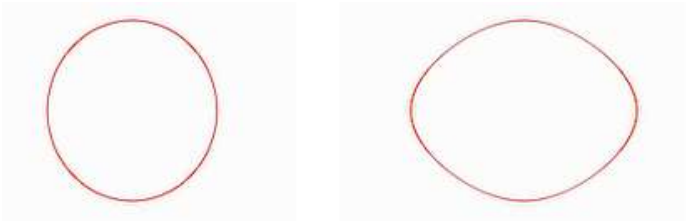
Didalam eksplorasi geofisika sifat material banyak diasumsikan *isotropic* dimana material akan memiliki sifat yang sama dari berbagai arah, material tersebut tidak memiliki orientasi dan dapat diukur dari segala arah dengan mendapatkan hasil yang sama. Namun kenyataannya dibawah permukaan sifat material akan memiliki fungsi terhadap arah. Menurut Etienne (2016) didalam eksplorasi seismik :Bumi bukan hanya heterogen (gelombang merambat dengan kecepatan berbeda pada lokasi yang berbeda pula), tapi juga *anisotropic* (penjalaran gelombang merupakan fungsi terhadap arahnya). Sedangkan menurut Winterstein (1990): suatu fisis material ketika diukur pada lokasi yang sama, sifatnya berubah terhadap arah. Perbedaan secara sederhana dapat dilihat pada Gambar 14.



Gambar 14. Asumsi bawah permukaan (Lines, 2005)

2. Seismik Anisotropy

Menurut Thomsen (2002) seismik anisotropi merupakan ketergantungan kecepatan seismik terhadap sudut. Sudut ini merupakan sudut antara arah penyebaran dan yang terpolarisasi. Digelombang P kedua sudut ini identik tetapi akan berbeda pada medium anisotropi. Peristiwa anisotropic pada gelombang seismik terjadi ketika adanya perbedaan kecepatan grup dan kecepatan fasa, sehingga hal tersebut mengakibatkan muka gelombang seismik menjadi elips dan tidak spheris lagi. Seperti pada Gambar 15.



(a) (b)

Gambar 15. Muka gelombang (a) isotropic dan (b) anisotropic (Westerngeco, 2016)

Dengan muka gelombang seperti itu maka akan terjadi perbedaan kecepatan gelombang yang menjalar pada arahnya. Menurut (Thomsen, 1986) *anisotropic* pada sedimentasi disebabkan oleh tiga faktor utama, diantaranya:

- Tegangan (*strees*), tekanan, dan sedimentasi pada batuan merupakan faktor pemicu yang umum.
- Lapisan tipis pada medium isotropi dibandingkan dengan panjang gelombang sesimik (lapisan horizontal atau miring)
- Rekahan (*fracture*) vertikal atau miring atau juga *microcracks*

Penjalaran gelombang seismik di bawah permukaan akan dipengaruhi oleh sifat dari medium yang heterogen dan anisotropi. Sifat heterogen diartikan sebagai sifat

fisis dari suatu medium yang tergantung terhadap posisi sehingga tidak bergantung terhadap arah, hal ini berbeda dengan anisotropi yang bergantung terhadap arah. Sifat heterogen ini memiliki variasi sifat fisis dalam skala kecil (*grain scale*) sedangkan anisotropi memiliki variasi sifat fisisnya dalam skala yang besar. Skala ini ditentukan oleh suatu standar pembanding yaitu panjang gelombang seismik (Thomsen, 2002). Kecepatan anisotropi mempengaruhi posisi secara lateral dan pada kedalaman serta fokusnya struktur geologi. Keberhasilan dari pencitraan seismik adalah perhitungan dan estimasi anisotropi yang akurat. Dan tidak diragukan lagi bahwa model kecepatan anisotropi akan meningkatkan hasil pencitraan.

3. Jenis-jenis Anisotropic

Ketika gelombang seismik merambat melalui medium *anisotropic*, maka untuk menganalisa gelombang yang merambat dibutuhkan analisis hubungan *stress* dan *strain* yang dapat didasarkan dari hukum hooke. Hukum hooke menjelaskan bahwa tegangan(stress) akan tergantung secara linier dengan regangan(strain) dan regangan diperoleh dari sifat elastisitas medium (Permana, 2010) hal ini dinyatakan dalam Persamaan 6

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\ \varepsilon_{kl} \tag{6}$$

Dimana σ_{ij} adalah tegangan (*stress*), ε_{kl} adalah regangan (*strain*) dan C_{ijkl} adalah elastic kekakuan (*stiffness*). Menurut (Mavko, 2003) tegangan dan regangan merupakan tensor simetris ($\sigma ij = \sigma ji$, $\varepsilon ij = \varepsilon ji$), begitupun dengan tensor stiffness sehingga $C_{ijkl} = C_{jikl}$ dengan begitu maka tensor *stiffness* yang memiliki 81 komponen dapat disederhanakan menjadi 36 komponen yang dinyatakan dalam Persamaan 7

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{51} & c_{52} & c_{53} & c_{54} & c_{55} & c_{56} \\ c_{61} & c_{62} & c_{63} & c_{64} & c_{65} & c_{66} \end{bmatrix} \quad (7)$$

Dari elemen *stiffness* tersebut jenis-jenis *anisotropic* terbentuk seperti *cubic symmetry* dengan 3 komponen independen *stiffness*, yang dinyatakan dengan Persamaan 8

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{12} & & & \\ c_{12} & c_{11} & c_{12} & & & \\ c_{12} & c_{12} & c_{11} & & & \\ & & & c_{44} & & \\ & & & & c_{44} & \\ & & & & & c_{44} \end{bmatrix} \quad (8)$$

dimana $c_{12} = c_{11}$-$2c_{44}$ Apabila $Isotropic$

Kemudian *Hexagonal symmetyi* atau sering disebut transverse isotropic yang memiliki 5 komponen independen *stiffness*, yang dinyatakan dengan Persamaan 9

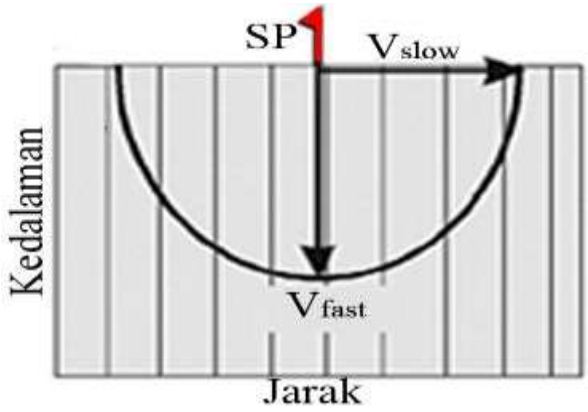
$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & & & \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & & & \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & & & \\ & & & c_{44} & & \\ & & & & c_{44} & \\ & & & & & c_{66} \end{bmatrix} \quad (9)$$

dimana $c_{12} = c_{11}$-$2c_{66}$

Anisotropic jenis *transverse isotropic* dianggap jenis anisotropic sederhana namun mampu menjelaskan penjalaran gelombang dan perbedaan kecepatan pada sebuah medium dengan realistik. Menurut (Bastian, 2010) *Transverse isotropy* dihasilkan dari fakta bahwa, sebagai hasil dari proses pengendapan, kecepatan di dalam lapisan, berbeda dengan arah yang tegak lurus terhadap lapisan. *Transverse isotropy* memiliki 3 jenis yang dibagi berdasarkan sumbu simetri atau atau arah perlapisan.

- *Horizontal Transverse Isotropy*

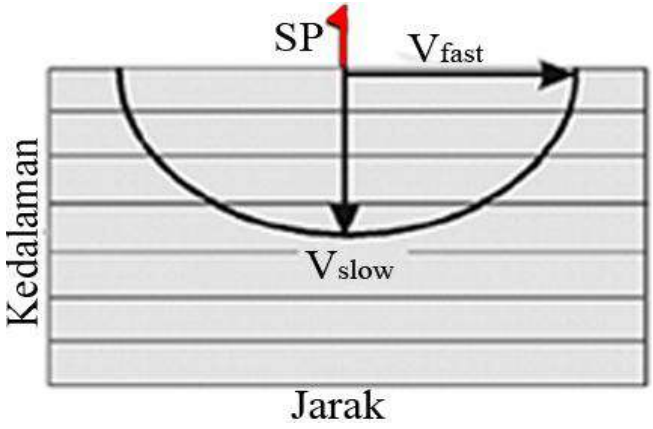
Horizontal Transverse Isotropy terjadi ketika sumbu simetri kearah horizontal dengan muka gelombang menyebar lebih cepat kearah vertical dan lebih lambat pada arah horizontal, ilustrasi penjalaran gelombang dapat dilihat pada Gambar 16.



Gambar 16. Horizontal Transverse Isotropic (Lawton, 2001)

- *Vertical Transverse Isotropy*

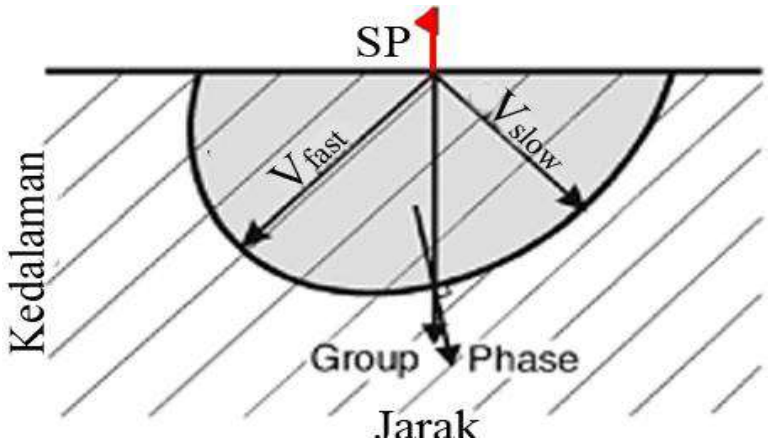
Vertical Transverse Isotropy terjadi ketika sumbu simetri kearah vertical dengan muka gelombang menyebar lebih cepat kearah horizontal dan lebih lambat pada arah vertical, ilustrasi penjalaran gelombang dapat dilihat pada Gambar 17.



Gambar 17. Vertical Transverse Isotropic (Lawton, 2001)

- *Tilted Transverse Isotropy*

Tilted Transverse Isotropy terjadi ketika sumbu simetri miring dengan derajat tertentu dengan muka gelombang menyebar lebih cepat kearah sejajar dengan arah kemiringan laisan dan lebih lambat pada arah yang bersilangan dengan arah lapisan, ilustrasi penjalaran gelombang dapat dilihat pada Gambar 18.



Gambar 18. Tilted Transverse Isotropic (Lawton, 2001)

Kemudian Orthorombic symmetri memiliki 9 Komponen independen *stiffness*, yang dinyatakan dengan Persamaan 10.

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & & & \\ c_{12} & c_{22} & c_{13} & & & \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & & & \\ & & & c_{44} & & \\ & & & & c_{55} & \\ & & & & & c_{66} \end{bmatrix} \quad (10)$$

4. Parameter dan Kecepatan Anisotropic

Thomsen memperkenalkan parameter *anisotropic* yang didapat dari percobaannya dan dijelaskan atau diperkenalkan dengan parameter thomsen yaitu δ (delta) , ε (Espilon) dan ϒ (Eta). δ (delta) adalah parameter thomsen yang berpengaruh untuk kecepatan pada arah sekitar vertical dan pengaruh paling besar terjadi ke rah vertical sehingga sering disebut dengan *depthing* parameter, ε (Espilon) adalah

parameter homsen yang berpengaruh untuk kecepatan pada *far offset* dan sering disebut dengan *elliptical* parameter dan ϒ (Eta) adalah parameter yang menjelaskan hubungan antara delta dan epsilon. Untuk medium TI dengan sumbu simeteri vertikal memiliki lima konstanta yang tidak bergantung pada elastisitas medium yaitu c_{11}, c_{33}, c_{13}, c_{44}, dan c_{66} kemudian thomsen menjabarkan parameternya dengan persamaan sebagai berikut:

$$Vp_o = \sqrt{\frac{C33}{\rho}} \tag{11}$$

$$Vs_o = \sqrt{\frac{C44}{\rho}} \tag{12}$$

$$\varepsilon = \frac{c_{11}-c_{33}}{2c_{33}} \tag{13}$$

$$\delta = \frac{(c_{13}+c_{55})^2-(c_{33}+c_{55})^2}{2c_{33}(c_{33}+c_{55})} \tag{14}$$

$$\Upsilon = \frac{c_{66}-c_{44}}{2c_{44}} \tag{15}$$

Kemudian thomsen menghubungkan kecepatan dan parameter tersebut kedalam persamaan :

$$Vp\,(\theta) = Vp_o[1 + \delta sin^2(\theta)cos^2(\theta) + \varepsilon sin^4(\theta) \tag{16}$$

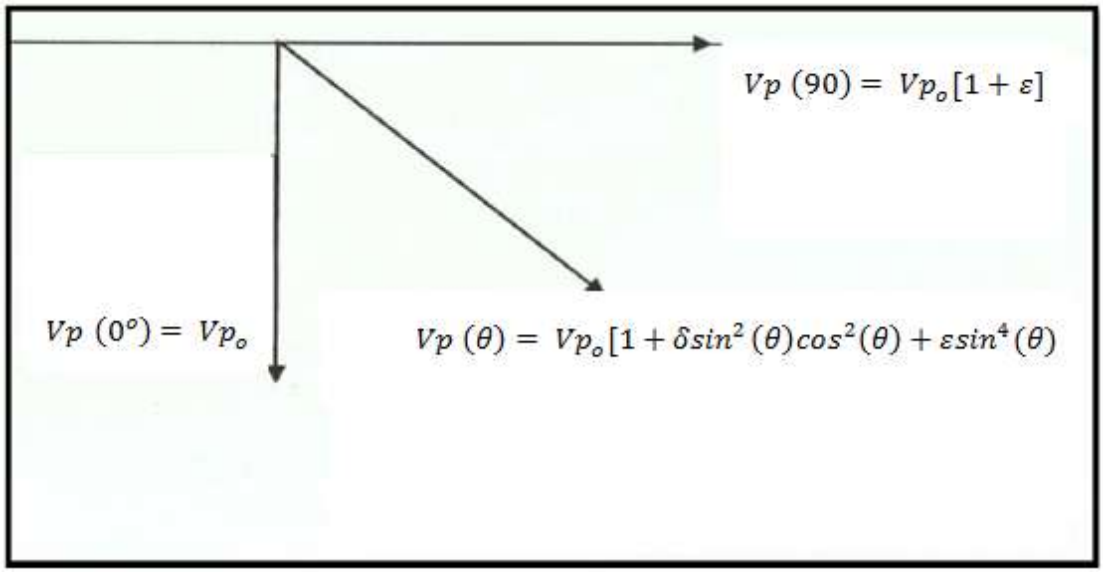
$$Vs_{\perp}\,(\theta) = Vs_o[1 + (\frac{Vp_o}{Vs_o})^2(\varepsilon - \delta)sin^2(\theta)cos^2(\theta) \tag{17}$$

$$Vs_{\parallel}\,(\theta) = Vs_o[1 + \delta sin^2(\theta) \tag{18}$$

$vP\ \theta$ adalah kecepatan gelombang-P terhadap suatu sudut kemudian $vS\perp\ \theta$ adalah kecepatan gelombang-S yang tegak lurus terhadap sumbu vertical (vertikal pada kasus VTI), dan $vS\parallel\ \theta$ adalah kecepatan gelombang-S yang sejajar terhadap sumbu vertical (Horizontal pada kasus VTI). Persamaan kecepatan diatas dapat

diilustrasikan dengan Gambar 19. Dari Persamaan 16 thomsen menuliskan lagi persamaan yang lebih sederhana dengan Persamaan 19.

$$Vp\ (\theta) = Vp_o[1 + \delta sin^2(\theta) + (\varepsilon - \delta)sin^4(\theta)\ \ (19)$$



Gambar 19. *Weak Anisotropic Velocity* (Thomsen, 2002)

IV. METODE PENELITIAN

A. Waktu dan tempat penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada:

Waktu : 1 Maret 2017-29 Agustus 2017

Tempat : Divisi *Geodata Processing* PT ELNUSA Tbk., Graha Elnusa Jl. TB. Simatupang Kav. 1B, lt. 15 Jakarta Selatan. Dan Gedung L Teknik Geofisika Unila

Kegiatan pelaksanaan kegiatan selama penelitian dapat dilihat pada **Tabel 1.**

B. Alat dan Bahan Penelitian

Adapun alat dan bahan yang digunakan pada Kerja Praktik kali ini adalah sebagai berikut:

1. Satu unit *Personal Computer* (PC) double monitor, *RedHat Linux Operating System*

2. *Software Omega dan Petrel* 2016

3. Data 2D Marine Seismik yang sudah diolah sampai PSTM

4. CDP Gather, VRMS, PSTM Section dan Informasi grid

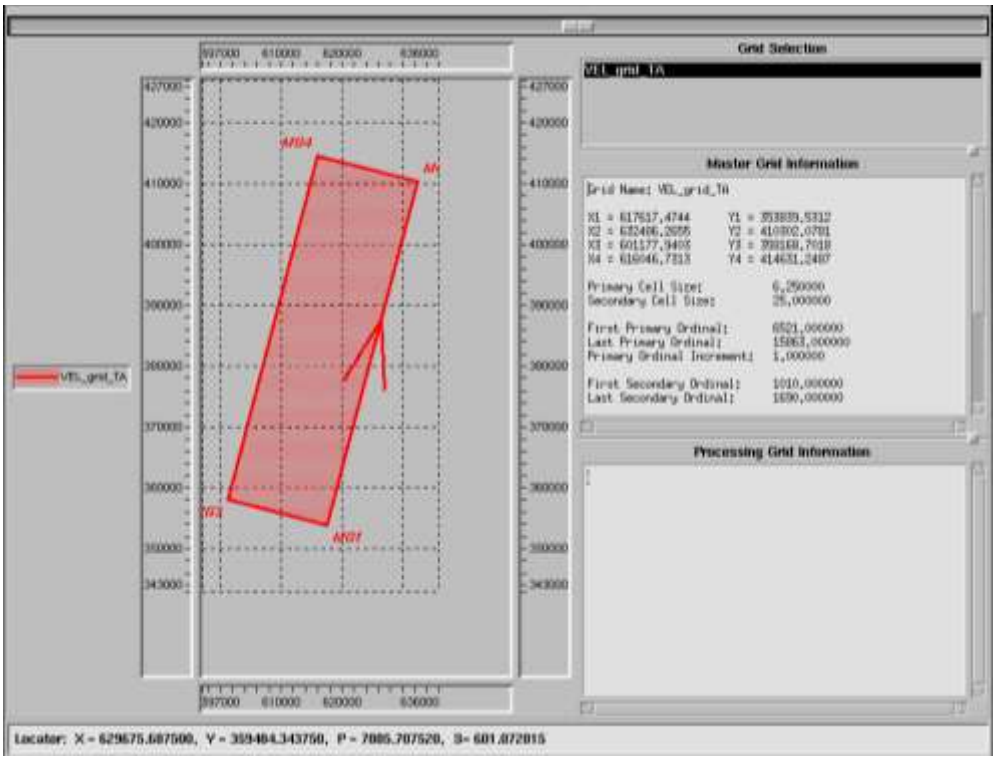
Tabel 1. Jadwal Penelitian

No	Kegiatan	Bulan (Minggu ke-)																						
		Maret				April				Mei				Juni				Juli				Agustus		
		1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3
1	Studi literatur																							
2	Persiapan dan pengumpulan data	■																						
3	Pengolahan data	■	■	■	■	■																		
5	Analisis dan interpetasi data					■	■	■	■															
6	Penyusunan laporan					■	■	■	■	■														
7	Bimbingan proposal					■	■	■	■	■														
8	Seminar proposal											■												
9	Revisi dan bimbingan hasil											■	■											
10	Seminar hasil penelitian																			■				
11	Bimbingan dan fixsasi laporan												■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
12	Ujian komprehensif																							■

C. Pengolahan Data

Pengolahan data penelitian ini akan dibagi dua yaitu *PSDM Isotropic* untuk mendapatkan *Gather* dan *Section PSDM Isotropic* kemudian *PSDM Anisotropic* untuk mendapatkan *Gather Anisotropic* dan *Anisotropic section*. Sebelum memasuki tahapan terebut data *CDP Gather, VRMS, PSTM Section* akan diinput

ke *software*, kemudian untuk kebutuan informasi softwere maka akan dibuat master grid dimana data meski data yang digunakan 2D, perlakuan dan pembacaan data tetap pada format 3D selain itu hal ini dibutuhkan untuk *velocity* ekspan untuk prediksi travel time radius pada tahapan *kirchoff depth migration*, informasi grid dapat dilihat pada Gambar 20.

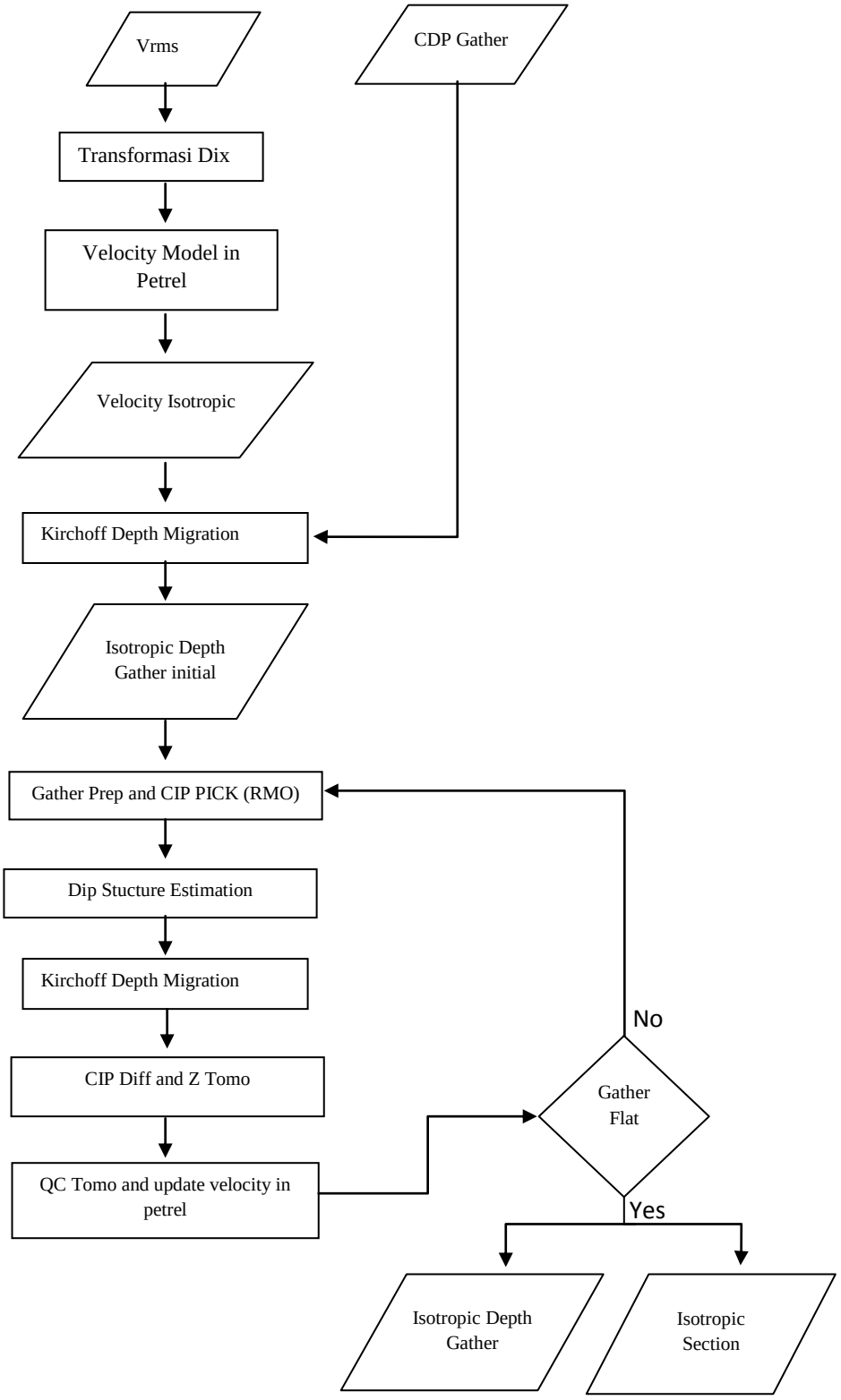


Gambar 20. *Master Grid Information*

Master Grid ini berisikan koordinat tiap titik dari ujung-ujung grid yang berbentuk persegi, dikarenakan data ini 2D maka, titik MG1 dan MG3 akan diplot pada titik yang sama kemudian MG 2 dan MG4 akan diplot pada titik yang sama pula, setelah itu kemudian dilakukan *velocity* ekspan untuk traveltime radius.

1. PSDM Isotropic

Tahapan *Processing* ini akan dilakukan dengan membutuhkan *CDP gather* dan *VRMS* dari data yang sudah dilakukan processing sampai *PSTM*, kemudian *flowchart* pengolahan akan dijelaskan oleh Gambar 21.

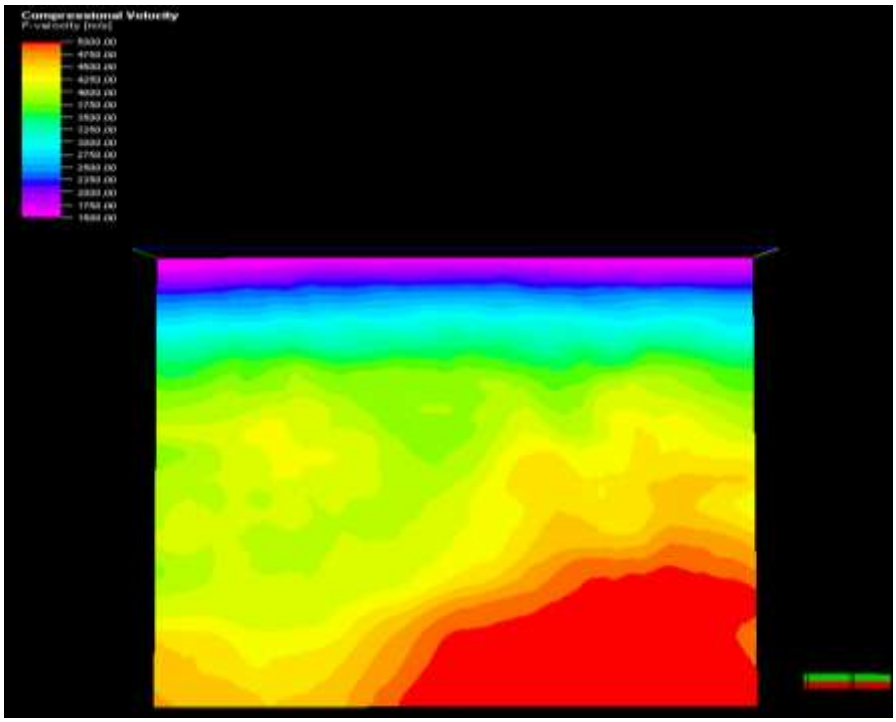


Gambar 21. Flowchart PSDM Isotropic

- *Velocity Model*

Velocity model akan dilakukan dimana informasi *VRMS* akan dikonversikan terlebih dahulu untuk mendapatkan *Vinterval* menggunakan *transformasi dix* pada *software* omega kemudian hasil transformasi tersebut akan *export* dan dimodelkan di *software* petrel. Informasi yang akan dimasukan ke petrel berupa *velocity*, informasi grid dan *section stack. Stack seismic* akan dilakukan *picking* untuk dibuat *horizon surface* hal ini digunakan untuk memisahkan antara water bottom yang nanti kecepatannya akan dianggap konstan dan sedimen yaitu lapisan dibawah *water bottom*, lapisan sedimen tersebutlah yang akan dilakukan *edit velocity*. Kemudian tahapan selanjutnya yaitu *property population* untuk memasukan informasi yang akan dimasukan kedalam model *velocity*, apabila *isotropic* hanya akan dimasukan nilai *compressional velocity* dan informasi ε dan δ apabila *anisotropic VTI*, sebelum itu *velocity* perlu di*smooth* dahulu. Kemudian hasil pemodelan akan di*export* ke omega dalam bentuk *volcan.*

.



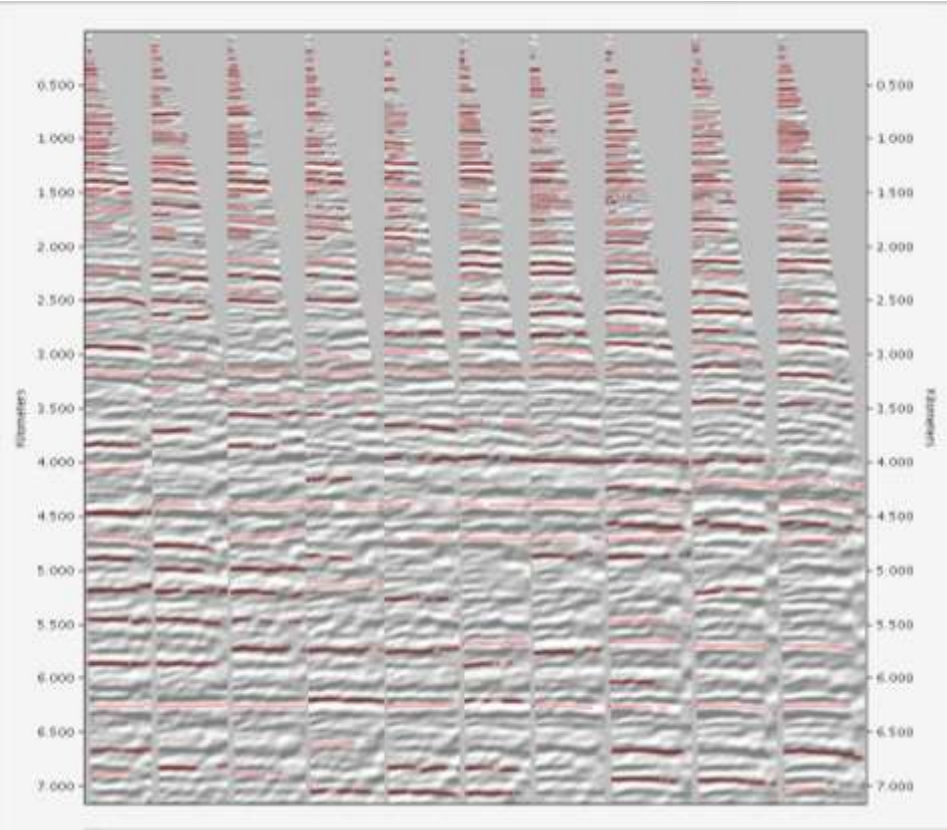
Gambar 22. *Velocity Model*

- *Gather Preparation and Common Image Point Pick*

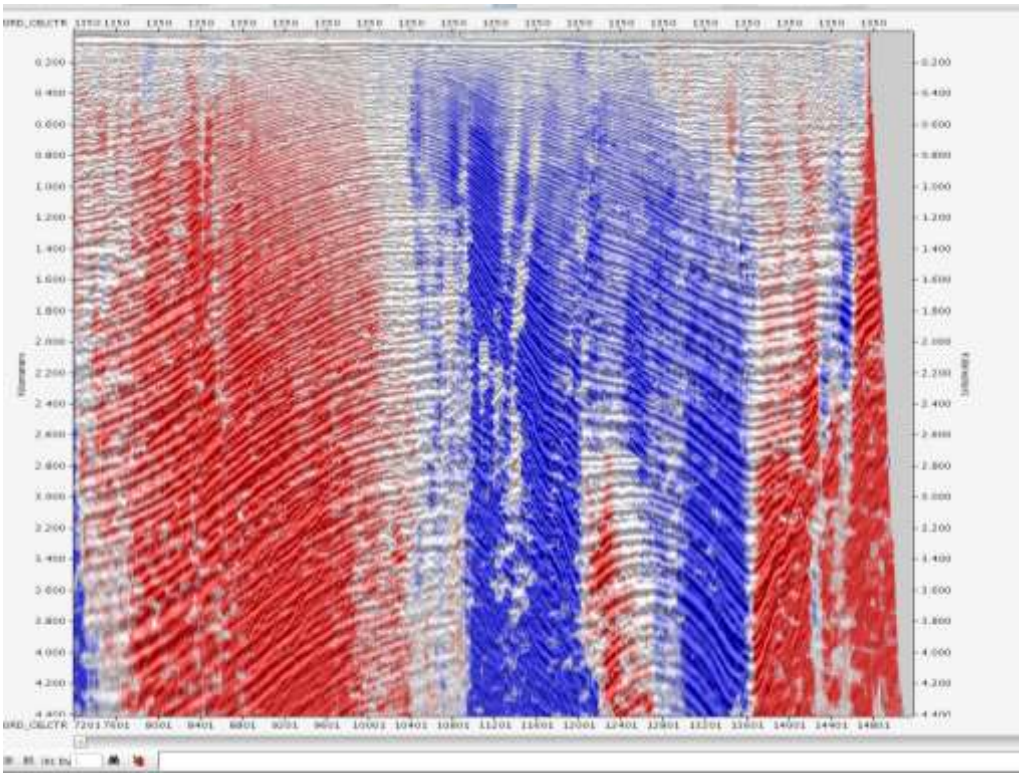
Sebelum tahapan ini dilakukan akan dilakukan *kirchoff depth migration* untuk mendapatkan *depth stack* agar dapat dilakukan perbaikan model kecepatan, kemudian tahapan berikutnya yaitu *Gather Preparation* yaitu berupa *radon demultiple* untuk menghilangkan *multiple*, hal ini diperlukan agar pada saat melakukan *CIP Pick* tidak akan mengidentifikasi *multiple* sebagai *event*. Untuk *psdm isotropic* maka *angle mute* yang digunakan ≤ 30° sedangkan untuk *anisotropic mute* yang digunakan > 30°. Setelah dilakukan *radon demultiple*, maka *output gathernya* akan dimasukan untuk dilakukan *CIP Pick*, dimana *CIP Pick* ini akan mengidentifikasi *event* secara otomatis dengan mengatur parameter *open window*, *semblance* dan *cross* korelasi. *Open window* akan semakin dipersempit seiring banyaknya dilakukan iterasi. Contoh operasi *CIP Pick* dapat dilihat pada Gambar 23.

- *Dip Structure Estimation*

Dip structure estimation digunakan untuk mengestimasi bentuk stuktur yang ada dalam informasi nilai positif dan negatif. Warna merah menunjukan nilai positif dimana perlapisan batuan yang naik diberiwarna merah dan turun(negatif diberi warna biru) seperti pada Gambar 24. *Dip estimation* dibutuhkan agar menjadi tinjauan dalam melakukan tomography agar tidak menghilangkan stuktur yang ada. *Isotropic* hanya estimasi stuktur sedangkan TTI akan dicari nilai *DIP dan Azimuth.*



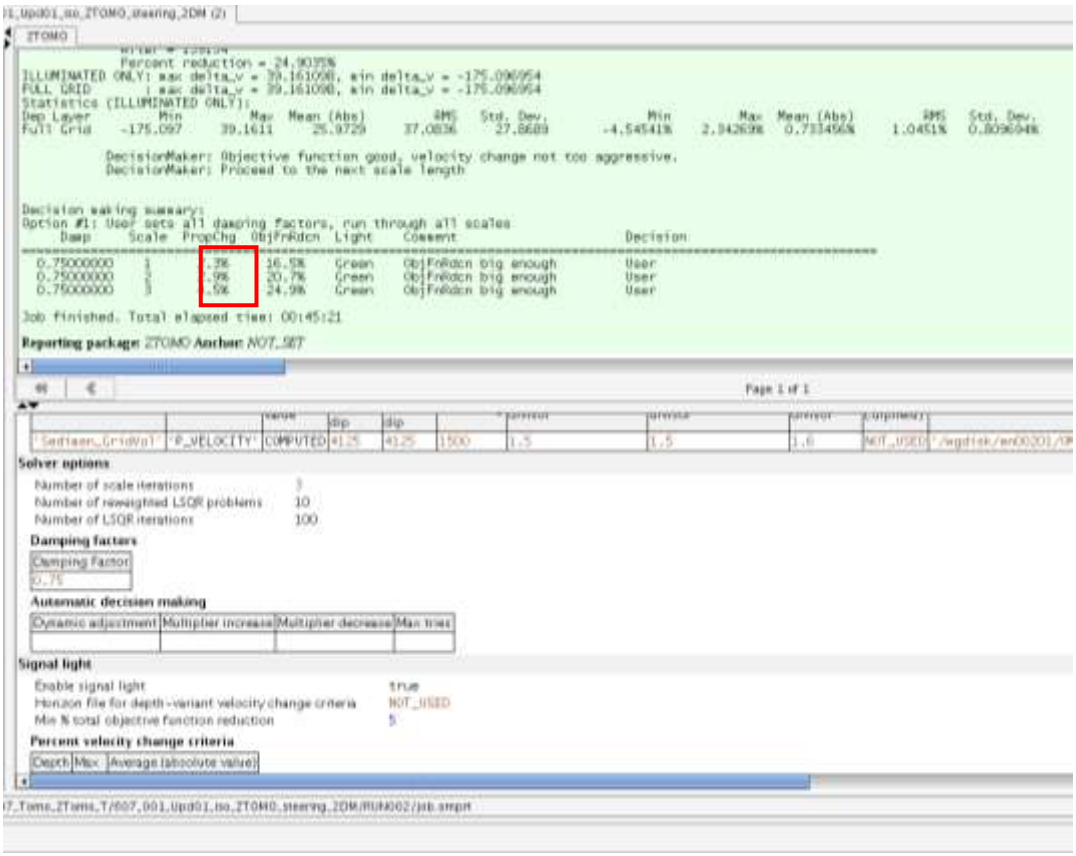
Gambar 23. *CIP Pick*



Gambar 24. Dip Stucture Estimation

- CIP Diff dan Z Tomo

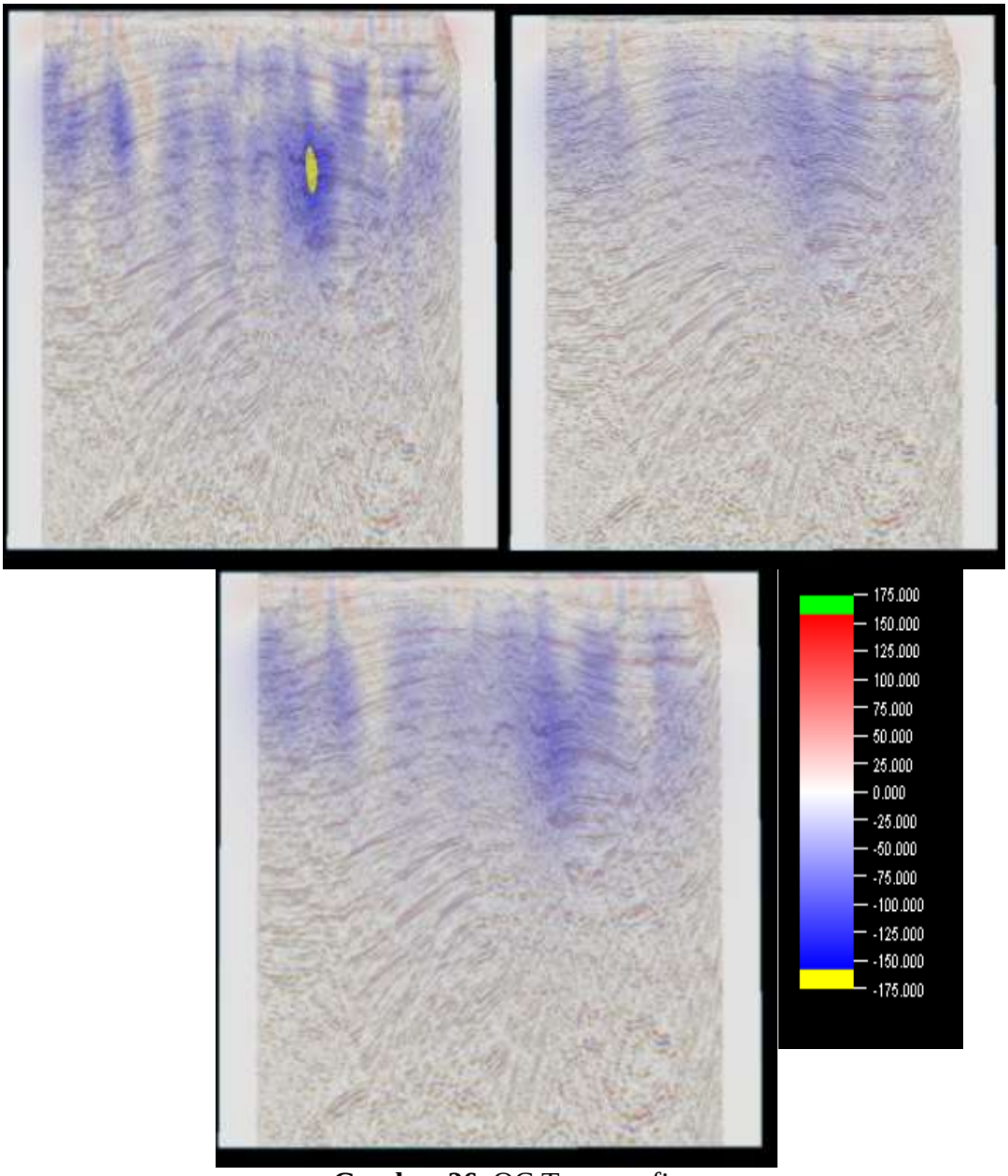
CIP Diff akan membuat persamaan dan hubungan perubahan kecepatan dengan memmperhatikan hasil *CIP Pick, Velocity* dan *Dip Estimation*. Persamaan yang dibuat CIP Diff kemudian diselesaikan dengan Ztomo dengan pengontrol *Damping Factor*, semakin tinggi nilai damping factor maka perubahan akan semakin kecil. Tomografi pada penelitian ini menggunakan metode grid tomografi, jadi nilai perubahan kecepatan akan ditinjau per grid yang ditentukan dengan memperhatikan dipping yang dibuat pada *dip structure estimation*. Kemudian solusi yang dihasilkan perubahan maksimal model kecepatan yang bisa digunakan ≤ 10% seperti pada contoh Gambar 26 yang diberi kotak warna merah niai solusi tidak lebih dari 10%.



Gambar 25. Solusi Tomografi

- QC Tomografi dan *update velocity*

Hasil tomografi akan *diexport* ke petrel kemudian di QC hasilnya dengan memperhatikan perubahan *velocity* seperti pada Gambar 26, setelah dipilih solusi kemudian *velocity* yang ada akan diupdate dengan hasil tomografi kemudian *diexport* sebagai bahan untuk dilakukan migrasi.



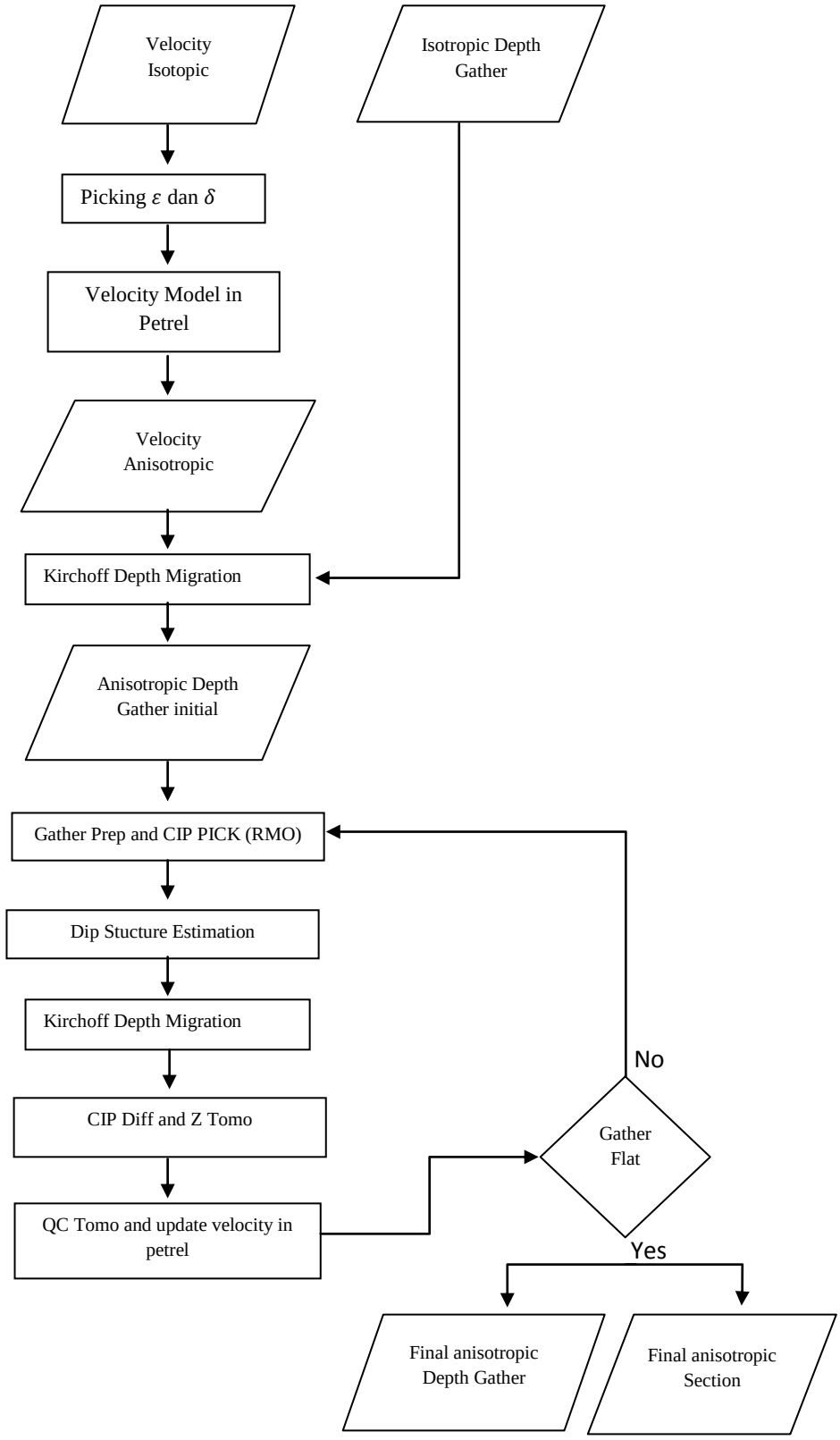
Gambar 26. QC Tomografi

2. PSDM *Anisotropic*

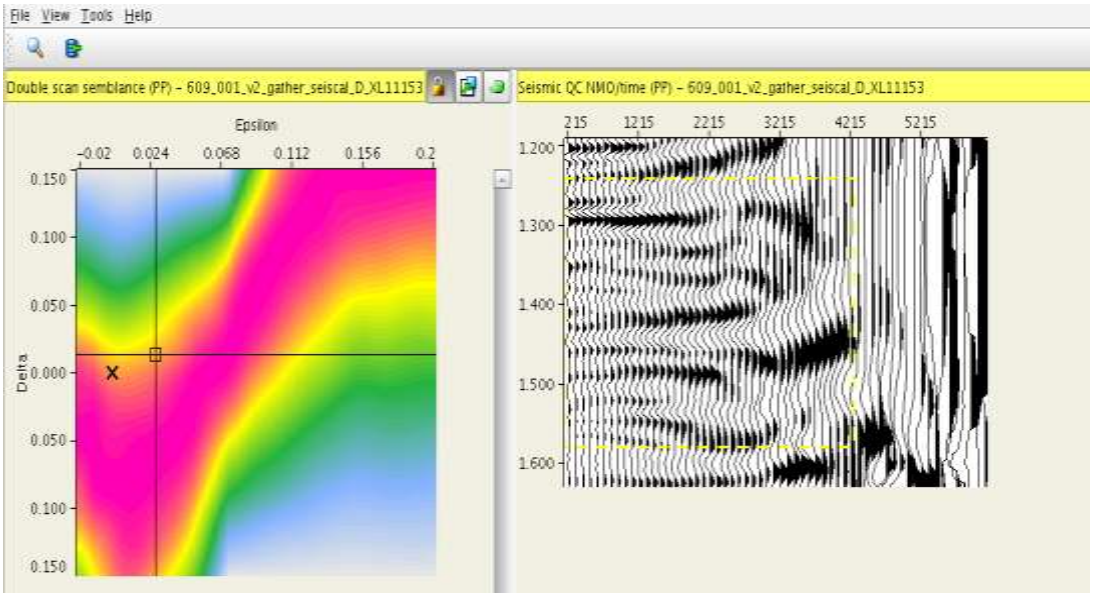
Setelah dilakukan flow psdm *isotropic* selanjutnya *output isotropic gather* dan *velocity isotropic* akan digunakan untuk mengolah psdm *anisotropic*, step iterasi pengolahan yang dilakukan sama dengan psdm isotropic namun model *velocity* akan diinputkan nilai ε dan δ sebagai parameter thomsen (parameter *anisotropic*). Flow pengolahan dapat dijelaskan pada Gambar 27.

- *Picking* ε dan δ

Untuk mengestimasi kecepatan *anisotropic* maka perlu diketahui dua parameter thomsen yang akan berpengaruh secara vertical yaitu delta dan *far offset* yaitu epsilon, dikarenakan tidak adanya data sumur maka *picking* diasumsikan dengan pengontrol *depth gathernya* seperti pada Gambar 28. Setelah picking dilakukan kemudian nilai akan diinterpolasikan, picking akan dilakukan dibeberapa tempat secara merata. Kemudian hasil *picking* akan diexport ke petrel dan dimodelkan kecepatan anisotropy dimana *property velocity* ditambah menjadi *compressioanal velocity*, delta dan epsilon untuk anisotropic VTI. Pemodelan epsilon dan delta pada petrel akan dibuat beberapa *horizon surface* kemudian interpolasi akan dilakukan dengan menggunakan *guide* dari *horizon*, hal ini dilakukan agar nilai epsilon terdistribusi dengan rata.



Gambar 27. Flowchart PSDM Ansotropic



Gambar 28. Picking delta dan epsilon

VI. KESIMPULAN

Adapun kesimpulan pada penelitian kali ini adalah sebagai berikut:

1 Hasil pengolahan *PSDM* menunjukan resolusi penampang seismik yang lebih baik dibanding *PSTM*

2 Dengan metode *PSDM VTI, event* yang terkena efek *fault shadow* tercitrakan lebih baik karena dengan metode tersebut pemodelan kecepatan lebih mendekati keadaan yang sebenarnya

3 Metode *PSDM VTI* mampu menghilangkan *hockey stick effect* pada *CDP gather* sehingga *CDP gather* menjadi *flat* sampai *far offset*.

4 Hasil analisis *Gamma Static* menunjukan bahwa *velocity* yang dihasilkan dari pengolahan metode *PSDM VTI* lebih tepat dibandingkan dengan *PSTM*

SARAN

Saran pada penelitian ini adalah penggunaan data sumur dalam mengestimasi efek *anisotropic*, karena dengan adanya data sumur maka akurasi nilai cepat rambat gelombang kearah *vertical* lebih tinggi sehingga nilai parameter *anisotropic* akan lebih tepat untuk diestimasi

DAFTAR PUSTAKA

Abdullah, A. 2011. *Prinsip Fermat.* E-*book* Ensiklopediseismik.

Achmad, Z. dan Samuel, L. 1984. Stratigraphy and Depositional Cycles In The N.E. Kalimantan Basin. *IPA 13th Annual Convention Proceeding May 1984*. IPA. Jakarta. hal. 109-120.

Aina. 1999. *Penggunaan Metoda Post Stack Time Migration dan Metoda Pre Stack Depth Migration Pada Data Seismik Lapangan Mentari*. Skripsi Prodi Geofisika Universitas Gadjah Mada: Yogyakarta.

Asparini. 2011. *Aspek Fisis Seismologi Eksplorasi*. Universitas Indonesia: Jakarta.

Asrori, A.D.M dan Santosa, B.J. 2015. Migrasi Domain Kedalaman Menggunakan Model Kecepatan Interval dari Atribut Common Reflection Surface Studi Kasus pada Data Seismik Laut 2D. *Jurnal Sains Dan Seni ITS, Vol 4, No 1*, Jur. Fisika ITS.

Bachtiar, A. 2006. *Pengantar Kuliah Geologi Indonesia*. Prodi Teknik Geologi. FIKTMITB. Bandung.

Bastian. 2010. *Prestack Depth Migration Anisotropi Pada Data Seismik 2-D*. Skripsi Prodi Geofisika. ITB: Bandung.

Dix, C. H. 1955. *Seismic Velocities From Surface Measurements*. Geophysics 20. Exploratorium. Faultline Seismic Science at The Epicenter.

Etienne, R. 2016. *On The Use Of Epsilon and Delta in Anisotropic Velocity Model*. EAGE E-Lecture.

Fagin, S. 2002. *Model Based Depth Imaging*. SEG Course Series No. 10: Tulsa.

Hasim, A. D dan Santosa.B. J. 2015. Migrasi Domain Kedalaman Menggunakan Model Kecepatan Interval dari Atribut *Common Reflection Surface* Studi Kasus pada Data Seismik Laut 2D, *JURNAL SAINS DAN SENI ITS Vol. 4, No.1*.

Hidayat, S., Amiruddin, dan Satrianas, D. 1995. *Peta Geologi Lembar Tarakan dan Sebatik, Kalimantan Timur, Proyek Pemetaan Geologi dan Geofisika*. Bidang Pemetaan Geologi. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi. Bandung

Gadallah, M.R. and Fisher.R. 2009. *Exploration Geophysics*. Spinger- Verlag Berlin Heidelberg.

Lawton, D. 2001. Slip-slidin' away – some practical implications of seismic velocity anisotropy on depth imaging : *The Leading Edge*, 2001, 70 – 73.

Lines, L (2005). Addressing Milo's challenges with 25 years of seismic advances. *The Leading Edge* 24 (1), 32–35

Mavko, G., Mukerji, T., dan Dvorkin, J. 2003. *The Rock Physics Handbook Tools for Seismic Analysis in Porous Media*. Cambridge University Press.

Paradigm Geophysical. 2007. *GeoDepth EPOS3TE Tutorial Help*, Paradigm Geophysical Co.: Houston.

Permana, A. A. 2010. *Estimation of Seismic Anisotorpy Parameters: Stybarrow Field, W.A.* Curtin University of Technology: Perth.

Pertamina – BEICIP. 1992. *Global Geodynamics, Basin Classification and Exploration Play Tyoes in Indonesia*. Pertamina. Jakarta.

Sheriff, R. B, 1973, *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics.* Tulsa, Soc. of Exploration Geophysicists.

Thomsen, L. 2002. Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation**.** *Geophysics vol 51*. Society of Exploration Geophysicists: Tulsa.

Yilmaz, O. 2001. *Seismic Data Analysis Volume I*. Society of Exploration Geophysics: Tulsa.

Westerngeco. 2016. *Omega 2016 Tutorial Help*, Schlumberger Co.: Houston

Winterstein, D. F. 1990. Velocity anisotropy terminology for geophysicists: *Geophysics, 55*. 1070–1088

Woodward, M. J. 2008. A Decade Of Tomografi**.** *DIS No.5* Society of Exploration Geophysicists: Tulsa.