



**UNIVERSITAS INDONESIA**

**KONVERSI KEDALAMAN (*DEPTH CONVERSION*)  
SUBREGIONAL AREA TANGGUH, PAPUA, DENGAN  
METODE EXTERNAL DRIFT KRIGING**

**TESIS**

**STEVY KRISTOFER WOSPAKRIK  
0806421520**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
PROGRAM STUDI MAGISTER FISIKA  
JAKARTA  
JULI 2011**



**UNIVERSITAS INDONESIA**

**KONVERSI KEDALAMAN (*DEPTH CONVERSION*)  
SUBREGIONAL AREA TANGGUH, PAPUA, DENGAN  
METODE EXTERNAL DRIFT KRIGING**

**TESIS**

**Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar Magister Sains**

**STEVY KRISTOFER WOSPAKRIK  
0806421520**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
PROGRAM STUDI MAGISTER FISIKA  
KEKHUSUSAN GEOFISIKA RESERVOIR  
JAKARTA  
JULI 2011**

## HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

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

**Nama : Stevy Kristofer Wospakrik**  
**NPM : 0806421520**  
**Tanda Tangan :**  
**Tanggal : 30 Juni 2011**

## HALAMAN PENGESAHAN

Tesis ini diajukan oleh:

Nama : Stevy Kristofer Wospakrik  
NPM : 0806421520  
Program Studi : Magister Fisika  
Judul Tesis : Konversi Kedalaman (*Depth Conversion*) Subregional Area  
Tangguh Papua dengan Metode External Drift Kriging

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

### DEWAN PENGUJI

Pembimbing : Prof. DR. Suprajitno Munadi (.....)  
Penguji : DR. Abdl Haris (.....)  
Penguji : DR. Ricky Adi Wibowo (.....)  
Penguji : DR. Charlie Wu (.....)

Ditetapkan di : Jakarta  
Tanggal : 8 Juli 2011

## KATA PENGANTAR

Bukan dengan kekuatan saya, tetapi hanya oleh anugerahNya maka saya dapat menyelesaikan tesis ini sebagai salah satu syarat gelar Magister Fisika. Maka syukur dan pujianlah yang saya naikkan kepada Dia, Allah yang saya sembah dalam Kristus Yesus.

Dalam kesempatan ini saya juga ingin mengucapkan terimakasih saya atas bantuan dan bimbingan dari berbagai pihak:

1. Prof. DR. Suprajitno Munadi sebagai dosen pembimbing yang telah meluangkan waktu dan memberikan semangat kepada saya untuk menyelesaikan tesis ini.
2. Manajemen BP Indonesia, terkhusus bapak Dharwaman Samsu dan bapak Leonardus Tjahjadi yang telah memberikan kesempatan bagi saya untuk menyelesaikan studi dan menggunakan data dari BP Indonesia.
3. Papa dan Mama di Biak yang senantiasa mendorong dan mendoakan, juga adik-adik (Andre, Rein dan Shella) yang selalu menjadi penyemangat.
4. Teman-teman persekutuan doa di BP Indonesia. Doa, sharing dan pelayanan yang kita lakukan telah memberi saya kekuatan dan semangat untuk terus berusaha.
5. Teman-teman angkatan 2008 Geofisika Reservoir atas persahabatan kita selama ini.

Akhir kata, semoga skripsi ini memberi manfaat kepada pengembangan ilmu pengetahuan.

Jakarta, Juli 2011

Penulis

**HALAMAN PERNYATAAN PERSETUJUAN PUBLIKASI  
TUGAS AKHIR UNTUK KEPENTINGAN AKADEMIS**

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

Nama : Stevy Kristofer Wospakrik  
NPM : 0806421520  
Program Studi : Magister Fisika  
Departemen : Fisika  
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Jenis karya : Tesis

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

**Konversi Kedalaman (Depth Conversion) Subregional Area Tangguh  
Papua dengan Metode External Drift Kriging**

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 mempublikasikan 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 : Jakarta

Pada tanggal : 8 Juli 2011

Yang menyatakan,

(Stevy K Wospakrik)

## ABSTRAK

Nama : Stevy Wospakrik  
Program Studi: Magister Fisika  
Judul : Konversi Kedalaman (*Depth Conversion*) Subregional Area  
Tangguh, Papua dengan Metode External Drift Kriging

Telah dilakukan pemodelan kecepatan subregional dan konversi kedalaman dari dua horizon seismik yaitu horizon Top Kais dan horizon Base Cretaceous di area Tangguh, Papua. Penelitian ini dilakukan karena belum ada pemodelan kecepatan dengan skala subregional yang menyertakan parameter geologi di area Tangguh.

Faktor geologi yang mempengaruhi kecepatan rerata di area subregional Tangguh adalah litologi dan ketebalan interval. Untuk itu telah dilakukan pemodelan geologi dengan 2 layer berdasarkan litologi yaitu: shale (layer 1: SRD – Top Kais) dan karbonat+klastik (layer 2: Top Kais – Base Cretaceous). Metode External Drift Kriging menggunakan horizon Top Kais dan Base Cretaceous terbukti mampu memprediksi kecepatan pada skala subregional dimana data sumur tidak banyak (*sparse*). Didapatkan rentang (*range*) kecepatan rerata Top Kais adalah 1700m/sec hingga 2500m/sec dan rentang kecepatan rerata Base Cretaceous adalah 2700m/sec hingga 4000m/sec.

Hasil penelitian ini adalah model kecepatan yang dapat digunakan untuk skala subregional Tangguh. Horizon kedalaman (*depth horizon*) dari penelitian ini dapat digunakan untuk penentuan rentang volume secara deterministik dari prospek di area eksplorasi (ILX) yang baru.

Kata kunci:  
Pemodelan kecepatan, konversi kedalaman, external drift kriging

## ABSTRACT

Name : Stevy Wospakrik  
Study Program : Master Degree of Physics  
Title : Subregional Depth Conversion of Tangguh Area, Papua Using  
External Drift Kriging Method

Velocity modelling and depth conversion of two seismic horizons (Top Kais and Base Cretaceous) was performed for subregional scale at Tangguh area, Papua. This study was initiated because there were no any previous works on velocity modelling for subregional scale at Tangguh area which incorporated any geological parameters.

Geological factors that affected the average velocity distribution at Tangguh are lithology and interval thickness. Therefore a 2 layer geological model was created which was defined by lithology: shale (layer 1: SRD – Top Kais) and carbonate + clastic (layer 2: Top Kais – Base Cretaceous). External Drift Kriging by using Top Kais and Base Cretaceous horizons was proved to be superior to predict velocity distribution on sparse well data in a subregional scale. It was found that the average velocity range for Top Kais was 1700m/sec to 2500m/sec and the average velocity range for Base Cretaceous was 2700m/sec to 4000m/sec.

The velocity models as the outcome of this study can be used for Tangguh subregional scale. The depth horizons can be used to define the deterministic volume of the prospects in the new ILX area.

Keywords:  
Velocity modelling, depth conversion, external drift kriging

## DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL .....	i
HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS .....	ii
HALAMAN PENGESAHAN .....	iii
KATA PENGANTAR .....	iv
LEMBAR PERSETUJUAN PUBLIKASI KARYA ILMIAH .....	v
ABSTRAK .....	vi
DAFTAR ISI .....	viii
DAFTAR GAMBAR .....	ix
DAFTAR TABEL .....	x
<b>BAB 1 PENDAHULUAN .....</b>	<b>1</b>
1.1 LATAR BELAKANG .....	1
1.2 PERUMUSAN MASALAH .....	2
1.3 TUJUAN DAN MANFAAT PENELITIAN .....	3
1.4 BATASAN PENELITIAN .....	4
1.5 STRUKTUR TESIS .....	4
<b>BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA .....</b>	<b>6</b>
2.1 TINJAUAN DASAR TEORI .....	6
2.1.1 Definisi Kecepatan .....	6
2.1.2 Metode Geostatistik .....	8
2.2 TINJAUAN GEOLOGI DAERAH PENELITIAN .....	11
2.2.1 Tektonik .....	11
2.2.2 Stratigrafi .....	14
<b>BAB 3 METODOLOGI PENELITIAN .....</b>	<b>16</b>
<b>BAB 4 PENGOLAHAN DATA DAN PEMBAHASAN .....</b>	<b>19</b>
4.1 PERSIAPAN DATA .....	19
4.1.1 Data Sumur .....	22
4.1.2 Horizon Seismik .....	26
4.1.3 Data Kecepatan Seismik .....	29
4.2 PENGOLAHAN DATA .....	35
4.2.1 Analisis Kecepatan Rerata $V_{avg}$ Daerah Penelitian .....	35
4.2.2 Analisis Variogram .....	42
4.2.3 Pemodelan Kecepatan 3D .....	45
4.2.3.1 Metode Kalibrasi Checkshot .....	45
4.2.3.2 Metode Fungsi Kalibrasi .....	52
4.2.4 Konversi Kedalaman 2D .....	54
4.2.4.1 Metode Kalibrasi Marker Sumur .....	54
4.2.4.2 Metode Fungsi Analitik $V_0-k$ .....	58
<b>BAB 5 KESIMPULAN DAN SARAN .....</b>	<b>66</b>
5.1 KESIMPULAN .....	66
5.2 SARAN .....	67
<b>DAFTAR REFERENSI .....</b>	<b>68</b>

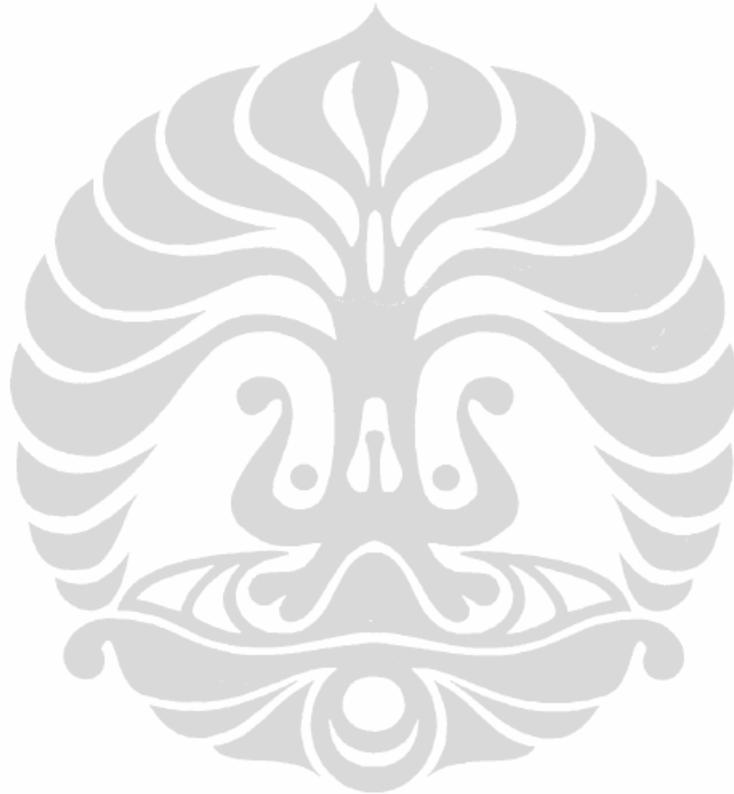
## DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1. Area Tangguh Beserta Lapangan Gasnya .....	1
Gambar 2.1. Kecepatan Rerata (Marsden, depth conversion course) .....	6
Gambar 2.2. Kecepatan Rerata Interval (Marsden, depth conversion course) .....	6
Gambar 2.3. Kecepatan Pseudo/Semu (Marsden, depth conversion course) .....	7
Gambar 2.4. Kecepatan RMS (Marsden, depth conversion course) .....	7
Gambar 2.5. Definisi Kecepatan pada domain waktu-kedalaman (Marsden, depth conversion course) .....	8
Gambar 2.6 Gerak Relative Lempeng Australia dan lempeng Pasifik (Dow dan Sukamto, 1984) .....	11
Gambar 2.7 Seismotektonik dari pulau New Guinea (Sapiie et al, 2000)	
Gambar 2.8 Elemen Tektonik pada Daerah Kepala Burung (Syafron et al, 2008) .....	13
Gambar 2.9 Penampang Seismik Arah Barat-Timur (Keho dan Samsu, 2002) .....	13
Gambar 2.10. Stratigrafi Daerah Penelitian (Syafron, 2008) .....	15
Gambar 3.1 Alur Persiapan Data .....	16
Gambar 3.2 Alur Pengolahan Data .....	18
Gambar 4.1 Data yang Dipakai Pada Daerah Penelitian .....	21
Gambar 4.2 Log Posisi Sumur Ubadari-1 menunjukkan offset terhadap depth .....	22
Gambar 4.3 Offset Maksimum dan Beda Kedalaman dari Sumur Deviasi .....	23
Gambar 4.4 Sonic Interval Transit Time (delta t) Raw vs Smoothing Median .....	24
Gambar 4.5 Data Checkshot dan Marker Sumur .....	25
Gambar 4.6 Plot Checkshot dan ITT Sonic V-9 Dalam Domain Waktu-Kedalaman .....	26
Gambar 4.7 Peta Struktur Waktu Top Kais .....	27
Gambar 4.8 Peta Struktur Waktu Base Cretaceous .....	27
Gambar 4.9 Seismic Well Tie Sumur Ubadari-1 .....	28
Gambar 4.10 Perbandingan Kecepatan NATS dengan Streamer97 .....	30
Gambar 4.11 Perbandingan Kecepatan NATS dengan Streamer97 .....	31
Gambar 4.12 Kecepatan Seismik Diinput ke GOCAD .....	31
Gambar 4.13 Faktor Kalibrasi Sebagai Fungsi Kecepatan Streamer97 .....	33
Gambar 4.14 Hasil Proses Merging Kecepatan Seismik 3D .....	34
Gambar 4.15 Kecepatan Rerata Checkshot dan Seismik Sumur Vorwata-11 .....	37
Gambar 4.16 Kecepatan Rerata Checkshot dan Seismik Sumur Ubadari-1 .....	38
Gambar 4.17 Perbandingan Model Daerah Timur dan Daerah Barat .....	39
Gambar 4.18 Distribusi Spasial Kecepatan Seismik .....	40
Gambar 4.19 Model Geologi yang Digunakan .....	41
Gambar 4.20 Model Geologi pada Software GOCAD .....	42

Gambar 4.21 Dip dari Horizon Top Kais .....	43
Gambar 4.22 Detrending dari Top Kais .....	43
Gambar 4.23 Variogram Model dari Top Kais .....	44
Gambar 4.24 Detrending dari Base Cretaceous .....	44
Gambar 4.25 Variogram Model dari Base Cretaceous .....	45
Gambar 4.26. Mistie Kedalaman Pre-kalibrasi vs TWT Top Kais .....	46
Gambar 4.27 Faktor Kalibrasi CF Layer 1 Terhadap TWT Top Kais .....	47
Gambar 4.28 Faktor Kalibrasi CF Diinterpolasi Dengan External Drift Kriging .....	47
Gambar 4.29 Kecepatan Rerata Daerah Timur Setelah Koreksi Layer 1 .....	48
Gambar 4.30 Kecepatan Rerata Daerah Timur Setelah Koreksi Layer 1 .....	49
Gambar 4.31 Faktor Kalibrasi Layer 2 Terhadap TWT Top Kais .....	49
Gambar 4.32 Faktor Kalibrasi CF Pada Horizon Base Cretaceous .....	50
Gambar 4.33 Peta Struktur Kedalaman Base Cretaceous dengan Metode Simpel Interpolasi .....	51
Gambar 4.34 Mistie dari Pemodelan Kecepatan dengan Menggunakan Metode Simpel Interpolasi .....	51
Gambar 4.35 Faktor Koreksi CF Sumur Ofaweri-1 dan Fungsi Linearnya .....	52
Gambar 4.36 Peta Struktur Kedalaman dari Base Cretaceous dengan Metode Fungsi Kalibrasi .....	53
Gambar 4.37 Metode Kalibrasi Kecepatan Seismik dengan Menggunakan Marker Sumur .....	55
Gambar 4.38 Crossplot Faktor Kalibrasi dengan Isopach Pre-kalibrasi .....	56
Gambar 4.39 Faktor koreksi CF Base Cretaceous .....	56
Gambar 4.40 Kecepatan Rerata Setelah Koreksi Layer 2 .....	57
Gambar 4.41 Peta Struktur Kedalaman dari Base Cretaceous .....	58
Gambar 4.42 Kecepatan Rerata Dengan Metode V0-k .....	59
Gambar 4.43 Hubungan Kecepatan Pseudo dengan Waktu Tempuh Interval 1 .....	60
Gambar 4.44 Faktor Kompaksi k Pada Horizon Top Kais .....	61
Gambar 4.45 Kecepatan Rerata Pada Horizon Top Kais .....	61
Gambar 4.46 Hubungan Kecepatan Interval Dengan TWT Base Cretaceous .....	62
Gambar 4.47 Faktor Kompaksi k dari Base Cretaceous .....	63
Gambar 4.48 Kecepatan Rerata Horizon Base Cretaceous .....	63
Gambar 4.49 Peta Struktur Kedalaman dari Base Cretaceous .....	64
Gambar 4.50 Perbandingan Hasil Pemodelan Kecepatan dan Konversi Kedalaman .....	65

## DAFTAR TABEL

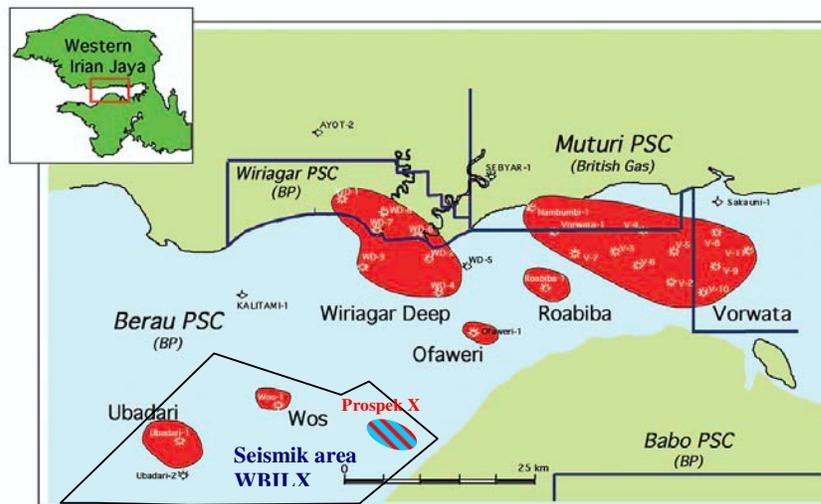
Tabel 4.1 Penjelasan Akuisisi dan Prosesing Data Seismik .....	29
Tabel 4.2 Besaran Boxcar .....	32



# BAB 1 PENDAHULUAN

## 1.1 Latar Belakang

Proyek Tangguh adalah proyek gas alam cair LNG (*Liquefied Natural Gas*) yang terletak di teluk Bintuni, Papua, Indonesia. Proyek yang dioperasikan oleh BP Indonesia ini memiliki beberapa lapangan utama seperti Vorwata, Wiriagar Deep, Roabiba, Ofaweri, Wos dan Ubadari (gambar 1.1). Berdasarkan sertifikasi oleh konsultan independen DeGolyer dan MacNaughton pada tahun 1998, proyek ini memiliki cadangan terbukti (*proved reserve*) sebesar 14.4 TCF dan total cadangan potensial (*potential reserve*) hingga 24 TCF (Marcou et al., 2004). 77% dari cadangan total berasal dari reservoir batupasir kualitas tinggi umur Jurasik dan 33% berasal dari reservoir yang lebih kompleks umur Paleosen namun dengan kualitas batupasir yang lebih rendah. Untuk melakukan ekspansi LNG *plant* dari 2 *train* yang saat ini telah berjalan menjadi 3 atau 4 *train*, maka kegiatan eksplorasi di sekitar infrastruktur (*ILX/Infrastructure Lead Exploration*) masih terus dilakukan. Setiap penemuan cadangan komersial sekitar di LNG *plant* akan menjadi tambahan cadangan untuk ekspansi proyek Tangguh.



Gambar 1.1. Area Tangguh Beserta Lapangan Gasnya

Dalam rangka kegiatan eksplorasi ILX dan juga kegiatan appraisal lapangan Ubadari, pada tahun 2009/2010 BP Indonesia melakukan akuisisi seismik 3D dengan metode OBC (*Ocean Bottom Cable*) di area WBILX. Area data seismik 3D ini ditunjukkan pada gambar 1.1. Dari data seismik ini telah diidentifikasi beberapa prospek baru namun ternyata ukuran volumenya tidak sebesar lapangan-lapangan Tangguh lainnya (seperti Vorwata, Wiriagar Deep, dll). Salah satu prospek ini adalah prospek X yang terletak di antara lapangan Ofaweri dan WOS. Dikarenakan volumenya yang kecil maka rencana pengembangan termasuk pengeboran prospek-prospek ini sangatlah tergantung dari volume cadangan minimal yang dimiliki. Untuk itu diperlukan studi Geofisika dan Geologi untuk memperkirakan volume cadangan dari prospek tersebut sebelum dilakukan pengeboran.

Salah satu parameter yang sangat mempengaruhi kalkulasi cadangan adalah perhitungan volume batuan gross (*GRV/Gross Rock Volume*). Namun karena data seismik yang tersedia di area ini hanya dari hasil proses PSTM (*Pre Stack Time Migration*), maka diperlukan metode konversi waktu-kedalaman (*time-depth conversion*) untuk melakukan perhitungan volume GRV.

## 1.2 Perumusan Masalah

Beberapa metode konversi kedalaman dan pemodelan kecepatan telah dilakukan di daerah ini. Keho dan Samsu (2002) melakukan konversi kedalaman untuk area subregional Tangguh (Vorwata hingga Kalitami) dengan menggunakan fungsi analitik  $V_0-k$ . Namun dengan metode simpel interpolasi, prediksi kecepatan sangat tergantung dari jarak terhadap sumur kalibrasi. Festarina (2003) kemudian melakukan pemodelan kecepatan untuk area lapangan Vorwata saja dengan menggunakan kecepatan seismik dan log sonic. Hasilnya cukup baik namun dengan penggunaan software DTE (*Depth Team Express*) dari Landmark, ditemukan bahwa proses QC (*Quality Control*) dalam pemodelan sulit untuk dilakukan. Software DTE memang saat ini kurang diminati oleh praktisi di BP Indonesia karena bersifat sebagai *black-box* dimana sulit untuk diketahui proses yang terjadi di dalamnya. Maka kemudian Putranto (2009) menggunakan software GOCAD dari Paradigm untuk melakukan pemodelan kecepatan di area Vorwata. Dalam studi tersebut telah dicoba metode geostatistik yaitu External Drift Kriging

(*KED/Kriging with External Drift*) untuk mempopulasikan faktor kalibrasi dari sumur dengan menggunakan horizon seismik sebagai parameter kedua (*secondary parameter*). Studi ini juga menunjukkan bahwa metode KED lebih baik daripada metode Simple Kriging bahkan untuk jarak sumur yang rapat seperti di lapangan Vorwata. Hal ini karena metode simple kriging tidak dapat mempopulasikan faktor kalibrasi yang sesuai dengan pengertian geologi (*geological sense*). Studi pemodelan kecepatan dengan menggunakan software GOCAD kemudian dikembangkan untuk skala regional oleh Septyana (2009) untuk keperluan eksplorasi regional dengan menggunakan kecepatan seismik dari data 3D dan 2D. Namun dengan jarak antar sumur kalibrasi yang sangat jauh dan tidak banyak diketahui tentang faktor geologi yang mempengaruhi kecepatan maka metode interpolasi yang digunakan pada saat itu adalah Simple Kriging.

Untuk itu diperlukan suatu studi untuk meneliti faktor geologi yang mempengaruhi distribusi kecepatan di daerah ini. Dengan demikian pemodelan kecepatan dapat dilakukan dengan menggunakan parameter geologi. Selain itu penggunaan metode interpolasi dengan KED juga diperlukan untuk mendistribusikan kalibrasi dari sumur dengan menyertakan data seismik sebagai parameter sekunder (*guide*).

Beberapa studi telah menunjukkan bahwa metode KED memiliki kelebihan dari metode interpolasi maupun dengan metode geostatistik lainnya seperti Simple Kriging. Dengan menggunakan data seismik (horizon maupun kecepatan seismik) pada metode External Drift Kriging maka pemodelan kecepatan lebih merepresentasikan geologi dibanding dengan metode Simple Kriging (Wof et al., 1994; Hwang dan McCorkindale, 1994; Olabode dan Enikanselu, 2008; Sandjivy dan Shtuka, 2009).

### **1.3 Tujuan dan Manfaat Penelitian**

Berdasarkan latar belakang dan perumusan masalah seperti yang telah dijabarkan di atas, maka ada beberapa pertanyaan yang hendak dijawab melalui penelitian ini yaitu:

- Faktor geologi apakah yang mempengaruhi kecepatan di daerah penelitian?

- Apakah parameter geologi ini bisa digunakan dalam melakukan prediksi kecepatan di daerah penelitian dimana sampling data berupa data sumur sangat sedikit dan jarang (*sparse*)?
- Apakah data seismik yang memiliki sampling lebih rapat (*dense*) dapat digunakan sebagai parameter sekunder dalam prediksi kecepatan?

Untuk itu penelitian ini ditujukan untuk melakukan pemodelan kecepatan dan konversi kedalaman dengan menyertakan faktor geologi. Definisi yang digunakan untuk pemodelan kecepatan dan konversi kedalaman adalah yang dipakai oleh Etris, et al. (2001), dimana tujuan utama pemodelan kecepatan adalah memodelkan distribusi kecepatan untuk mendapatkan horizon kedalaman (*depth horizon*), sementara tujuan konversi kedalaman adalah untuk mendapatkan horizon kedalaman tanpa memodelkan kecepatan. Metode External Drift Kriging akan digunakan sehingga horizon seismik sebagai faktor geologi yang mempengaruhi kecepatan akan digunakan sebagai parameter sekunder. Berikut adalah tujuan dari penelitian ini:

- Mengidentifikasi faktor geologi yang mempengaruhi variasi kecepatan
- Memodelkan kecepatan secara 3 dimensi dengan menggunakan kecepatan seismik
- Melakukan konversi kedalaman dengan menggunakan kecepatan seismik dan kalibrasi terhadap data sumur

Dari penelitian ini akan dihasilkan:

- Volume kecepatan 3D yang dapat digunakan untuk konversi kedalaman subregional Tangguh
- Peta struktur top reservoir dalam domain kedalaman (*depth*) dari beberapa metode untuk digunakan dalam penentuan *range* GRV dari prospek X yang diidentifikasi pada di area WBILX.

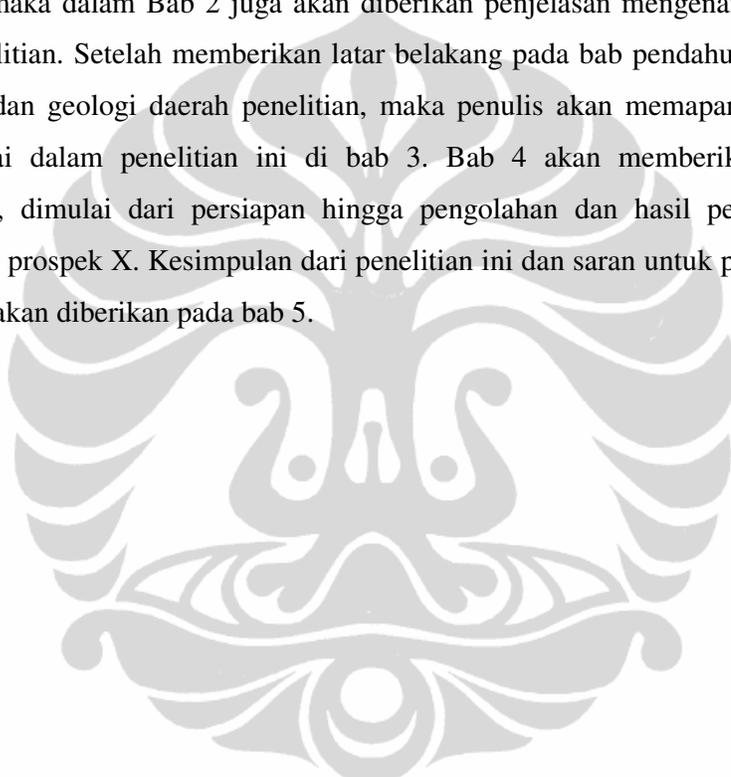
#### 1.4 Batasan Penelitian

Penelitian ini dibatasi pada lingkup subregional area Tangguh. Hal ini dimaksudkan karena keterbatasan data sumur pada area subregional dapat dikompensasi dengan adanya data seismik 3D. Maka input data untuk penelitian

ini dibatasi hanya pada data seismik 3D agar diperoleh sampel data yang cukup rapat (*dense*).

### **1.5 Struktur Tesis**

Metode yang dipakai pada penelitian ini adalah External Drift Kriging. Untuk itu akan dijelaskan dasar teori dari metode ini di Bab 2 dalam sub-bab metode geostatistik. Untuk melakukan analisis faktor geologi yang mempengaruhi kecepatan, maka dalam Bab 2 juga akan diberikan penjelasan mengenai geologi daerah penelitian. Setelah memberikan latar belakang pada bab pendahuluan dan dasar teori dan geologi daerah penelitian, maka penulis akan memaparkan alur yang dipakai dalam penelitian ini di bab 3. Bab 4 akan memberikan detail pembahasan, dimulai dari persiapan hingga pengolahan dan hasil pemodelan kecepatan di prospek X. Kesimpulan dari penelitian ini dan saran untuk penelitian selanjutnya akan diberikan pada bab 5.



## BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA

Bab 2 ini akan membicarakan tinjauan pustaka. Bab ini akan dibagi menjadi dua sub-bab yaitu sub-bab **2.1 Dasar Teori** yang akan mendasari pengolahan data dan sub-bab **2.2 Geologi Daerah Penelitian** yang dijadikan dasar dalam analisis data.

### 2.1 TINJAUAN DASAR TEORI

#### 2.1.1 Definisi Kecepatan

Setidaknya ada 70 definisi dari kecepatan. Berikut adalah beberapa definisi kecepatan yang umum digunakan:

##### Kecepatan Rerata ( $V_{avg}$ )

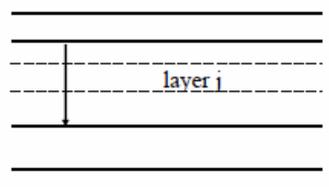
Kecepatan rerata adalah ratio dari jarak pada path tertentu terhadap waktu yang dibutuhkan oleh gelombang seismik untuk menjalar. Karena definisi ini bergantung pada path tertentu maka path vertikal seringkali digunakan. Dengan mengasumsikan raypath yang lurus, maka kecepatan rerata adalah kedalaman  $z$  dibagi dengan waktu tempuh OWT pada kedalaman tersebut.


$$V_A = z / t \quad (2.1)$$

Gambar 2.1. Kecepatan Rerata (Marsden, depth conversion course)

##### Kecepatan Rerata Interval ( $V_I$ )

Kecepatan rerata interval dihitung dari waktu tempuh pada interval tertentu di bawah permukaan. Asumsi yang digunakan biasanya raypath vertikal. Kecepatan ini sering digunakan dalam model kecepatan.


$$V_{Ij} = \Delta z_j / \Delta t_j \quad (2.2)$$

Gambar 2.2. Kecepatan Rerata Interval (Marsden, depth conversion course)

### Kecepatan Instantaneous ( $V_i$ )

Kecepatan instan adalah kecepatan dari muka gelombang pada arah energi propagasi. Secara matematis dapat dituliskan seperti persamaan 2.1.

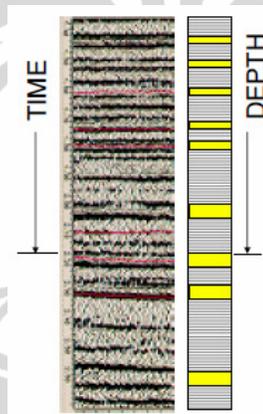
$$V_i = f(x, y, z, r, \nabla V_i) \quad (2.3)$$

Kecepatan dari sonic log adalah representasi dari kecepatan instan pada arah lubang sumur yang seringkali vertikal. Persamaan sederhananya ditunjukkan oleh persamaan 2.2.

$$V_i = dz / dt \quad (2.4)$$

### Kecepatan Pseudo/Semu

Kecepatan semu adalah estimasi kecepatan rerata dengan cara menghitung waktu tempuh refleksi dengan kedalaman dari sumur.



Gambar 2.3. Kecepatan Pseudo/Semu (Marsden, depth conversion course)

### Kecepatan RMS (Root Mean Square) $V_{RMS}$

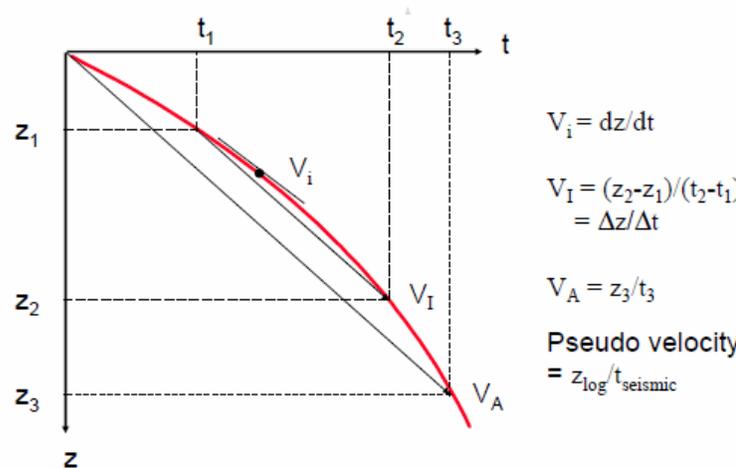
Kecepatan RMS bukanlah sebuah hasil pengukuran kecepatan, melainkan hasil kalkulasi matematis.

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{j=N} V_{Ij}^2 \Delta t_j}{\sum_{j=1}^{j=N} \Delta t_j}} \quad (2.5)$$

Gambar 2.4. Kecepatan RMS (Marsden, depth conversion course)

$V_{ij}$  adalah kecepatan rerata interval pada layer ke-j.  $\Delta t_j$  adalah waktu tempuh OWT secara vertikal pada layer ke-j,  $t_0$  adalah waktu tempuh refleksi ke layer ke-N. Persamaan di atas dapat digunakan baik untuk waktu tempuh OWT ataupun TWT.

Rangkuman dari definisi kecepatan dapat dipahami secara mudah sebagaimana ditunjukkan pada gambar 2.5 di bawah.



Gambar 2.5. Definisi Kecepatan pada domain waktu-kedalaman (Marsden, depth conversion course)

### 2.1.2 Metode Geostatistik

Metode geostatistik telah banyak digunakan pada geofisika eksplorasi dan geofisika reservoir (Journal, 1988). Hal ini karena metode geostatistik dapat mengintegrasikan berbagai macam informasi seperti data seismik, log, VSP dan core ke dalam model bawah permukaan.

Model geologi yang biasanya di dasarkan pada data log sangat bergantung pada jumlah dan lokasi data sumur. Sementara data seismik memberikan pengetahuan spasial namun memiliki keterbatasan karena *noise*, resolusi, dan lain-lain. Metode geostatistik memungkinkan membuat model geologi dengan menggabungkan kedua data tersebut.

Metode konvensional untuk melakukan estimasi properti batuan dan reservoir dari data seismik bergantung pada persamaan regresi. Pendekatan ini memperlakukan data sebagai parameter independent terhadap spasial. Metode

geostatistik menawarkan pengikut sertaan parameter spatial dan meningkatkan deskripsi geologi dengan cara menganalisis faktor *uncertainty*.

Kriging adalah teknik interpolasi yang didasarkan pada sifat *best linear unbiased estimate/BLUE* (Journel, 1988; Deutch and Journel, 1992). External Drift Kriging meningkatkan proses kriging dengan menambahkan variabel sekunder pada proses estimasi. Ini menjadi penting dalam geofisika eksplorasi dan geofisika reservoir karena kemampuannya untuk mengintegrasikan data log sumur yang terbatas sampelnya dengan data seismik. Well log dianggap bebas noise dan merupakan data utama pada lokasi sumur sementara data seismik akan menjadi guide dalam proses interpolasi. Metode ini berdasarkan variasi spatial dari data. Langkah pertama adalah menghitung dan memodelkan variogram. Model variogram yang umum digunakan adalah (Deutch and Journel, 1992):

- spherical:  

$$\gamma(h) = c[1.5(h/a) - 0.5(h/a)^3], h \leq a \quad (2.6)$$

$$= c, h > a$$

- Gaussian:  

$$\gamma(h) = c[1 - \exp(-h^2/a^2)] \quad (2.6)$$

- exponential:  

$$\gamma(h) = c[1 - \exp(-h/a)] \quad (2.8)$$

dimana: h adalah offset, a adalah range dan c adalah sill

Pemodelan variogram adalah faktor penting dalam analisis geostatistik dan kualitasnya bergantung pada map yang digunakan.

Biasanya hanya sejumlah data sumur yang tersedia dan seringkali menyulitkan pemodelan variogram *well-well* atau *well-seismic*. Solusi dari masalah ini adalah dengan mengasumsikan hubungan linear dari kedua data tersebut. Pada kasus ini akan dikalkulasikan model variogram dari seismik-seismik. Variogram *well-well* dengan *well-seismic* akan diturunkan dari model tersebut dengan mengasumsikan hubungan linear.

Kualitas dari estimasi dapat dievaluasi dengan cara *cross-validasi* dimana estimasi dilakukan untuk satu sumur yang telah diketahui dengan tidak menyertakan sumur tersebut. Proses ini dilakukan untuk semua lokasi sumur.

### Kriging dengan Metode External Drift

$$Z_x^* = \sum_N \lambda_\alpha Z_\alpha \quad (2.9)$$

**Estimasi:** kombinasi linear dari N data.

**Constraints:** satu untuk setiap fungsi eksternal sebagai drift dalam hal ini hanya digunakan satu.

$$\begin{aligned} \sum_N \lambda_\alpha &= 1 \\ \sum_N \lambda_\alpha S_\alpha &= S_x \end{aligned} \quad (2.10)$$

**Kriging system** (persamaan dengan variabel sebanyak N + 2):

$$\begin{aligned} \Lambda &= C^{-1}B \\ C\Lambda &= B \\ \begin{bmatrix} C_{11} & \dots & C_{N1} & 1 & X_1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{1N} & \dots & C_{NN} & 1 & X_N \\ 1 & \dots & 1 & 0 & 0 \\ S_1 & \dots & S_N & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \dots \\ \lambda_N \\ \mu \\ S_x \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} C_{1X} \\ \dots \\ C_{NX} \\ 1 \\ S_x \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (2.11)$$

Kriging dengan external drift tidak terbatas pada satu variabel eksternal. Hasil dari kriging dengan external drift adalah drift atau “geo-regression”, fungsi dari variogram, yang mengestimasi regresi rerata terhadap fungsi regresi linear (drift = a + b S) dengan filtering dari *spatial redundancy*. Ini adalah regresi dengan *weight*, yang memberikan setiap data *weight* yang proporsional dari pengaruhnya terhadap seluruh data. Ini adalah versi unbiased dari regresi statistik.

Dengan model variogram stationer, untuk points dengan jarak dari data point lebih besar dari range, maka estimasi adalah nilai dari geo-regresi. Untuk kasus *pure nugget effect* atau dengan model stationer dimana range lebih kecil dari jarak terdekat antar data point, maka estimasi geo-regresi akan sama dengan regresi linear statistik dari variabel Z terhadap variabel S.

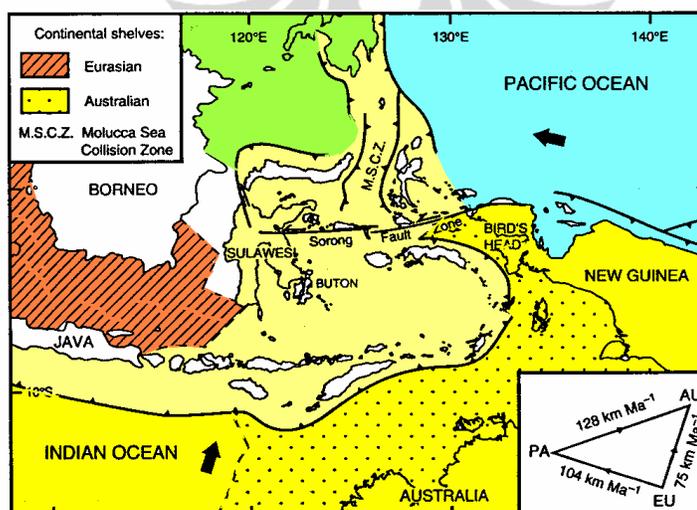
## 2.2 TINJAUAN GEOLOGI DAERAH PENELITIAN

Pada sub-bab ini akan dibahas tinjauan geologi daerah penelitian. Pembahasan akan dilakukan dalam dua bagian besar yaitu dari segi tektonik dan dari segi stratigrafi.

### 2.2.1 Tektonik Daerah Penelitian

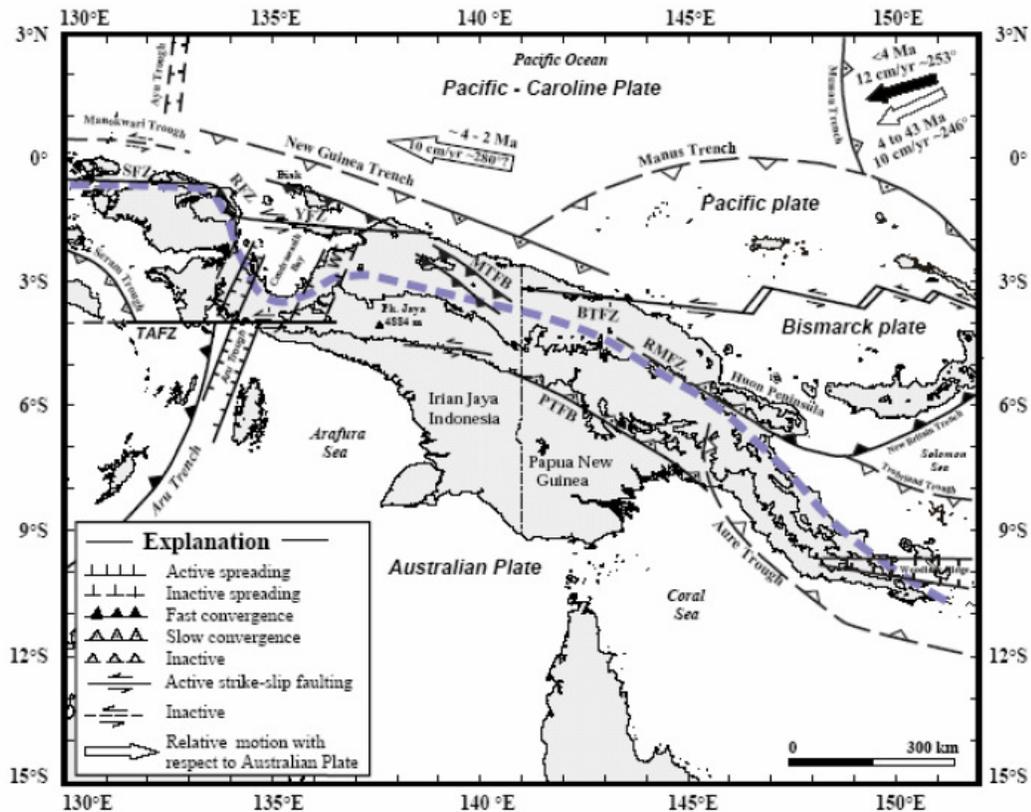
Pengetahuan mengenai daerah Kepala Burung mengacu kepada pemahaman bahwa daerah ini adalah bagian dari kontinen Australia pada umur Paleozoic hingga Cenozoic. Namun daerah ini telah mengalami deformasi yang berbeda dibanding dengan daerah *North West Shelf* (NWS) dari kontinen Australia. Daerah NWS adalah daerah yang lebih stabil sehingga struktur umur Paleozoic dan Mesozoic masih ter-*preserve*. Sementara daerah Kepala Burung telah mengalami pengangkatan dan reaktivasi dari patahan-patahan tua yang membuat daerah ini aktif secara tektonik.

Selama Cenozoic, daerah Kepala Burung berada pada sistem tektonik kompresi sebagai akibat dari pergerakan arah Barat Laut (*North West*) dari lempeng Australia dengan pergerakan arah Barat Daya (*South West*) dari lempeng Pasifik (Dow dan Sukamto, 1984). Gerak relatif lempeng digambarkan pada gambar 2.6. Tumbukan antara lempeng Australia dan lempeng Pasifik yang terjadi pada umur Oligo-Miocene menyebabkan *folded thrust-belt* yang menerus hingga Papua New Guinea.



Gambar 2.6 Gerak Relative Lempeng Australia dan lempeng Pasifik (Dow dan Sukamto, 1984)

Perubahan pergerakan arah dari lempeng Australia dan Pasifik menjadi arah Barat-Timur (*East-West*) pada umur Plio-Pleistosen mengakibatkan perubahan deformasi menjadi strike slip (Sapiie et al, 2000). Lengguru *Fold Belt*, Patahan Sorong, Patahan Terera-Aiduna dan Seram *Thrust* adalah elemen yang terbentuk akibat pergerakan ini (Gambar 2.7).

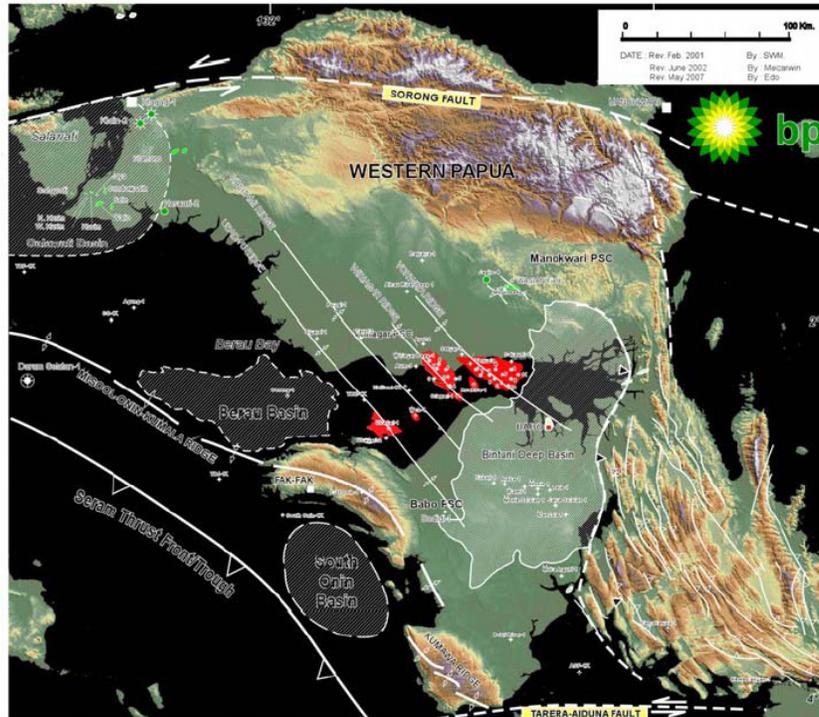


Gambar 2.7 Seismotektonik dari pulau New Guinea (Sapiie et al, 2000)

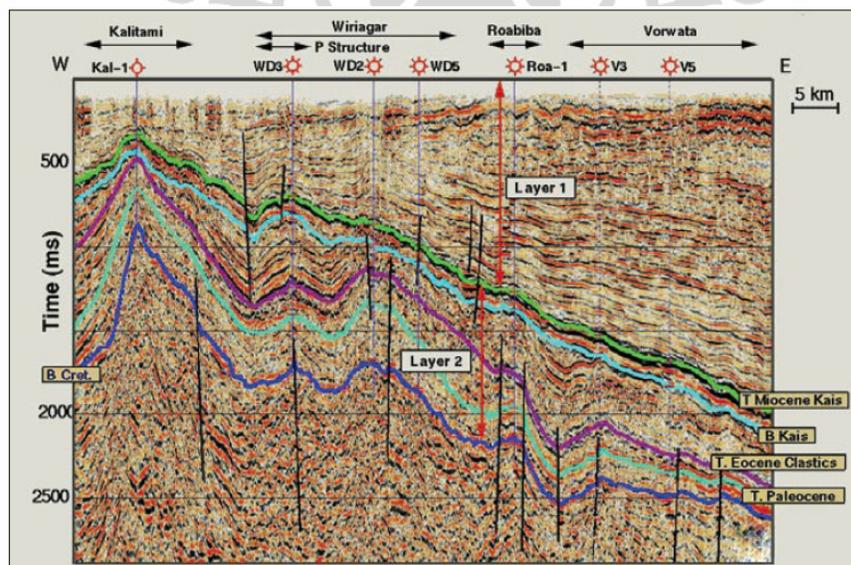
Gambar 2.8 di bawah menunjukkan elemen tektonik pada daerah Tangguh. Lapangan-lapangan gas di area ini (Ubadari, Kalitami, Wiriagar dan Vorwata) merupakan deretan antiklin arah Barat Laut-Tenggara (*NW-SE*). Daerah ini dibatasi pada bagian utara oleh Patahan Sorong dan bagian selatan oleh Patahan Tarera-Aiduna. Sementara pada daerah Barat oleh Seram *Thrust* dan pada bagian Timur oleh Lengguru *Fold Belt*.

Penampang seismik pada gambar 2.9 menunjukkan penampang arah Barat-Timur dari lapangan-lapangan gas di Tangguh. Struktur ini terbentuk akibat gerak relatif lempeng Australia dan lempeng Pasifik. Namun ketika perubahan arah gerak pada umur Plio-Pleistosen, daerah ini menjadi sebuah sistem *foreland*

basin dimana sedimentasi umur Plio-Pleistosen menebal ke arah Timur. Inilah yang membentuk basin Bintuni (mengacu pada gambar 2.8) yang menggenerasi gas yang kemudian mengisi struktur-struktur di Tangguh.



Gambar 2.8 Elemen Tektonik pada Daerah Kepala Burung (Syafron et al, 2008).



Gambar 2.9 Penampang Seismik Arah Barat-Timur (Keho dan Samsu, 2002)

### 2.2.2 Stratigrafi Daerah Penelitian

Sedimentasi pada umur Permian hingga Jurassic di dominasi oleh endapan silisiklastik (gambar 2.10). Litologi umur Permian didominasi oleh shale, sandstone dan coal yang dikenal dengan formasi Aiduna, Aifat dan Ainim. Formasi ini diendapkan pada lingkungan laut dangkal hingga kontinental. Pada umur Triassic, formasi Tipuma diendapkan pada setting shallow marine hingga continental. Kemudian pada umur Jurassic, sekuen transgressive terbentuk sebagai sebuah sekuen laut dangkal. Formasi ini terdiri dari batupasir Roabiba yang adalah reservoir utama dari daerah Tangguh. Pada umur Cretaceous, karbonat yang terbentuk pada shelf dan laut dalam mendominasi daerah Tangguh.

Pada umur Paleosen, daerah Tangguh didominasi oleh endapan *shelf* hingga laut dalam. Endapan submarine fan yang berupa batupasir merupakan reservoir sekunder di daerah Tangguh. Endapan submarine channel ini banyak terbentuk di daerah Wiriagar dan menjadi reservoir sekunder untuk dikembangkan. Sementara pada umur Eosen hingga Miosen, platform karbonat kemudian terbentuk dan dikenal dengan formasi Imskin, Faumai dan Kais. Pada formasi Faumai sering dialami *lost circulation* pada saat pengeboran karena formasi ini banyak mengalami karstifikasi.

Tumbukan pada umur Oligo-Miosen telah mengangkat daerah ini dan menambah input sedimentasi. Formasi Klasafet dan Steenkol diendapkan pada periode setelah tumbukan. Formasi Klasafet terdiri dari endapan laut dalam sementara formasi Steenkol terdiri dari shale laut dangkal, batupasir dan coal kontinen.

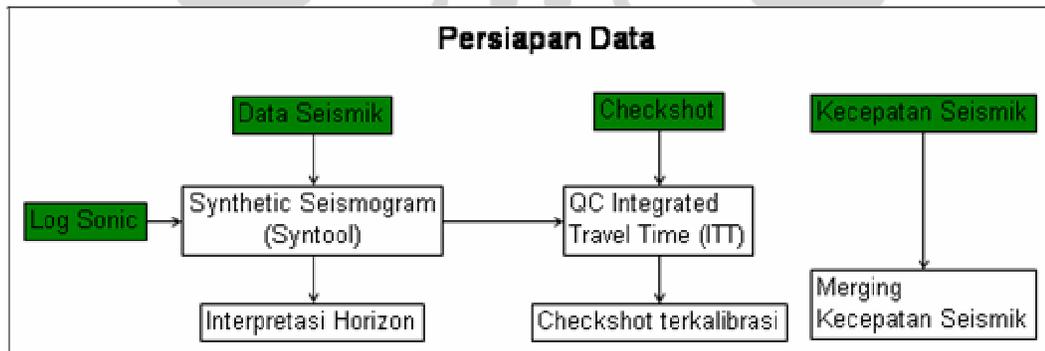
AGE	FORMATION	LITHOLOGY	
MA			
PLEISTOCENE	STEENKOOL		
1.5			Siltst, Ss & lignites/ cong. beds.
PLOIOCENE	KLASAFET		
4			Sh, Calc. mdst. Siltst
MIOCENE	KAIS		
	SIRGA		REEFAL & Shelfal, Lmst SS, Congl
OLIGOCENE	FAUMAI		
35			Interbeded Lmst and dolomite
EOCENE			
PALEOCENE	WARIFI/ DARAM		
CRETA CEOUS	UPPER KEMBELANGAN	EKMAI	
		PINIYA	
		KOPAI & AYOT	
JURASSIC	LOWER KEMBELANGAN	Roabiba Sst	
TRIASIC	TIPUMA		
PERMIAN	AIFAM (Aifim/ Aiduna/ Aifat)		
CARBONI FEROUS			
DEVONIAN	KEMUM		
SILURIAN			

Gambar 2.10. Stratigrafi Daerah Penelitian (Syaftron, 2008)

### BAB 3 METODOLOGI PENELITIAN

Bab ini menjelaskan tentang metodologi penelitian yang dipakai berdasarkan tinjauan pustaka dan tinjauan geologi daerah penelitian.

Data yang akan digunakan dalam penelitian ini ditunjukkan pada gambar 3.1 (warna hijau) yaitu: Data seismik (horizon seismik), log sonic, checkshot dan kecepatan seismik. Pertama-tama kesemua data ini akan dipersiapkan (*conditioning*) sebelum digunakan dalam pengolahan data. Data seismik akan digunakan untuk interpretasi horizon. Data checkshot terlebih dahulu di-QC dengan log sonic dan kemudian dikoreksi terhadap dispersi frekuensi dengan menggunakan software Syntool. Sementara kecepatan seismik dari beberapa survei seismik 3D akan digabung/merging untuk menghasilkan sebuah volume kecepatan seismik subregional.

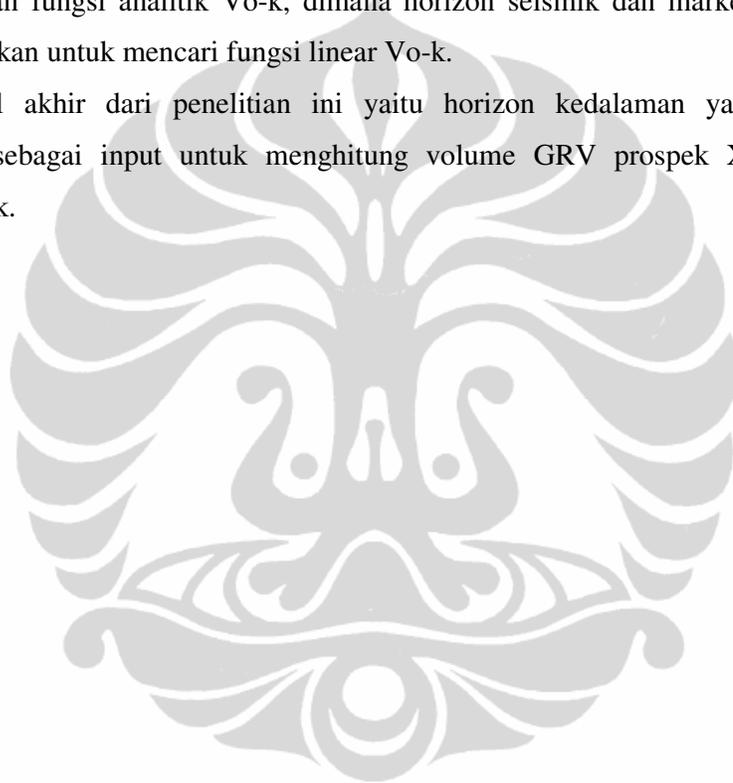


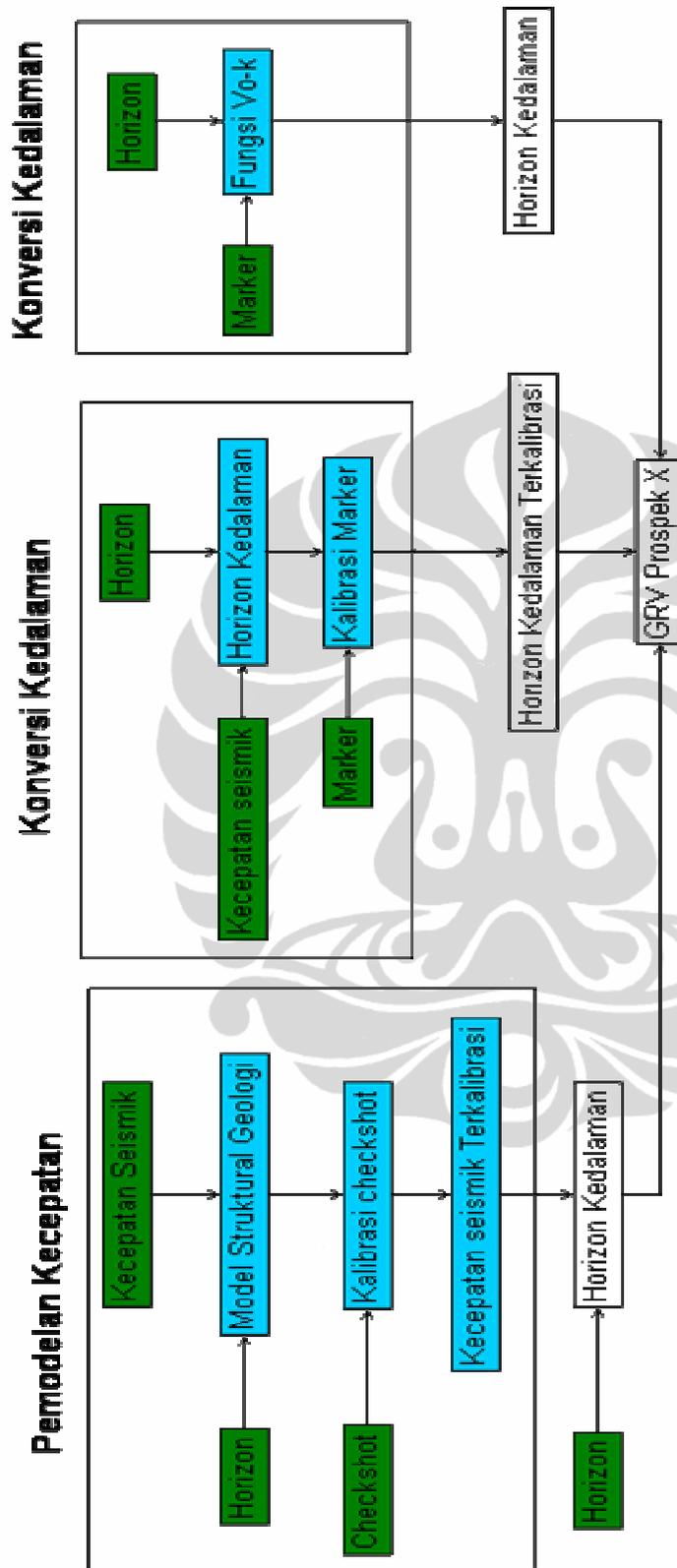
Gambar 3.1 Alur Persiapan Data

Dua metode utama yang akan dilakukan dalam pengolahan data adalah pemodelan kecepatan dan konversi kedalaman sebagaimana ditunjukkan pada gambar 3.2. Pemodelan kecepatan akan menggunakan kecepatan seismik yang telah dimerging. Kemudian dibuat model struktural geologi 3 dimensi dengan menggunakan horizon seismik. Model struktural ini akan digunakan untuk mempopulasikan faktor kalibrasi dari checkshot. Dengan mengaplikasikan faktor kalibrasi ini maka akan diperoleh kecepatan seismik terkalibrasi yang kemudian akan digunakan untuk melakukan konversi kedalaman dari horizon seismik.

Metode kedua adalah konversi kedalaman yang akan dilakukan dengan dua cara yaitu dengan menggunakan kecepatan seismik dan fungsi analitik Vo-k. Pada cara pertama, kecepatan seismik akan digunakan untuk melakukan konversi kedalaman dari horizon seismik. Kemudian dengan menggunakan marker sumur akan dihitung faktor koreksi. Faktor koreksi ini akan dipopulasikan dengan menggunakan External Drift Kriging sehingga kemudian diperoleh horizon kedalaman yang telah terkalibrasi. Sementara cara kedua dilakukan dengan menggunakan fungsi analitik Vo-k, dimana horizon seismik dan marker sumur akan digunakan untuk mencari fungsi linear Vo-k.

Hasil akhir dari penelitian ini yaitu horizon kedalaman yang akan digunakan sebagai input untuk menghitung volume GRV prospek X secara deterministik.





Gambar 3.2 Alur Pengolahan Data

## **BAB 4**

### **PENGOLAHAN DATA DAN PEMBAHASAN**

Bab 4 akan membahas mengenai pengolahan data dan disertai dengan pembahasan pada tiap penjelasannya. Dalam bab ini akan dibagi menjadi dua sub-bab utama yaitu sub-bab **4.1 Persiapan Data** dan sub-bab **4.2 Pengolahan Data**.

Sub-bab **4.1. Persiapan Data** akan membahas proses QC (*Quality Control*) dan persiapan data (*data conditioning*) dari data sumur termasuk di dalamnya marker sumur, log sonic dan checkshot. Kecepatan seismik dari data seismik 3D juga akan dibahas dimana kecepatan migrasi dari berbagai survei seismik 3D akan digabungkan (*merging*) menjadi satu volume dengan trend kecepatan yang sama.

Sub-bab **4.2. Pengolahan Data** akan membahas detail proses pengolahan data. Sub-bab ini akan dimulai dengan melakukan analisis kecepatan di daerah penelitian yang akan menjadi dasar pemilihan metode dalam pengolahan data. Sedangkan pengolahan data akan dilakukan dengan beberapa metode, metode pertama adalah proses pemodelan kecepatan secara 3 dimensi dimana kecepatan seismik akan dikalibrasi dengan menggunakan kecepatan checkshot. Sementara metode kedua adalah konversi waktu ke kedalaman (*time depth conversion*) dari horizon seismik. Untuk konversi kedalaman, ada dua metode yang akan digunakan. Metode pertama adalah konversi kedalaman dengan menggunakan kecepatan seismik yang kemudian dikalibrasi dengan marker sumur dan metode kedua adalah konversi kedalaman dengan menggunakan fungsi analitik  $V_0-k$ . Bab ini diakhiri dengan membandingkan hasil beberapa metode ini di prospek X.

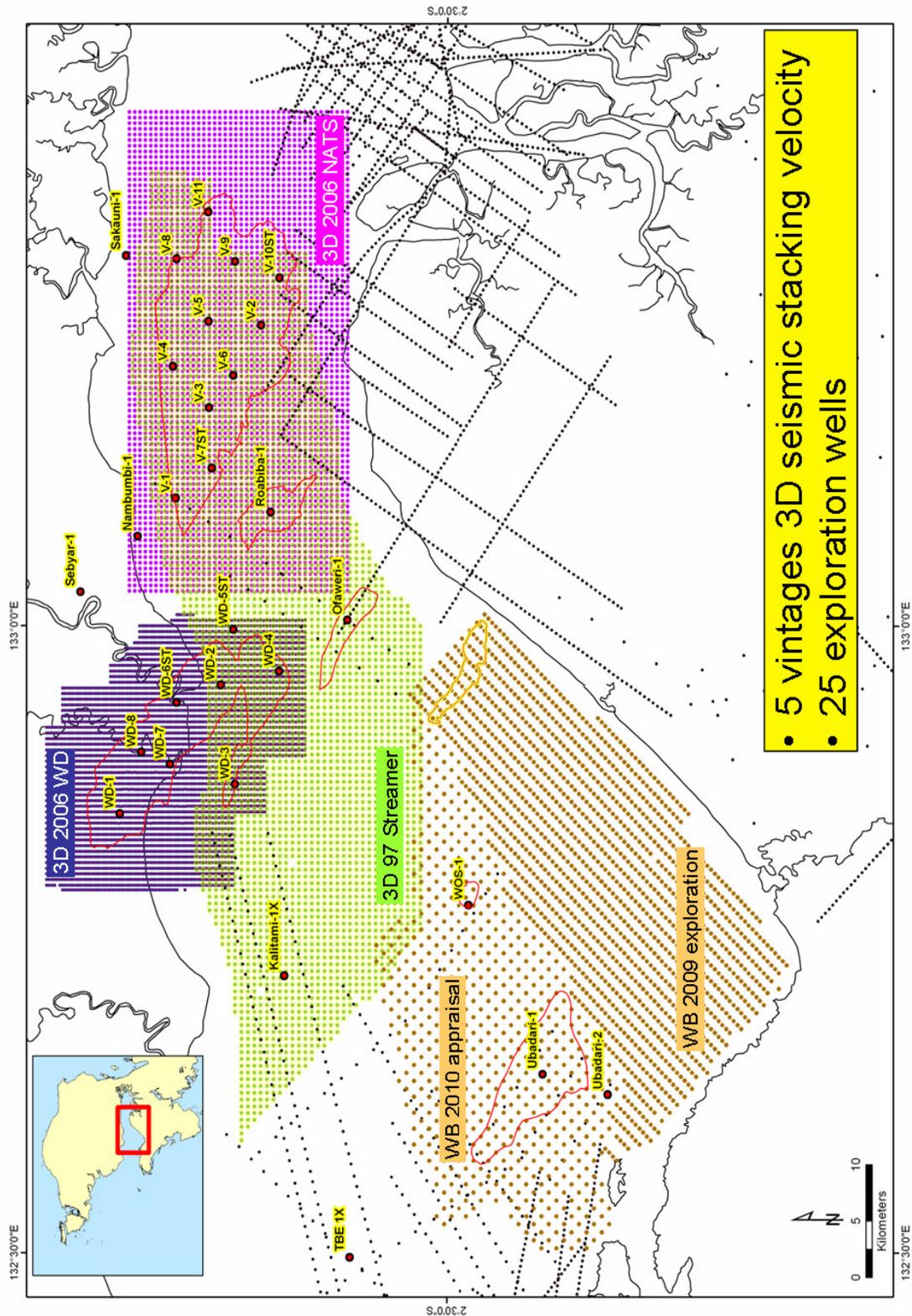
#### **4.1 PERSIAPAN DATA**

Data yang digunakan dalam penelitian ini sebagaimana ditunjukkan pada gambar 4.1 adalah sebagai berikut:

1. Data sumur terdiri dari log posisi (survei), marker (*pick*) sumur, log sonic dan checkshot
2. Horizon seismik
3. Kecepatan seismik yaitu kecepatan migrasi (*migration velocity*) dari 4 seismic survei seismik.

Karena kecepatan seismik berasal dari beberapa survei seismik, maka data kecepatan seismik akan dimerging terlebih dahulu sehingga diperoleh satu volume kecepatan gabungan sebelum digunakan dalam pengolahan data. Selanjutnya akan dijelaskan detail persiapan data.





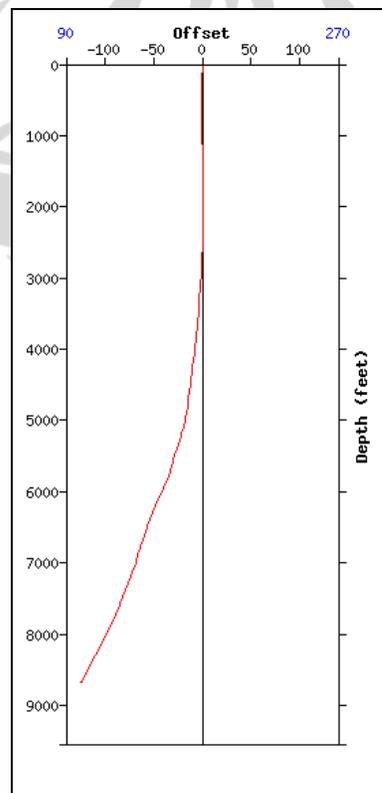
Gambar 4.1 Data yang Dipakai Pada Daerah Penelitian

Universitas Indonesia

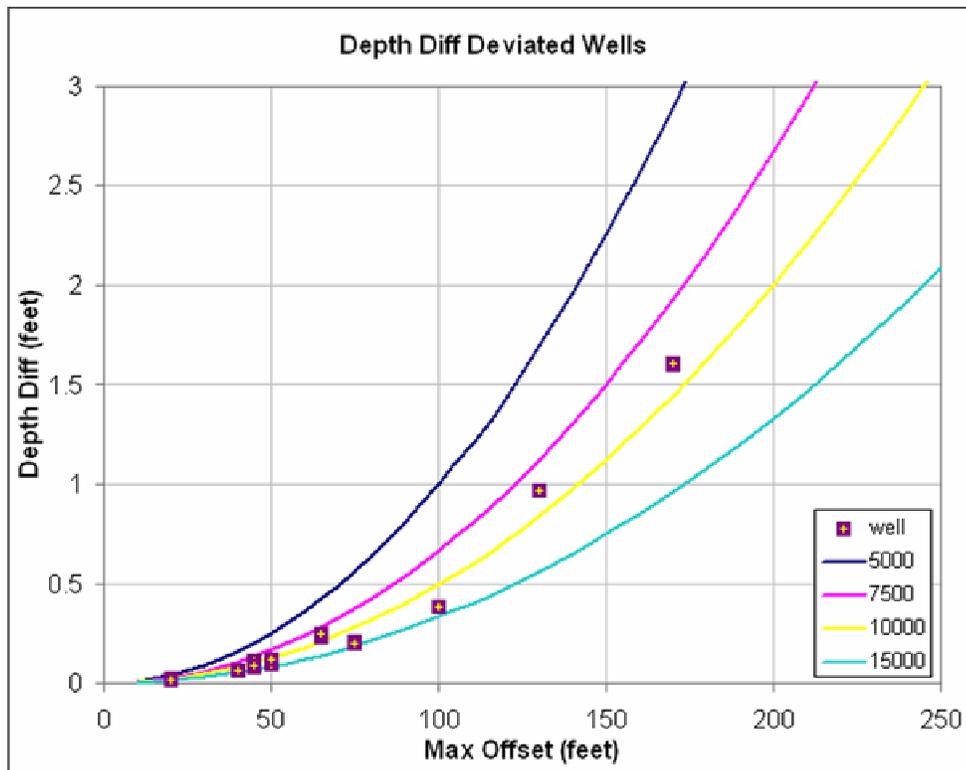
### 4.1.1 Data Sumur

#### Log Posisi

Penelitian ini menggunakan 25 sumur eksplorasi dan appraisal. Semua sumur ini adalah sumur vertikal dan sumur deviasi. Gambar 4.2 menunjukkan log posisi dari sumur Ubadari-1 sebagai salah satu well deviasi. Walaupun sumur ini adalah sumur deviasi tapi bisa dilihat bahwa offset (dalam feet) memiliki nilai yang kecil jika dibandingkan dengan kedalaman. Dengan demikian sumur deviasi ini akan mendekati sumur vertikal karena offset yang sangat kecil tersebut. Gambar 4.3 memberikan gambaran tentang semua sumur deviasi yang digunakan dalam penelitian ini. Grafik ini menunjukkan offset maksimum terhadap perbedaan kedalaman TVD (*True Vertical Depth*) dengan MD (*Measured Depth*). Dapat dilihat bahwa untuk sumur-sumur deviasi ini, beda kedalaman masih sangat kecil yaitu dibawah 2 feet. Hal ini penting karena konversi kedalaman yang menggunakan kecepatan checkshot maupun kecepatan seismik adalah dalam TVDSS (TVD *Subsea*/TVD dengan datum *sea level*) sementara marker sumur diinput ke dalam software dalam MD (*Measured Depth*).



Gambar 4.2 Log Posisi Sumur Ubadari-1 menunjukkan offset terhadap depth



Gambar 4.3 Offset Maksimum dan Beda Kedalaman dari Sumur Deviasi

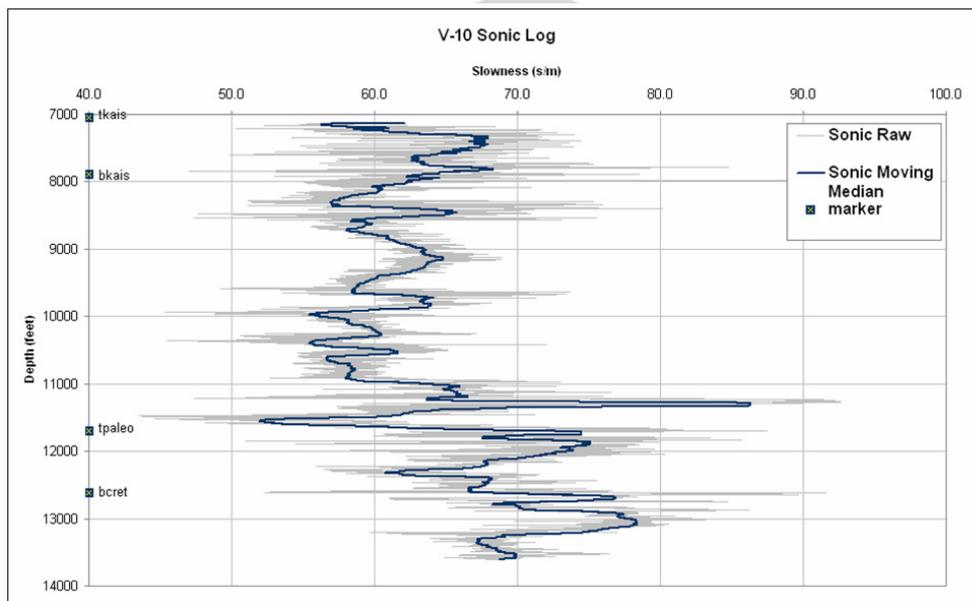
### Marker Sumur

Marker sumur untuk seluruh sumur yang digunakan dalam penelitian ini diimport dari database Openworks. Marker sumur ini adalah hasil interpretasi baik dari tim Eksplorasi maupun tim Development Tangguh. Tiga marker sumur yang digunakan dalam penelitian ini adalah: Top Kais, Top Paleocene dan Base Cretaceous. Hal yang mendasari pemilihan marker ini adalah ketiga marker ini diperkirakan sebagai batas interval-interval geologi yang mempengaruhi distribusi kecepatan di daerah penelitian. Selain itu marker sumur diatas adalah juga marker seismik yang dikenal secara regional. Untuk penjelasan mengenai marker seismik adakan dijelaskan di bawah.

### Log Sonic

Ada beberapa faktor yang mempengaruhi kualitas log sonic. Faktor yang pertama adalah kondisi lubang bor. Sebagaimana telah dijelaskan pada bab 2 tentang geologi daerah penelitian, litologi formasi Faumai adalah batuan karbonat

yang banyak mengalami karstifikasi. Pada formasi ini sering dialami *lost circulation* pada saat pengeboran maupun kondisi lubang bor yang tidak baik. Akibatnya pada beberapa sumur, kualitas log sonic pada formasi Faumai sangat buruk. Faktor yang kedua adalah kesalahan pembacaan karena *cycle skipping*. Kesalahan pembacaan ini dijumpai pada log sonic sebagai nilai log sonic yang sangat tinggi. Gambar 4.4 menunjukkan salah satu contoh log sonic dari sumur dengan kondisi lubang bor yang cukup baik. Namun dapat dilihat bahwa tetap dapat dijumpai dampak dari *cycle skipping*.



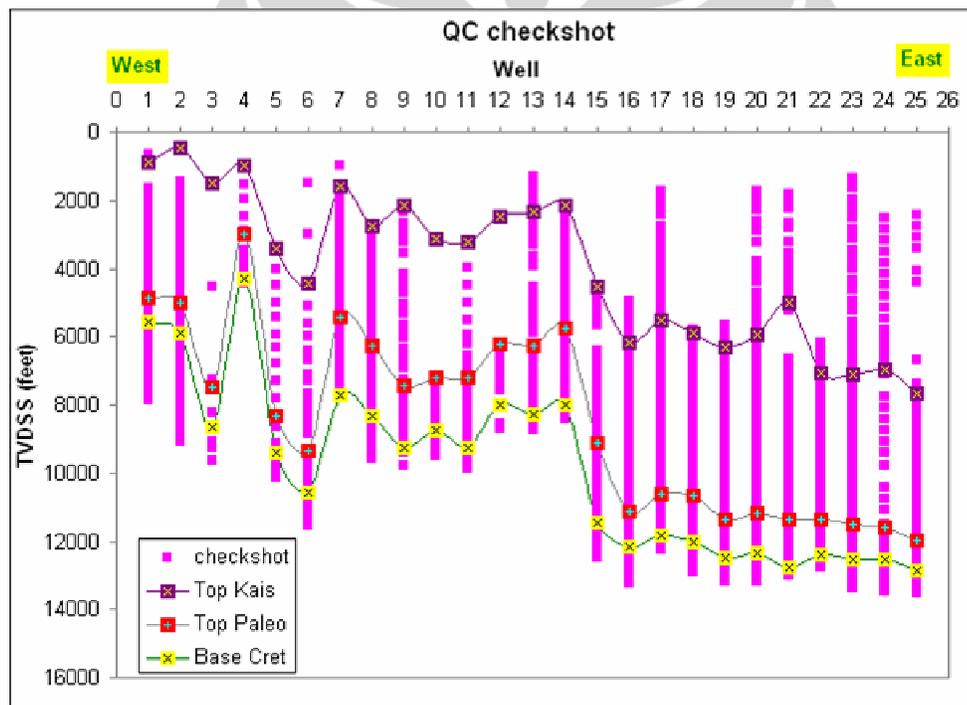
Gambar 4.4 Sonic Interval Transit Time ( $\Delta t$ ) Raw vs Smoothing Median

Untuk itu dilakukan proses smoothing terhadap log sonic dengan menggunakan Moving Median Window (besaran window yang digunakan adalah 100 point). Hasil dari proses smoothing bisa dilihat pada gambar 4.4 bahwa proses smoothing tetap mempertahankan *trend* geologi namun mengurangi efek *cycle skipping*. Hasil dari proses smoothing ini akan digunakan untuk melakukan QC (*Quality Control*) terhadap data checkshot.

### Checkshot

QC (*Quality Control*) pertama yang akan dilakukan terhadap data checkshot adalah dengan cara memplot data checkshot terhadap marker sumur. Gambar 4.5 menunjukkan data checkshot dan marker sumur yang digunakan

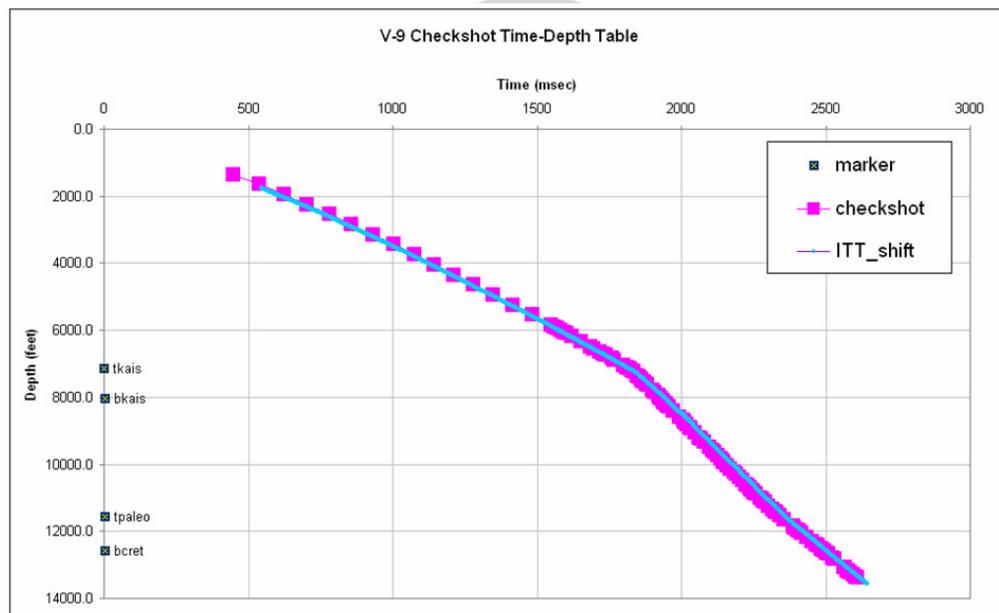
dalam penelitian ini. Gambar ini dapat dilihat sebagai penampang dari Barat (sumur 1 adalah Ubadari-1) ke Timur (sumur 25 adalah sumur V-11). Terlihat bahwa tidak semua sumur memiliki checkshot yang dimulai dari interval di atas Top Kais. Hal ini akan menentukan metode kalibrasi yang akan digunakan untuk interval di atas Top Kais sebagaimana akan dijelaskan kemudian. Gambar 4.5 juga sangat membantu ketika melakukan pembuatan *synthetic seismogram*. Pada sumur dengan titik checkshot lebih dalam dari Top Kais, maka pada saat melakukan *well-seismic-tie*, Top Kais akan sulit untuk *tie* dengan sumur. Namun ini tidak menjadi masalah karena Top Kais adalah marker seismik regional yang sangat jelas.



Gambar 4.5 Data Checkshot dan Marker Sumur

QC kedua dilakukan dengan cara memplot data checkshot terhadap Integrated Travel Time (ITT) dari log sonic dalam domain waktu-kedalaman (*time-depth*) sebagaimana yang ditunjukkan oleh gambar 4.6. Gambar ini menunjukkan sumbu-x sebagai waktu dan sumbu-y sebagai kedalaman. Proses editing dilakukan terhadap checkshot ketika suatu titik checkshot berada jauh dari trend log sonic. Proses edit ini dapat dilakukan dengan cara mengeliminasi titik

checkshot tersebut. Hal ini tidak akan mempengaruhi kecepatan checkshot pada saat ditampilkan dalam domain kecepatan karena pengukuran checkshot pada dasarnya adalah pengukuran kecepatan rerata. Dari QC kedua ini ditemukan bahwa semua checkshot di daerah penelitian dapat digunakan karena dalam kondisi yang baik. Perbedaan yang terlihat antara log sonic dengan checkshot adalah akibat dari dispersi karena perbedaan frekuensi (*frequency dispersion*). Untuk mengatasi ini akan dilakukan koreksi *drift* pada saat melakukan proses *well-seismic-tie*.

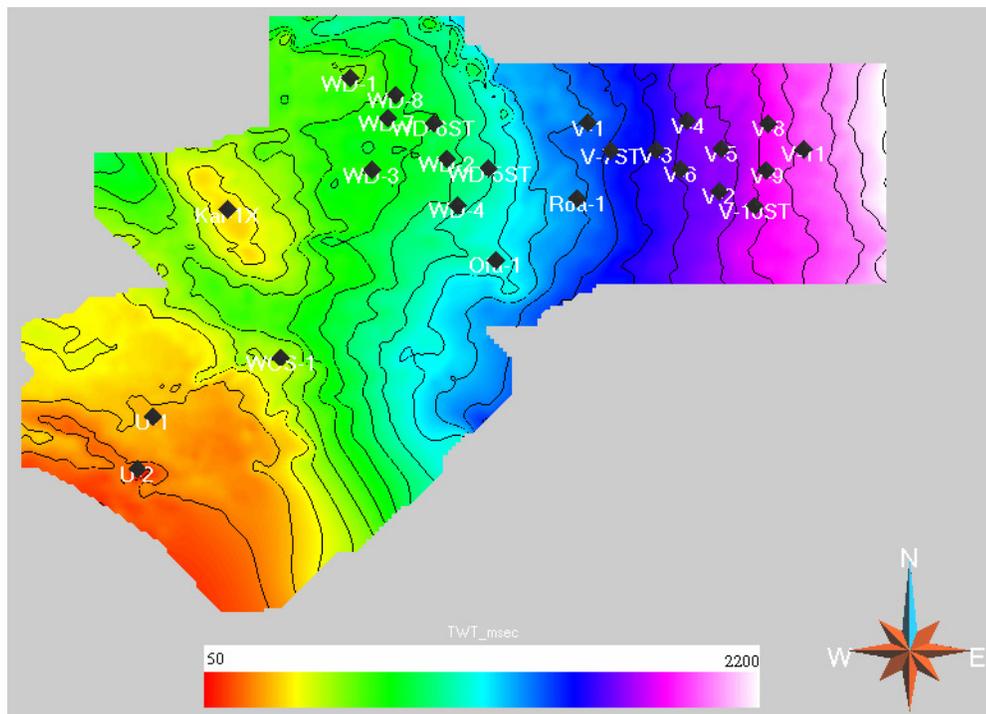


Gambar 4.6 Plot Checkshot dan ITT Sonic V-9 Dalam Domain Waktu-Kedalaman

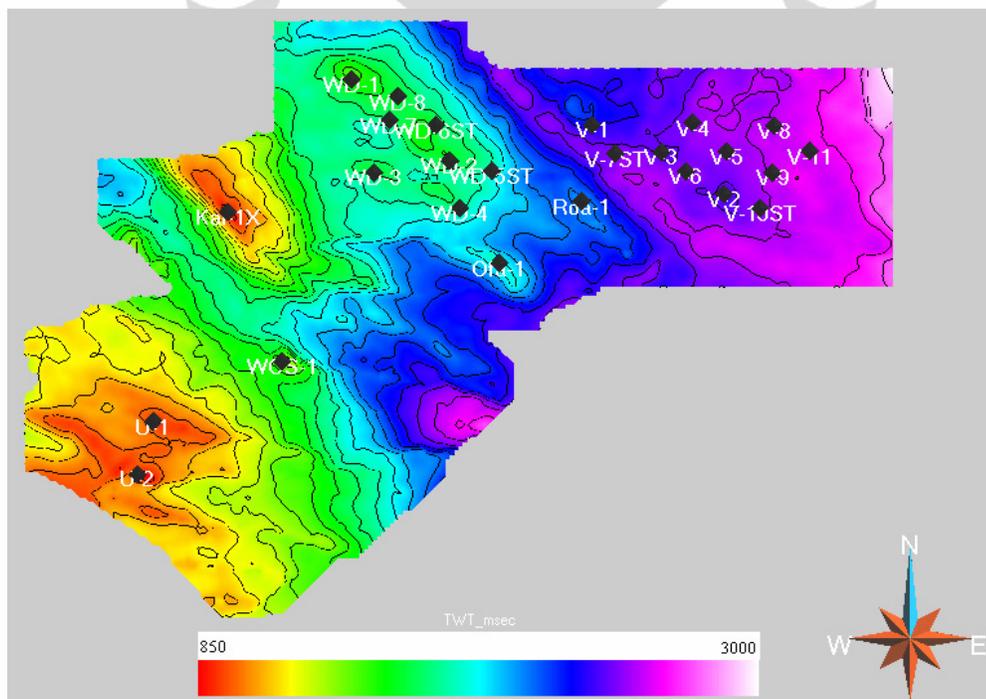
#### 4.1.2 Horizon Seismik

Horizon seismik yang diinterpretasi untuk dipakai sebagai input data untuk penelitian ini adalah Top Kais dan Base Cretaceous. Alasan pemilihan kedua horizon ini yang pertama adalah kedua marker seismik ini dapat ditelusuri secara regional. Sementara alasan yang kedua di dasarkan pada pembahasan di bab 2 yaitu geologi daerah penelitian. Pada bab tersebut telah ditunjukkan bahwa Top Kais Miosen adalah awal pembentukan basin Bintuni dimana diendapkan sedimen umur Plio-Pleistosen. Sementara Base Cretaceous dipilih karena horizon ini merupakan aproksimasi top reservoir pada daerah Vorwata dan Wiriagar.

Berikut adalah peta struktur waktu (*time structure map*) dari kedua horizon Top Kais dan Base Cretaceous.



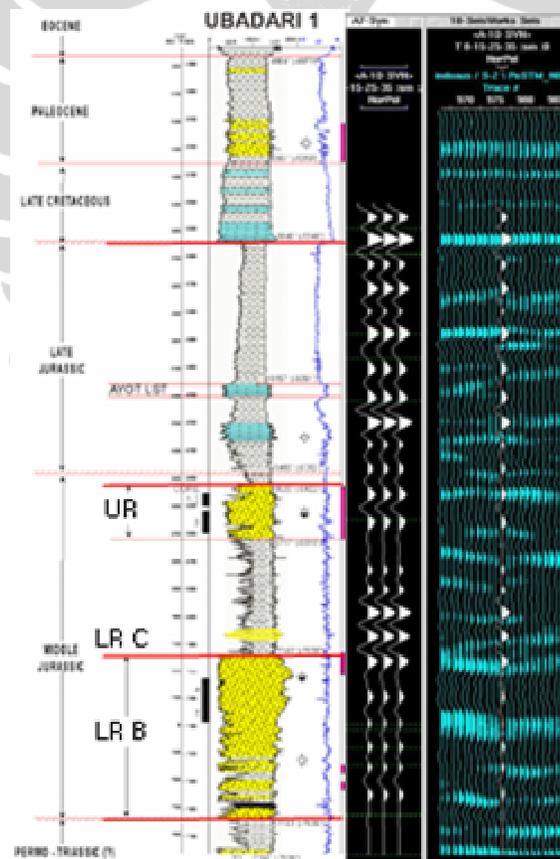
Gambar 4.7 Peta Struktur Waktu Top Kais



Gambar 4.8 Peta Struktur Waktu Base Cretaceous

Proses *well-seismic-tie* dilakukan dengan menggunakan software Syntool (Landmark). Gambar 4.9 adalah hasil *synthetic seismogram* yang dibuat untuk sumur Ubadari-1. Top Kais ditandai sebagai puncak (*peak*) pada data seismik karena merupakan batas antara sedimen klastik umur Pliosen dengan batuan karbonat umur Miosen. Sementara Base Cretaceous adalah lembah (*trough*) karena merupakan batas antara litologi karbonatan umur Cretaceous dengan litologi shale umur Jurassic Akhir.

Pada saat pembuatan *synthetic seismogram* inilah proses kalibrasi checkshot terhadap log sonic dilakukan. Telah dilihat pada gambar 4.6 di atas bahwa ada perbedaan antara checkshot dengan log sonic yang disebabkan oleh dispersi karena perbedaan frekuensi. Pada software Syntool tersedia modul untuk melakukan koreksi checkshot dengan menggunakan kurva drift dari perbedaan log sonic dengan checkshot.



Gambar 4.9 *Seismic Well Tie* Sumur Ubadari-1

### 4.1.3 Data Kecepatan seismik

Kecepatan seismik yang digunakan dalam penelitian ini menggunakan kecepatan migrasi (*migration velocity*) dari proses pengolahan data seismik secara PSTM (*Pre Stack Migration*). Sebagaimana ditunjukkan pada gambar 4.1, kecepatan seismik ini berasal dari beberapa survei seismik 3D. Untuk digunakan dalam pemodelan kecepatan subregional maka yang harus dilakukan adalah menggabungkan semua data tersebut menjadi sebuah volume kecepatan. Di bawah ini akan dijelaskan format data yang diinput ke software GOCAD dan kemudian akan dijelaskan proses penggabungan data seismik yang telah dilakukan.

#### QC Kecepatan Seismik

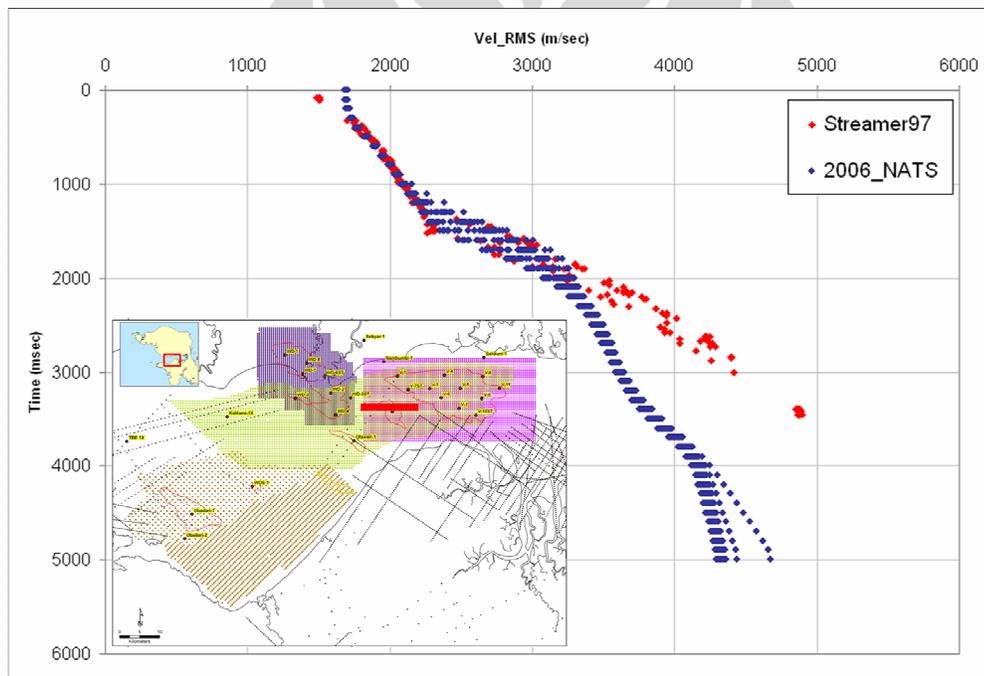
Kecepatan seismik yang diterima dari tim prosesing data adalah dalam format waktu-kecepatan (*time-velocity*). Maka pemodelan kecepatan seismik juga akan dilakukan dalam domain ini. Tabel 4.1 di bawah ini memberikan detail parameter dari berbagai data seismik yang digunakan. Dari tabel ini dapat dilihat bahwa NATS adalah reprosesing pada tahun 2006 dengan input seismik dari survei streamer dan OBC (*Ocean Bottom Cable*). Dengan pertimbangan ini maka dalam proses merging, NATS akan digunakan sebagai volume referensi.

Tabel 4.1 Penjelasan Akuisisi dan Prosesing Data Seismik

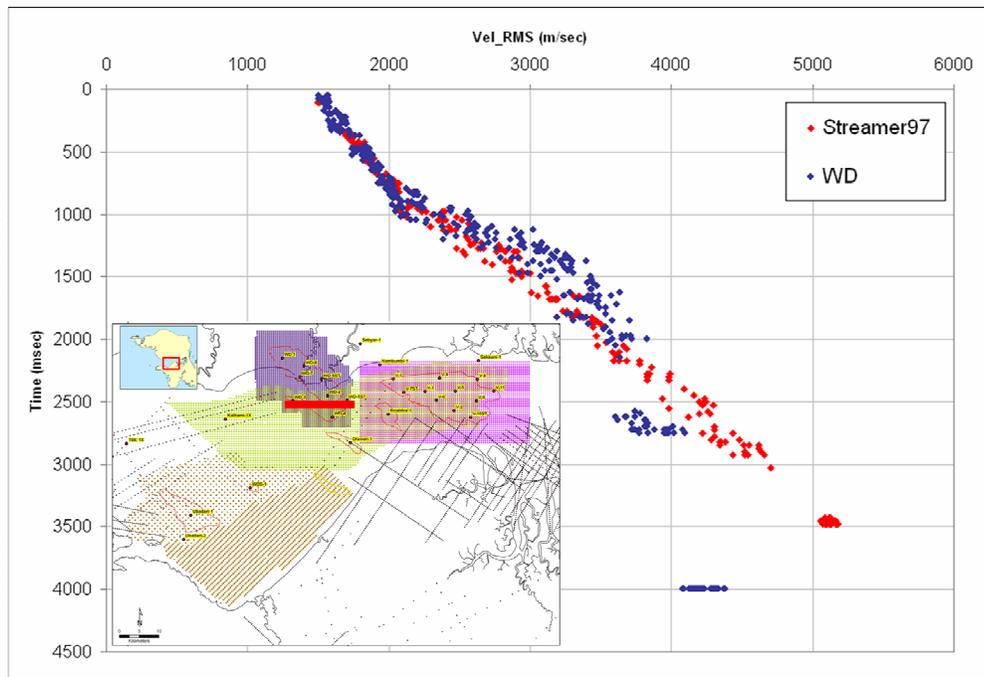
	NATS	Streamer97	WD	WABILX
<b>Tipe Survei</b>	Streamer+OBC	Streamer	Streamer	OBC
<b>Tahun akuisisi</b>	Repro 2006	1997	1997	2009/2010
<b>Tipe Prosesing</b>	KPSTM	KPSTM	KPSTM	KPSTM
<b>Spasi grid kecepatan</b>	500x500	500x500	500x500	500x500

Sebelum dilakukan merging antara beberapa kecepatan seismik, pertama-tama dilakukan QC dengan cara membandingkan kecepatan tiap survei seismik. Gambar 4.10 menunjukkan perbandingan kecepatan survei Streamer97 dengan survei NATS. Garis merah pada peta insert adalah daerah overlap kedua survei ini. Dapat dilihat kecepatan Streamer97 lebih cepat daripada kecepatan NATS pada interval yang lebih dalam. Sementara gambar 4.11 menunjukkan

perbandingan antara survei Streamer97 dengan survei WD. Kembali dapat dilihat bahwa kecepatan Streamer97 (merah) juga lebih cepat daripada kecepatan WD (biru) pada interval yang semakin dalam. Perbedaan trend dari survei Streamer 97 kemungkinan dikarenakan objektif dari pemrosesan data Streamer97 adalah untuk menghilangkan efek multiple. Kemungkinan yang lain adalah karena survei Streamer97 adalah survei seismik 3D pertama sehingga kontraktor belum mengetahui distribusi kecepatan bawah permukaan di daerah ini. Berdasarkan inilah maka diputuskan survei NATS sebagai referensi dalam melakukan penggabungan (*merging*) kecepatan seismik.



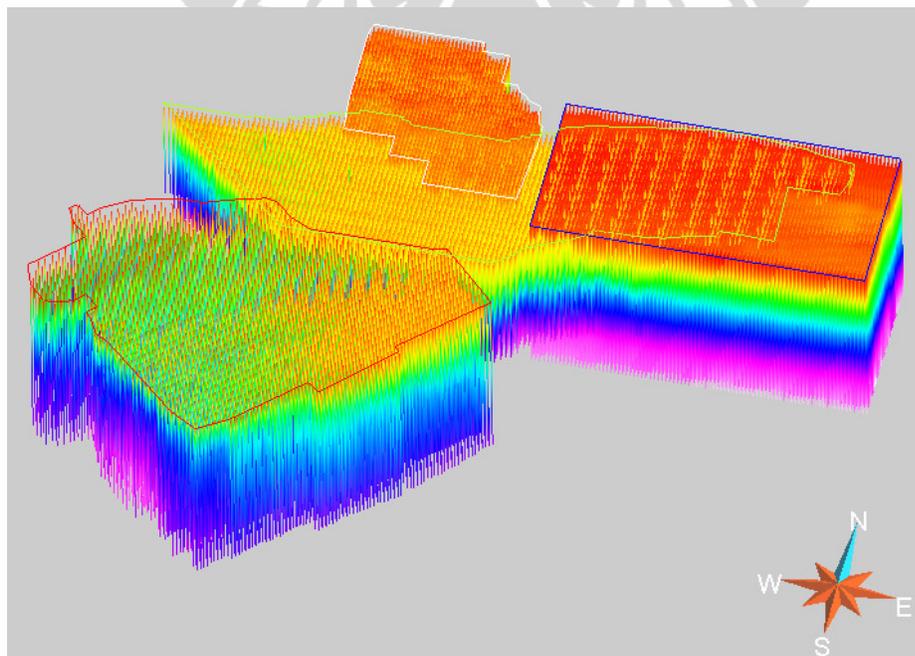
Gambar 4.10 Perbandingan Kecepatan NATS dengan Streamer97



Gambar 4.11 Perbandingan Kecepatan NATS dengan Streamer97

### Input Kecepatan Seismik ke Software GOCAD

Semua kecepatan seismik ini kemudian diinput ke software GOCAD dalam domain waktu-kecepatan (gambar 4.12) kemudian dibuat dalam bentuk voxet/*volume cell* dengan ukuran sel sebesar 500m x 500m.



Gambar 4.12 Kecepatan Seismik Diinput ke GOCAD

Universitas Indonesia

Proses smoothing diperlukan karena kecepatan seismik ini masih menunjukkan *footprint* dari prosesing data seismik. *Footprint* ini dapat terlihat ketika dilakukan irisan waktu (*time slice*) terhadap voxet. Arah footprint biasanya pada arah *InLine* karena proses analisis kecepatan (*velocity analysis*) dilakukan pada arah ini. Untuk itu smoothing dilakukan dengan menggunakan *Moving Median Boxcar* (filter median dalam 3D) dengan ukuran sebagaimana ditunjukkan pada tabel 4.2. Ukuran filter ini adalah ukuran optimal yang dipilih dengan cara *trial-error* agar ditemukan ukuran filter yang tidak *oversmoothing* baik secara vertikal maupun horizontal. QC yang dilakukan setelah proses smoothing adalah dengan membandingkan kecepatan seismik dengan kecepatan checkshot pada beberapa sumur. Hasil smoothing menunjukkan resolusi vertikal dari kecepatan seismik masih tetap dipertahankan.

Tabel 4.2 Besaran Boxcar

Survei Seismik	Ukuran Boxcar
NATS	2x2x1
Streamer97	2x4x1
WD	2x2x1
WBILX	2x2x1

### Merging Kecepatan Seismik

Setelah proses smoothing maka langkah selanjutnya adalah melakukan merging kecepatan seismik. Merging kecepatan dilakukan secara bertahap, yang pertama adalah merging antara survei Streamer97 dengan survei NATS. Setelah itu akan dimerging dengan survei WD. Dan yang terakhir adalah merging dengan survei WBAILX.

Sebagaimana telah dilihat pada gambar 4.10 dan 4.11 di atas, ada perbedaan trend antara survei Streamer97 dengan survei NATS dan WD. Untuk itu proses merging akan dilakukan dengan cara mengkalibrasi kecepatan Streamer97 agar memiliki trend yang sama dengan survei NATS. Cara yang digunakan adalah mencari area yang overlapping antara kedua survei ini kemudian menghitung faktor kalibrasi CF sebagai berikut:

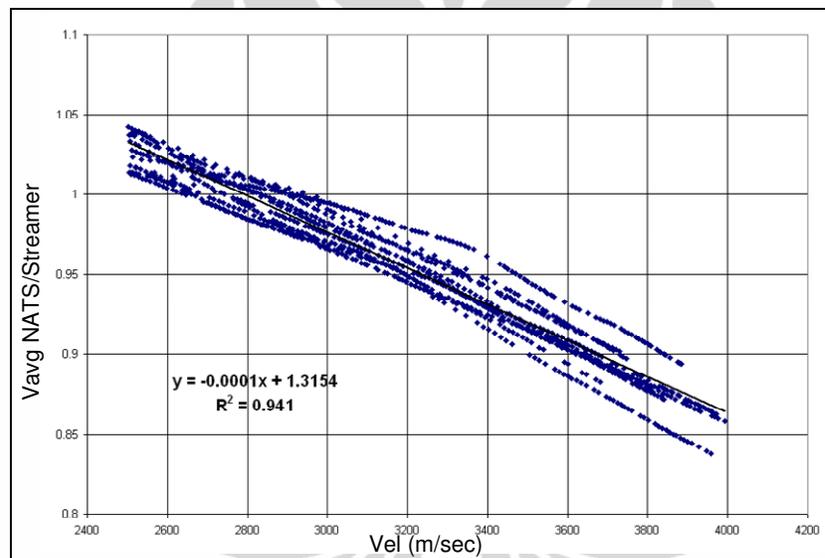
$$CF = \text{Kecepatan reference/kecepatan sekunder} \quad (4.1)$$

Untuk proses merging kecepatan Streamer97 dengan kecepatan NATS, maka kecepatan referensi adalah kecepatan NATS dan kecepatan sekunder adalah kecepatan Streamer97. Faktor kalibrasi CF untuk Streamer97 ditunjukkan pada gambar 4.13. Maka fungsi faktor kalibrasi CF yang dicari dengan regresi linear adalah:

$$CF = -0.0001 * \text{kecepatan Streamer97} + 1.3154 \quad (4.2)$$

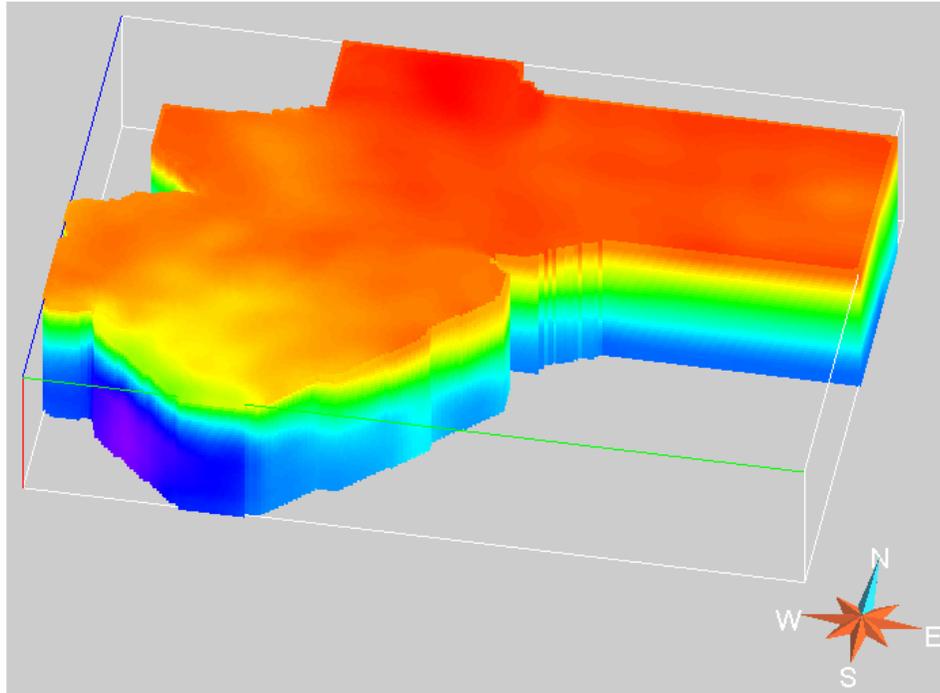
Fungsi ini kemudian diaplikasikan pada kecepatan Streamer97 sehingga diperoleh kecepatan yang terkalibrasi:

$$\text{Kecepatan Streamer terkalibrasi} = \text{Kecepatan Streamer97} * CF \quad (4.3)$$



Gambar 4.13 Faktor Kalibrasi Sebagai Fungsi Kecepatan Streamer97

Langkah yang sama kemudian dilakukan untuk merging kecepatan WD dan kecepatan dari survei WBAILX. Ternyata setelah proses kalibrasi terhadap survei NATS, kecepatan dari survei Streamer97 sudah mendekati kecepatan WD maupun kecepatan WBAILX. Ini menunjukkan bahwa proses merging Streamer97 dengan NATS sudah dilakukan dengan benar. Hasil proses merging ditunjukkan pada gambar 4.14 di bawah.



Gambar 4.14 Hasil Proses Merging Kecepatan Seismik 3D



## 4.2 PENGOLAHAN DATA

Sub-bab ini akan membahas pengolahan data secara detil dan langsung disertai dengan pembahasannya. Penulis perlu mengingatkan kembali akan definisi yang digunakan dalam bab ini yaitu **pemodelan kecepatan** dan **konversi kedalaman** sebagaimana didefinisikan oleh Etris et al (2001). Pemodelan kecepatan adalah proses membangun model kecepatan sesungguhnya (*true velocity*) berdasarkan pengetahuan tentang kecepatan daerah tersebut dari data sumur maupun data seismik. Sementara konversi kedalaman adalah melakukan konversi dari waktu (*time*) ke kedalaman (*depth*) tanpa melakukan pemodelan kecepatan.

Sub-bab ini akan dimulai dengan analisis terhadap faktor geologi yang mempengaruhi kecepatan di daerah penelitian. Analisis kecepatan ini yang akan mendasari metode yang digunakan dalam pemodelan kecepatan dan konversi kedalaman. Setelah itu akan ditunjukkan pemodelan variogram dan kemudian metode pemodelan kecepatan dan konversi kedalaman. Urutan sub-bab ini adalah:

- Analisis Kecepatan Rerata  $V_{avg}$  Daerah Penelitian
- Analisis Variogram
- Pemodelan Kecepatan 3D
- Konversi kedalaman 2D

### 4.2.1 Analisis Kecepatan Rerata $V_{avg}$ Daerah Penelitian

Analisis kecepatan dilakukan dengan cara membandingkan kecepatan rerata seismik  $^{seis}V_{avg}$  dengan kecepatan rerata checkshot  $^{chk}V_{avg}$ . Namun sebelumnya ada beberapa hal yang perlu diingat tentang perbedaan kecepatan seismik dengan kecepatan checkshot, yaitu:

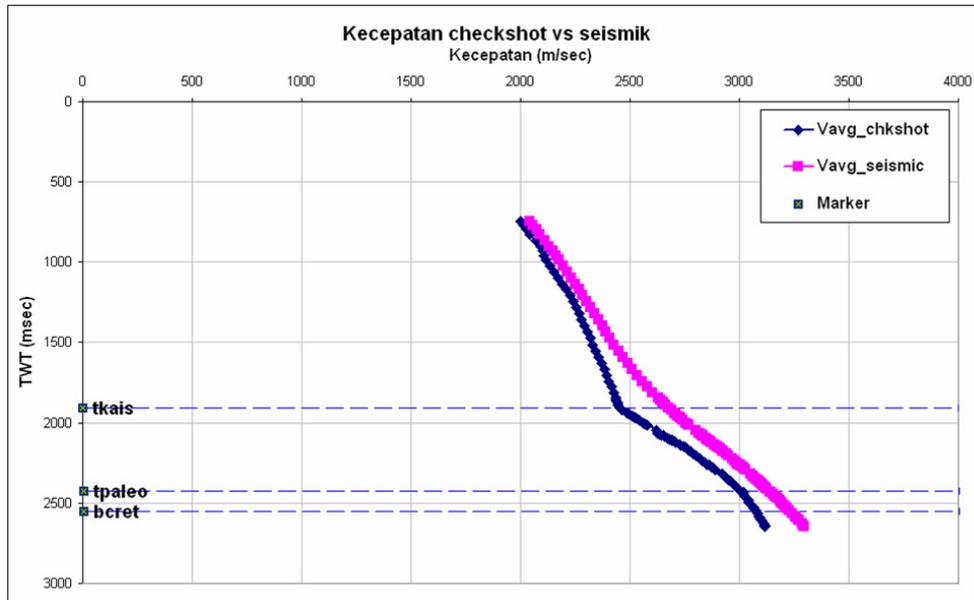
- a. Efek anisotropi kecepatan: kecepatan seismik akan lebih sensitif terhadap batuan yang memiliki sifat anisotropi kecepatan dibanding dengan kecepatan checkshot. Hal ini karena kecepatan seismik memiliki elemen horizontal pada jalur energi/energy travel path (Reilly, 1993). Sementara pada checkshot offset nol (*zero offset*), energi gelombang menjalar dengan elemen vertikal.

- b. Kecepatan checkshot adalah hasil pengukuran langsung (*direct measurement*) berdasarkan waktu tempuh langsung (*direct arrival travel time*) dengan jarak tempuh (*distance*). Sedangkan kecepatan seismik adalah hasil pengukuran tidak langsung (*non direct measurement*) berdasarkan waktu tempuh dua-arah (*TWT/Two Way Time*) dengan offset. Maka dapat dikatakan bahwa kecepatan seismik adalah kecepatan semu (*apparent velocity*).
- c. Kecepatan seismik ditujukan untuk pencitraan/*imaging* sehingga harus dikalibrasi terlebih dahulu sebelum digunakan dalam konversi kedalaman (*depth conversion*).

Telah diketahui secara umum faktor-faktor yang mempengaruhi kecepatan gelombang akustik, diantaranya: tekanan pori (*pore pressure*), fluida pengisi pori, litologi dan lain-lain. Akan ditunjukkan dalam analisis kecepatan bahwa faktor geologi yang paling dominan mempengaruhi kecepatan di daerah penelitian ini adalah litologi. Sebagaimana ditunjukkan pada bab 2 bahwa sedimen umur Plio-Pleistosen dengan litologi shale menebal secara signifikan dari Barat ke Timur. Untuk itu akan dibandingkan kecepatan di sumur daerah Barat (Ubadari-1) dengan sumur daerah Timur (Vorwata-11) untuk melihat pengaruh litologi shale ini pada distribusi kecepatan.

#### **Kecepatan Rerata $V_{avg}$ Daerah Timur**

Gambar 4.15 menunjukkan kecepatan rerata checkshot  $^{chk}V_{avg}$  dan seismik  $^{seis}V_{avg}$  dalam domain waktu (*time*). Jika diamati kecepatan rerata dari checkshot maka setidaknya ada tiga layer kecepatan berdasarkan gradien kecepataannya. Gradien kecepatan rerata ini berhubungan dengan kecepatan interval  $V_{int}$ . Pada layer dengan kecepatan interval  $V_{int}$  yang besar maka gradien kecepatan rerata  $V_{avg}$  pun akan membesar.



Gambar 4.15 Kecepatan Rerata Checkshot dan Seismik Sumur Vorwata-11

Batas antara layer 1 dengan layer 2 dapat diketahui pasti adalah Top Kais. Ini adalah pengamatan regional karena Top Kais adalah batasan antara Limestone umur Miosen dengan sedimen klastik muda umur Plio-Pleistosen. Sementara untuk batas antara layer 2 dengan layer 3, penulis menduga ini adalah batas antara Faumai Limestone umur Eosen dengan sedimen klastik yang lebih tua umur Eosen/Paleosen. Namun di daerah penelitian ini horizon Base Faumai Limestone sulit didefinisikan baik dari data seismik maupun data sumur (Keho & Samsu, 2002) karena banyaknya karstifikasi di Faumai Limestone.

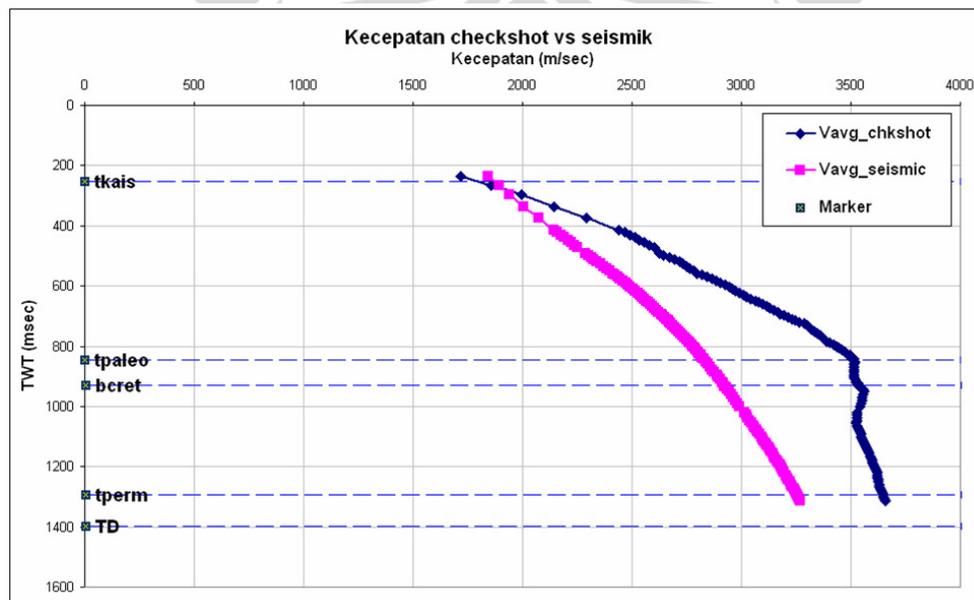
Pengamatan selanjutnya dari gambar 4.15 adalah trend dari kecepatan rerata seismik  $^{seis}V_{avg}$ . Terlihat bahwa kecepatan rerata seismik sudah mengikuti trend dari kecepatan rerata checkshot. Maka pemodelan kecepatan dapat dilakukan dengan cara mengaplikasikan faktor kalibrasi yang tepat terhadap kecepatan seismik agar mengikuti kecepatan checkshot. Akan ditunjukkan pada sub bab selanjutnya mengenai kalibrasi kecepatan seismik menggunakan kecepatan checkshot pada pemodelan kecepatan 3 dimensi.

Selain itu dari gambar 4.15 juga dapat diamati adanya kemungkinan efek anisotropi kecepatan yang dialami oleh kecepatan seismik pada layer 1 (di atas Top Kais). Hal ini terlihat dari kecepatan seismik yang semakin cepat dibanding

dengan kecepatan checkshot seiring dengan bertambahnya kedalaman,. Ini adalah salah satu indikasi adanya sifat anisotropi kecepatan dari batuan. Jika mengacu kepada pembahasan dari bab 2, litologi batuan pada layer 1 adalah shale endapan laut dalam dari Formasi Klasafet. Dan menurut beberapa publikasi (Banik, 1983; Bube, 2004), batuan klastik muda yang bersifat shale cenderung mempertahankan sifat anisotropinya setelah pengendapan. Maka pada tahap ini penulis mengasumsikan efek anisotropi terjadi pada layer 1 walaupun tidak dapat dibuktikan dengan pengukuran secara langsung (*direct measurement*) baik dari core, log Vp/Vs maupun walkaway checkshot. Namun pada bagian selanjutnya akan ditunjukkan bahwa efek anisotropi dapat dilihat dari pengukuran tidak langsung (*indirect measurement*) dengan menggunakan data regional.

### Kecepatan Rerata $V_{avg}$ Daerah Barat

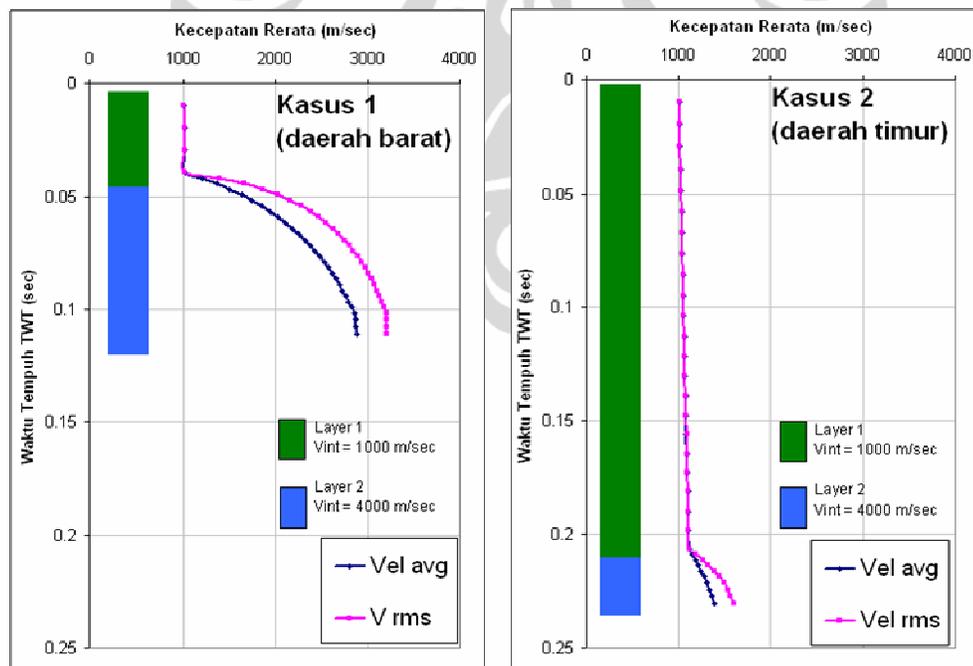
Kecepatan rerata  $V_{avg}$  di daerah Barat dari area penelitian ditunjukkan oleh sumur Ubadari-1 (gambar 4.16). Dengan membandingkan gambar 4.16 dengan gambar 4.15, dapat terlihat jelas bagaimana profil kecepatan daerah Barat sangat berbeda dengan daerah Timur. Kecepatan rerata checkshot di daerah ini meningkat secara drastis ketika memasuki layer 2.



Gambar 4.16 Kecepatan Rerata Checkshot dan Seismik Sumur Ubadari-1

Penulis mengasumsikan perbedaan ini disebabkan oleh karena beda ketebalan dari layer 1 di daerah Barat dengan daerah Timur. Sebagaimana telah dijelaskan bahwa daerah ini adalah sebuah *foreland basin* semenjak umur Miosen Akhir yang mengendapkan sedimen umur Plio-Pleistosen yang menebal ke arah Timur. Perbedaan ketebalan ini mencapai lebih dari 2000m, mulai dari 295m di sumur Ubadari-1 (daerah Barat) hingga mencapai 2439m di sumur Vorwata-11 di Timur daerah penelitian.

Untuk menunjukkan bagaimana ketebalan berpengaruh pada kecepatan rerata  $V_{avg}$  maka pada gambar 4.17 diberikan model sederhana dengan menggunakan *Microsoft Excel spreadsheet*. Kecepatan rerata dihitung dengan menggunakan persamaan 2.1 dan ditambah dengan efek pembebanan (*depth of burial*) sebesar 10% pada kecepatan interval di layer 1. Kasus 1 pada gambar 4.15 mengacu kepada daerah Barat dimana kecepatan rerata meningkat drastis ketika memasuki layer 2 sementara kasus 2 mengacu kepada daerah Timur. Peningkatan kecepatan rerata pada kasus 1 disebabkan karena kecepatan rerata didominasi oleh kecepatan interval layer 2 sementara pada kasus 2 adalah sebaliknya.



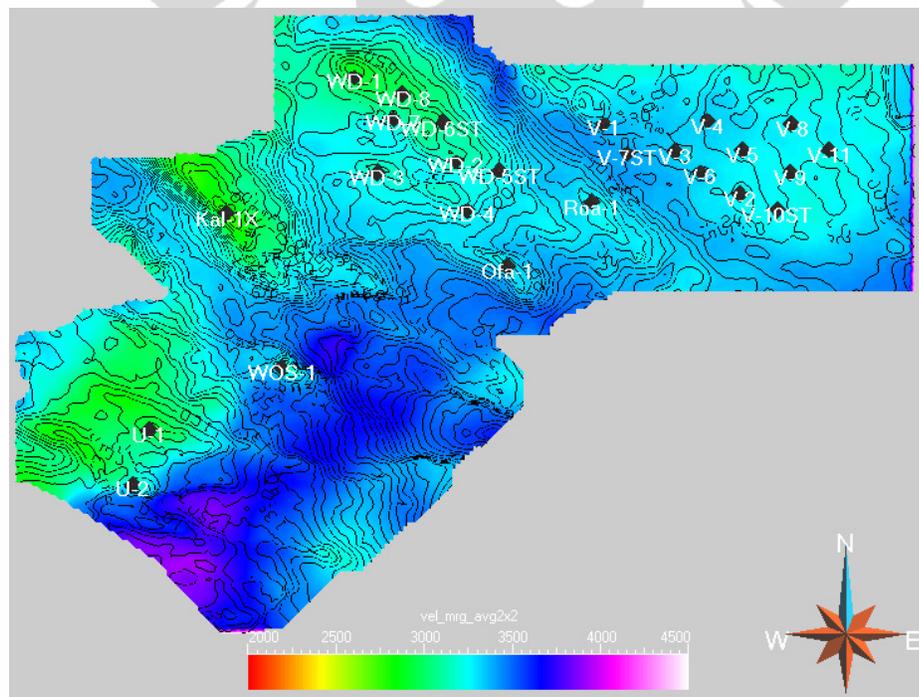
Gambar 4.17 Perbandingan Model Daerah Timur dan Daerah Barat

Observasi selanjutnya dari gambar 4.16 adalah ketika membandingkan kecepatan rerata seismik  $^{seis}V_{avg}$  dengan kecepatan rerata checkshot  $^{chk}V_{avg}$ . Kecepatan seismik di daerah Barat ini tidak dapat mendekati kecepatan checkshot, terbalik dengan daerah Timur dimana kecepatan seismik cenderung lebih cepat dari kecepatan checkshot. Penulis mengasumsikan pengamatan ini disebabkan keterbatasan kecepatan seismik yang adalah kecepatan untuk imaging ketika memasuki kontras kecepatan yang sangat besar. Kasus serupa ditunjukkan oleh Flores et. al. (2007) untuk reservoir karbonat dimana kecepatan seismik tidak dapat meningkat ketika memasuki karbonat umur Mesozoic.

### Distribusi Spasial dari Kecepatan Rerata Seismik

Di bagian sebelumnya telah ditunjukkan distribusi kecepatan rerata checkshot dan kecepatan rerata seismik secara vertikal. Pada bagian ini akan ditunjukkan distribusi spasial dari kecepatan rerata seismik.

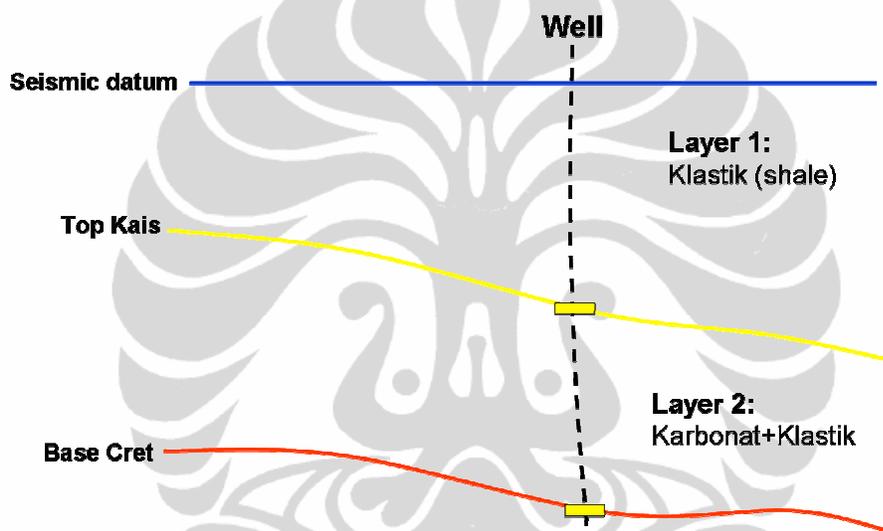
Gambar 4.18 menunjukkan distribusi spasial dari kecepatan rerata seismik. Terlihat bahwa kecepatan mengikuti struktur dan ini menjadi dasar dalam penggunaan horizon seismik sebagai parameter sekunder.



Gambar 4.18 Distribusi Spasial Kecepatan Seismik

## Model Geologi

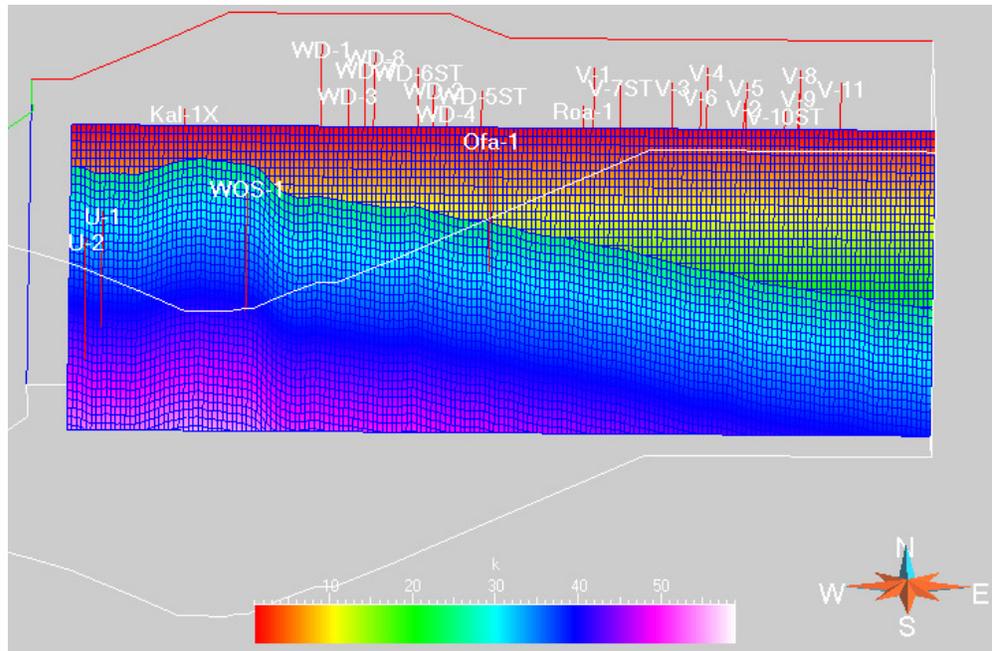
Berdasarkan analisis kecepatan yang telah dilakukan di atas maka diputuskan untuk membuat model geologi yang terdiri dari 2 layer (gambar 4.19). Pendekatan ini dianggap cukup baik karena pemodelan kecepatan yang akan dilakukan adalah pemodelan kecepatan rerata. Top Paleosen tidak digunakan sebagai batas (*interface*) dalam model geologi ini karena telah ditunjukkan bahwa kecepatan interval berubah pada Base Faunai karbonat. Namun horizon Base Faunai tidak diikutsertakan karena sulit untuk diinterpretasi dari data seismik maupun data sumur.



Gambar 4.19 Model Geologi yang Digunakan

Layer 1 dibatasi oleh SRD (Seismic Reference Datum) dengan horizon Top Kais. Batuan pada layer ini adalah formasi Klasafet dan Steenkol umur Plio-Pleistosen. Litologi dari formasi Klasafet adalah shale yang diendapkan pada lingkungan laut dalam. Sementara layer 2 dibatasi oleh horizon Top Kais dan Base Cretaceous. Layer ini terdiri dari beberapa formasi dengan litologi karbonat dan klastik.

Model geologi ini kemudian dibuat sebagai Sgrid (*Stratigraphic Grid*) dalam *software* GOCAD (gambar 4.20). Pelapisan di layer 1 dibuat onlap ke Top Kais karena mengikuti syn-sedimentasi pada saat pembentukan foreland basin. Sementara layer 2 dibuat konform dengan Top Kais.



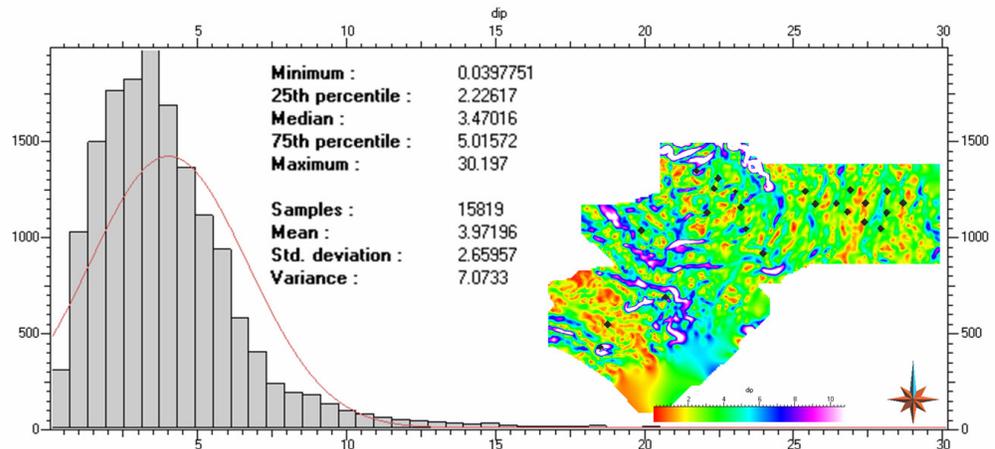
Gambar 4.20 Model Geologi pada *Software GOCAD*

#### 4.2.2 Analisis Variogram

Metode External Drift Kriging yang akan digunakan dalam pengolahan data akan menggunakan data seismik sebagai parameter sekunder. Data seismik dalam hal ini adalah peta struktur waktu (*time structure map*) akan digunakan untuk menuntun (*guide*) proses kriging. Di bawah ini akan ditunjukkan pemodelan variogram yang digunakan untuk horizon Top Kais dan Base Cretaceous.

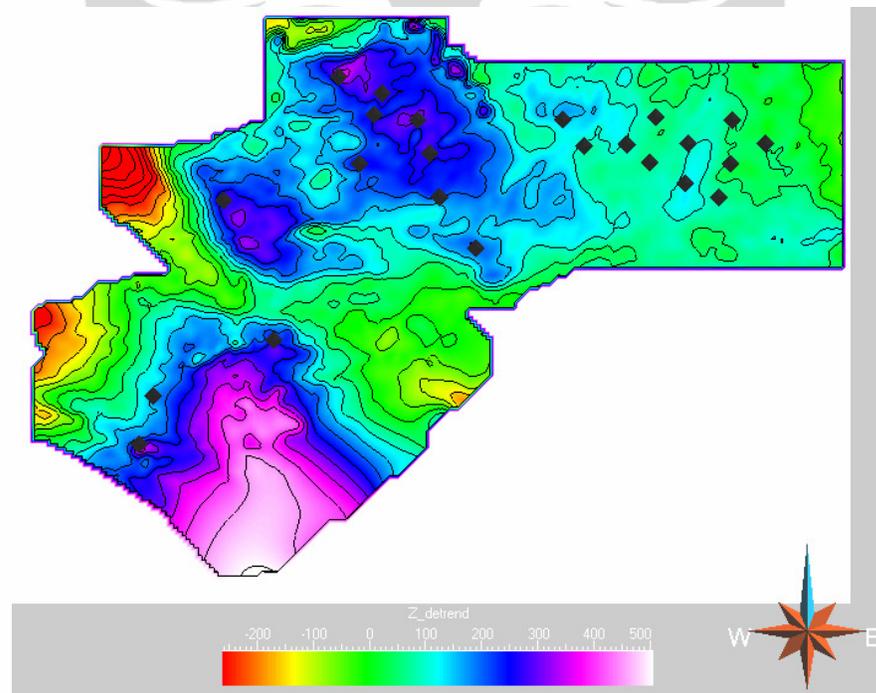
##### Variogram Horizon Top Kais

Horizon Top Kais memiliki dip regional sekitar 3.5 derajat (gambar 4.21). Untuk mengatasi sifat non-stasioner dari dip horizon Top Kais ini maka dilakukan detrending dip sebelum pemodelan variogram.

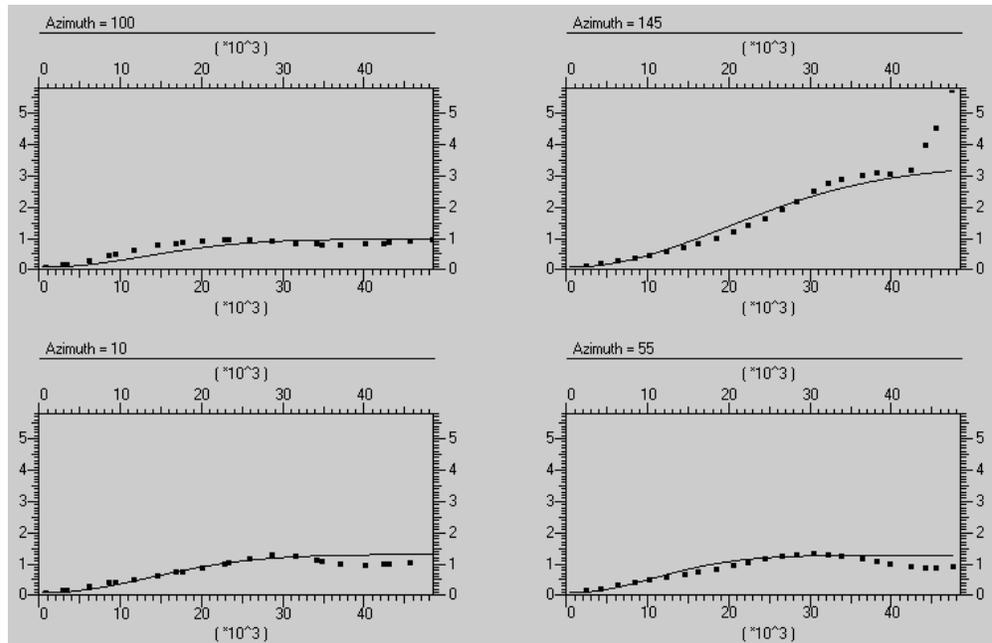


Gambar 4.21 Dip dari Horizon Top Kais

Hasil detrending dan pemodelan variogram untuk Top Kais ditunjukkan pada gambar 4.22 dan 4.23 di bawah. Pemodelan menunjukkan adanya anisotropi dengan arah 145 derajat dari utara.



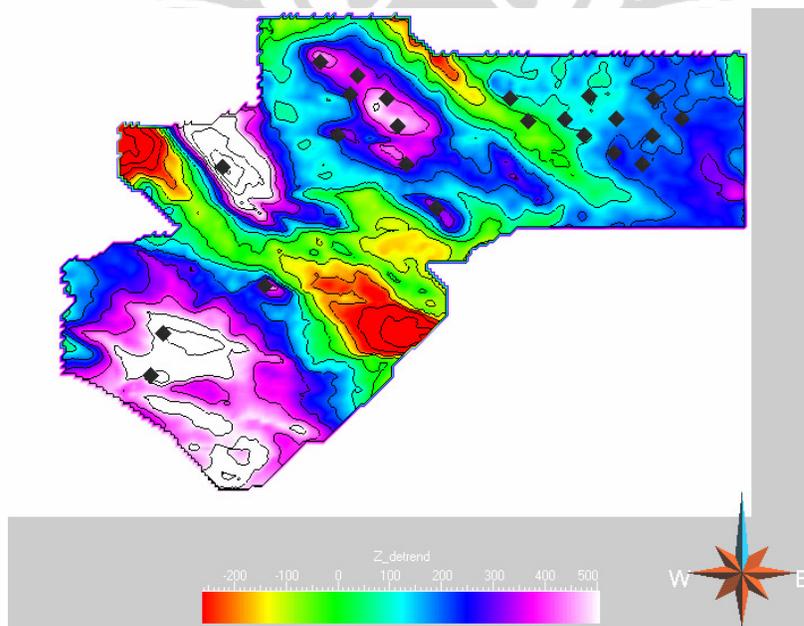
Gambar 4.22 Detrending dari Top Kais



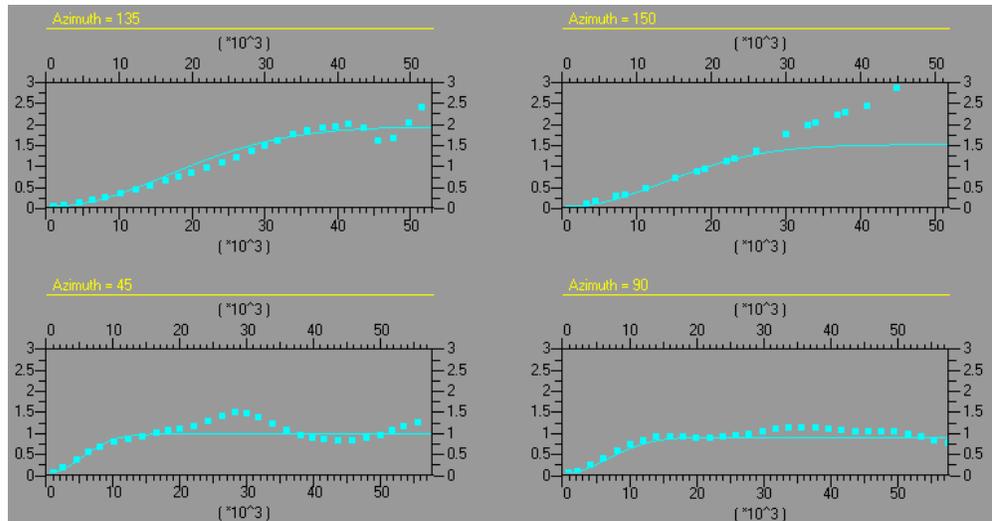
Gambar 4.23 Variogram Model dari Top Kais

### Variogram Horizon Top Kais

Detrending juga dilakukan untuk horizon Base Cretaceous (gambar 4.24). Terlihat adanya struktur antiklinorium arah Barat Laut. Pemodelan variogram dari horizon ini menunjukkan adanya anisotropi pada arah 135 derajat dari utara (gambar 4.25).



Gambar 4.24 Detrending dari Base Cretaceous



Gambar 4.25 Variogram Model dari Base Cretaceous

### 4.2.3 Pemodelan Kecepatan 3D

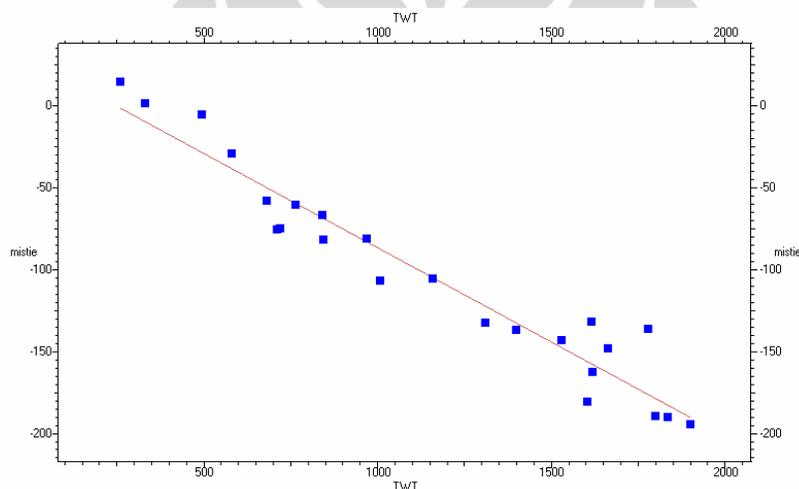
Pada sub-bab ini akan dijelaskan metode yang digunakan dalam melakukan pemodelan kecepatan. Pemodelan kecepatan dilakukan dengan cara melakukan kalibrasi kecepatan seismik terhadap kecepatan checkshot. Pada metode pertama, faktor kalibrasi akan diinterpolasi dengan menggunakan metode Simpel Interpolasi. Namun karena interpolasi tidak diguide dengan parameter geologi maka pada metode kedua akan digunakan sebuah fungsi faktor kalibrasi.

#### 4.2.3.1 Metode Kalibrasi Checkshot

Pemodelan kecepatan akan dilakukan secara bertahap, pertama akan dilakukan pemodelan untuk layer 1 kemudian diikuti dengan layer 2. Ini dimaksudkan agar setelah kalibrasi layer 1, kecepatan seismik pada layer 2 telah difilter dari efek anisotropi layer 1. Namun sebagaimana telah ditunjukkan (gambar 4.5), tidak semua sumur memiliki checkshot pada layer 1 sehingga metode Simpel Interpolasi tidak dapat dilakukan untuk layer 1 karena sampling yang sedikit pada bagian Barat. Maka untuk layer 1 akan digunakan marker sumur untuk melakukan kalibrasi pada layer 1.

### Pemodelan Kecepatan Layer 1 (SRD-Top Kais)

Untuk menghitung faktor kalibrasi pada layer 1, pertama-tama horizon Top Kais dikonversi dari waktu ke kedalaman dengan menggunakan kecepatan seismik yang belum dikalibrasi. Tentu saja horizon ini tidak akan tie dengan well sebagaimana ditunjukkan pada gambar 4.26. Terlihat bahwa mistie semakin besar seiring dengan kedalaman Top Kais (ketebalan interval Plio-Pleistosen). Atau dengan kata lain kecepatan seismik semakin cepat dibanding dengan chekshot seiring dengan kedalaman. Data regional inilah yang menguatkan asumsi penulis bahwa interval Plio-Pleistosen memiliki sifat anisotropi kecepatan yang mempengaruhi kecepatan seismik.

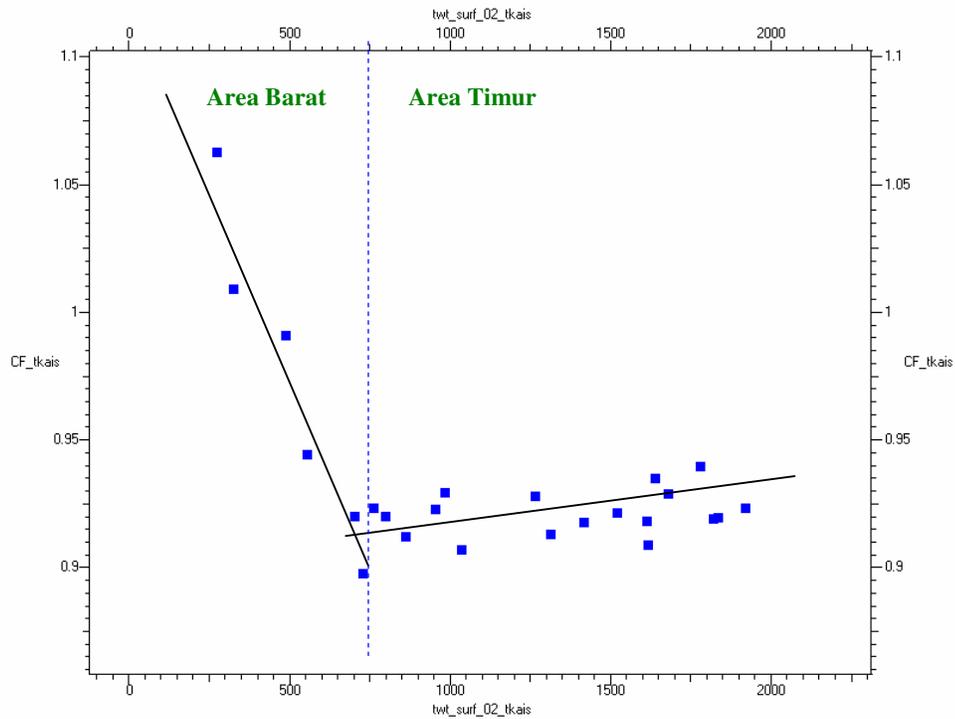


Gambar 4.26. Mistie Kedalaman Pre-kalibrasi vs TWT Top Kais

Selanjutnya faktor kalibrasi yang akan diaplikasikan pada kecepatan seismik dihitung dengan persamaan berikut:

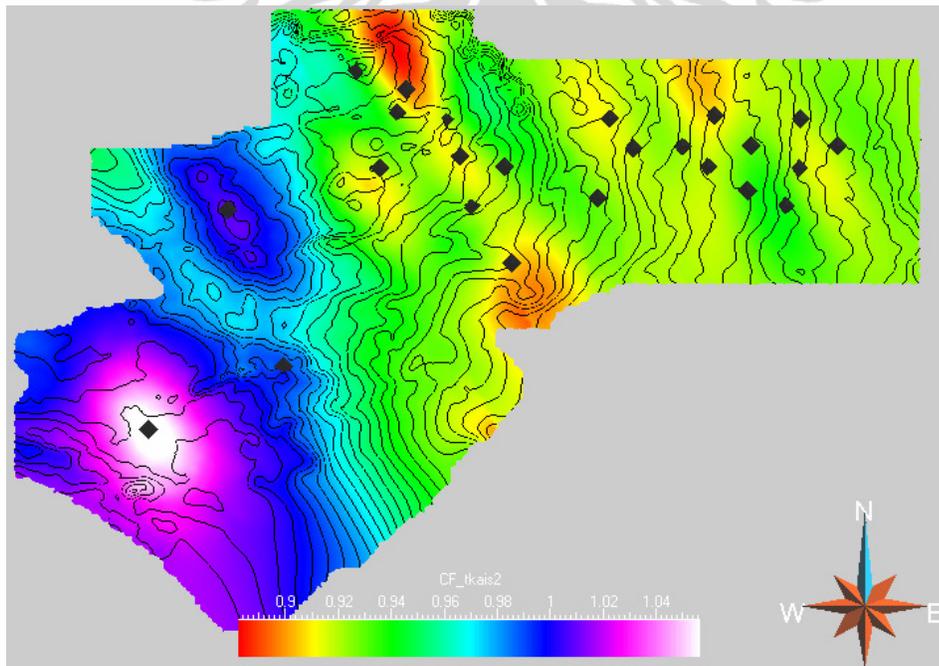
$$CF = \text{well depth} / \text{seismik depth} \quad (4.1)$$

Faktor kalibrasi terhadap waktu tempuh TWT Top Kais ditunjukkan pada gambar 4.27 di bawah. Terlihat bahwa daerah Barat memiliki trend yang berbeda dengan daerah Timur. Penulis mengasumsikan bahwa ini disebabkan karena daerah Barat didominasi oleh kecepatan formasi Steenkol yang adalah klastik. Sementara daerah Timur didominasi oleh formasi Klasafet yang adalah litologi shale laut dalam sehingga anisotropi lebih terjadi pada daerah ini.



Gambar 4.27 Faktor Kalibrasi CF Layer 1 Terhadap TWT Top Kais

Faktor koreksi ini kemudian diinterpolasi dengan metode External Drift Kriging dengan menggunakan variogram yang telah dijelaskan sebelumnya. Hasil interpolasi ditunjukkan pada gambar 4.28.



Gambar 4.28 Faktor Kalibrasi CF Diinterpolasi Dengan External Drift Kriging

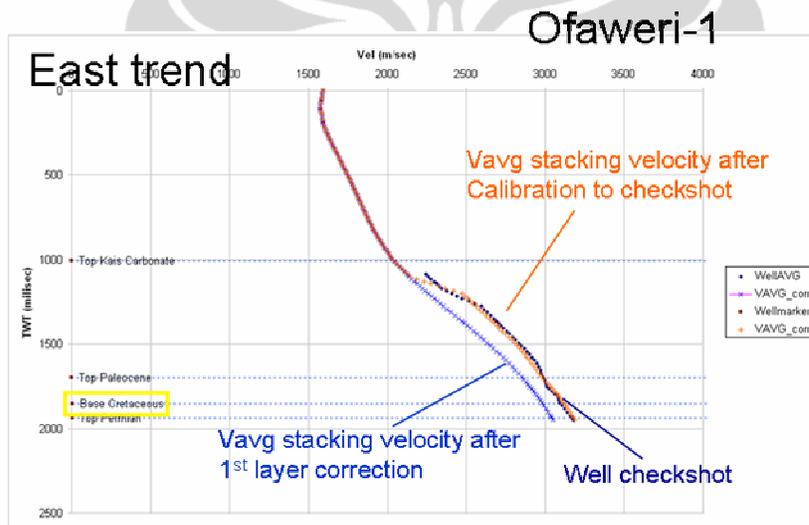
Universitas Indonesia

Faktor koreksi yang telah diinterpolasi kemudian diaplikasikan layer 1. Namun agar profil kecepatan rerata tidak melonjak tajam pada batas Top Kais maka faktor kalibrasi CF diaplikasikan pada kecepatan interval sebagai berikut:

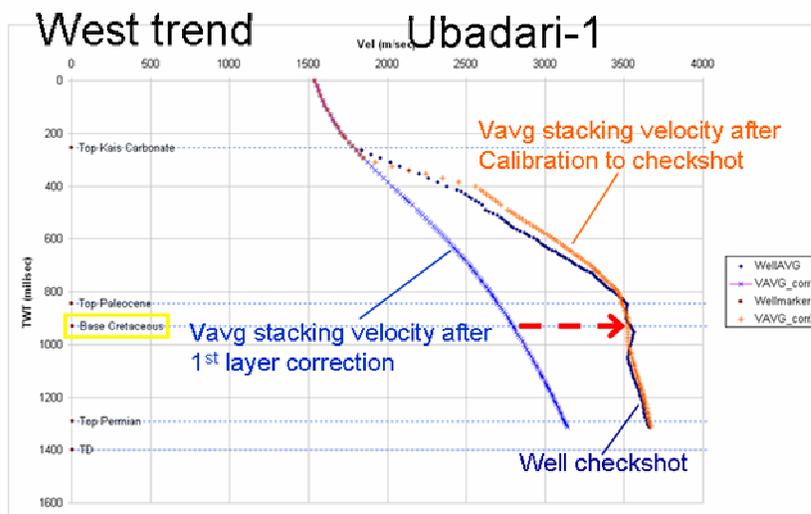
$$\text{Vint tekoreksi} = \text{Vint original} * \text{CF} \quad (4.2)$$

Setelah koreksi dalam kecepatan interval, kemudian kecepatan seismik kembali dirubah ke dalam kecepatan rerata.

Alasan pengaplikasian faktor kalibrasi CF pada kecepatan interval adalah agar koreksi pada layer 1 akan mempengaruhi kecepatan rerata Vavg pada layer 2. Dengan pengaplikasian faktor kalibrasi CF pada layer 1, maka efek anisotropi kecepatan juga telah dikoreksi dari layer 2 sebagaimana ditunjukkan pada gambar 4.29 dan 4.30 di bawah.



Gambar 4.29 Kecepatan Rerata Daerah Timur Setelah Koreksi Layer 1

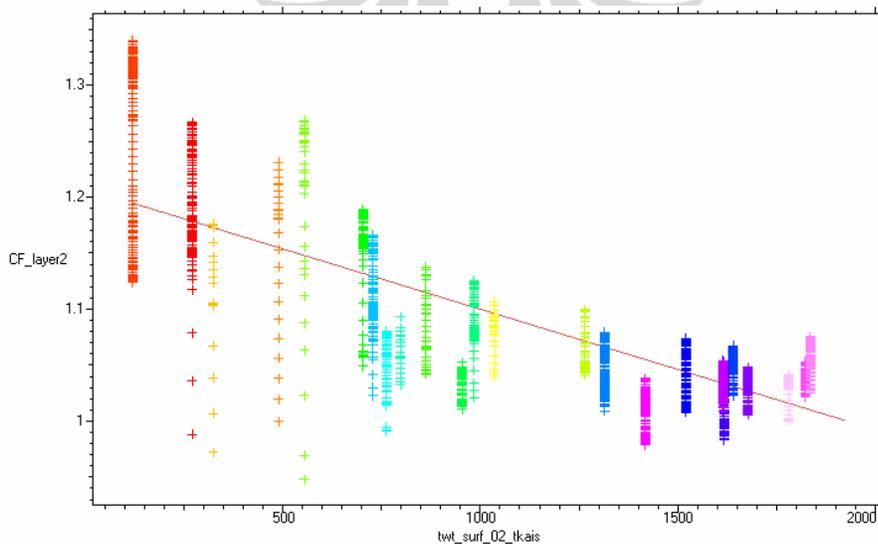


Gambar 4.30 Kecepatan Rerata Daerah Timur Setelah Koreksi Layer 1

Dapat dilihat bahwa setelah koreksi anisotropi pada layer 1, maka faktor kalibrasi sekarang menjadi konsisten untuk daerah Barat dan Timur yaitu lebih besar dari 1 ( $CF > 1$ ). Selanjutnya akan dilakukan kalibrasi pada layer 2.

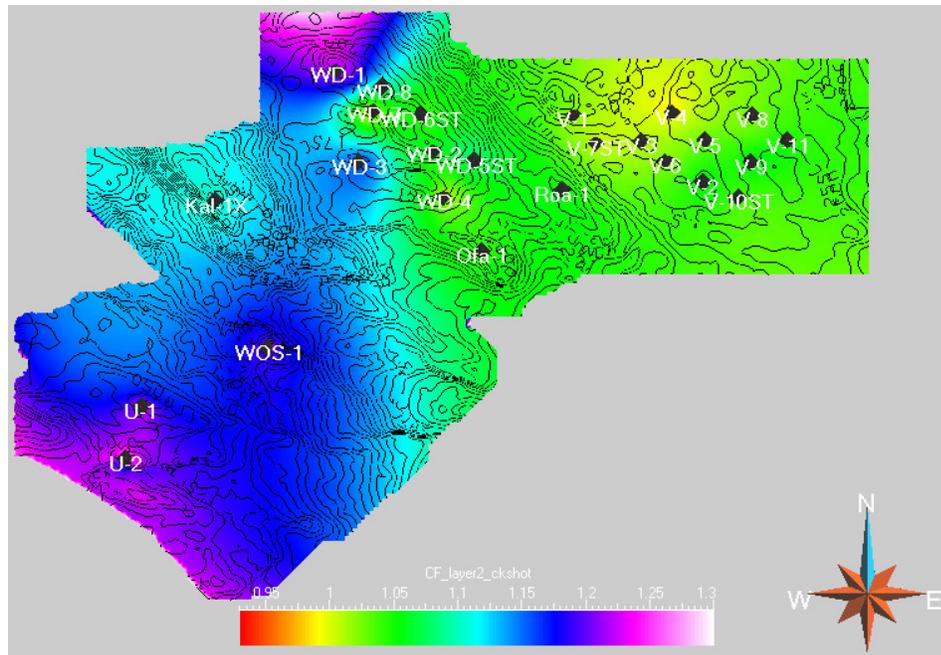
**Pemodelan Kecepatan Layer 2 (Top Kais-Base Cretaceous)**

Faktor kalibrasi untuk layer 2 ditunjukkan pada gambar 4.31. Terlihat bahwa semakin tipis layer 1 maka semakin besar pula faktor kalibrasinya. Faktor kalibrasi ini kemudian diinterpolasi dengan metode Simple Interpolasi dengan menggunakan Sgrid untuk meng-*guide* interpolasinya.



Gambar 4.31 Faktor Kalibrasi Layer 2 Terhadap TWT Top Kais

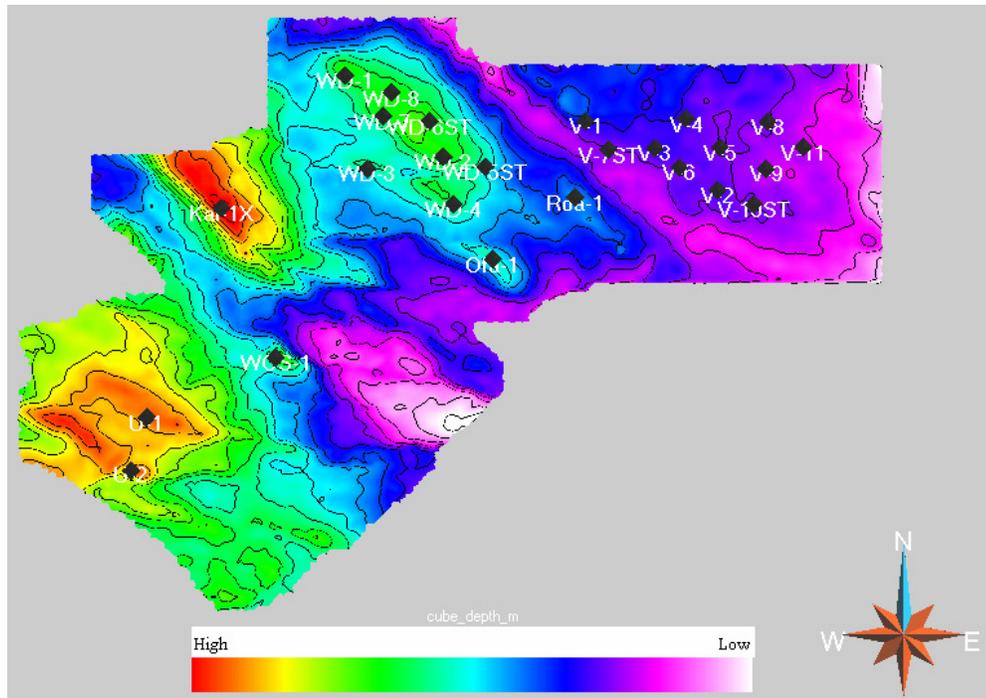
Hasil dari interpolasi faktor kalibrasi CF pada layer 2 ditunjukkan pada gambar 4.32. Alasan penggunaan metode Sempel Interpolasi adalah karena faktor kalibrasi layer 2 tidak berkorelasi dengan waktu tempuh TWT Base Cretaceous. Hal ini dapat dilihat dari perbandingan WD-1 dengan WD-8 di gambar 4.32. Faktor kalibrasi kedua sumur sangat jauh berbeda walaupun jaraknya sangat dekat.



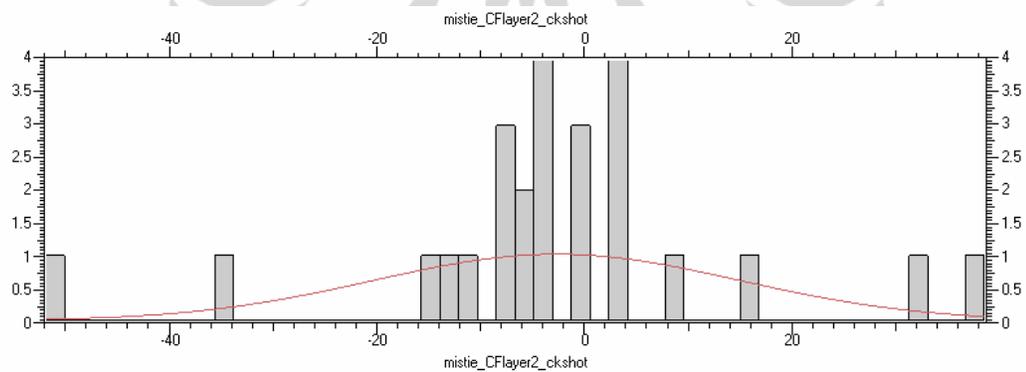
Gambar 4.32 Faktor Kalibrasi CF Pada Horizon Base Cretaceous

Pada gambar 4.32 juga terlihat bahwa faktor kalibrasi CF tidak mengikuti struktur dari Base Cretaceous. Hal ini karena metode Sempel Interpolasi hanya bergantung pada jarak antar sumur sehingga tidak mengikuti geologi. Ini akan berpengaruh pada prospek X di daerah WBILX karena faktor kalibrasi hanya ditentukan oleh sumur WOS-1 dan Ofaweri-1. Untuk itu pada metode selanjutnya akan ditunjukkan penggunaan faktor kalibrasi hanya dari trend Timur saja.

Gambar 4.33 menunjukkan peta struktur kedalaman Base Cretaceous hasil dari pemodelan kecepatan dengan metode ini. Sementara gambar 4.34 adalah perhitungan *mistie* terhadap kedalaman di sumur dimana hasilnya cukup baik yaitu pada kisaran antara  $\pm 40\text{m}$ .



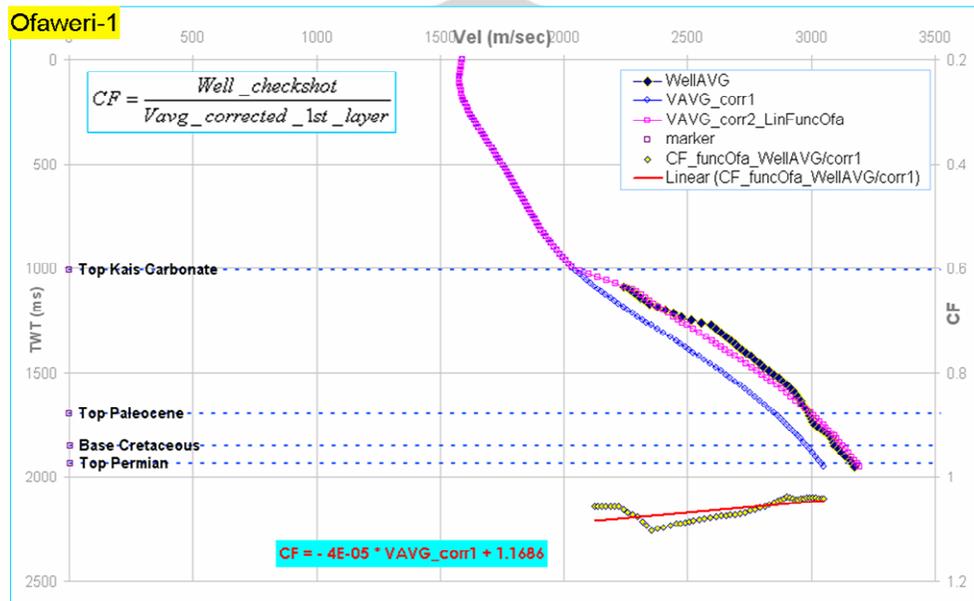
Gambar 4.33 Peta Struktur Kedalaman Base Cretaceous dengan Metode Sempel Interpolasi



Gambar 4.34 Mistie dari Pemodelan Kecepatan dengan Menggunakan Metode Sempel Interpolasi

#### 4.2.3.2 Metode Fungsi Kalibrasi

Salah satu prospek yang akan dievaluasi dengan menggunakan hasil pemodelan kecepatan adalah prospek X. Prospek ini memiliki struktur mirip dengan lapangan Ofaweri, sehingga diasumsikan kecepatan rerata di prospek X akan mirip dengan di Ofaweri. Berdasarkan asumsi ini maka akan dicoba pada metode selanjutnya yaitu menggunakan faktor kalibrasi dari sumur Ofaweri-1. Untuk itu maka terlebih dahulu dicari fungsi linear dari faktor kalibrasi sumur Ofaweri-1 seperti yang ditunjukkan oleh gambar 4.35.



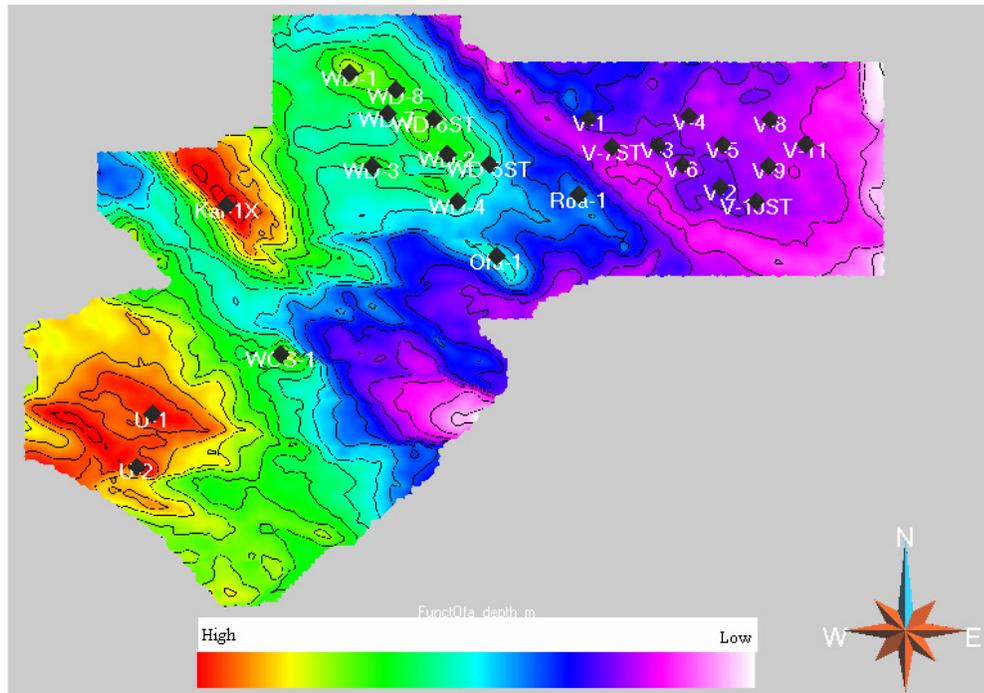
Gambar 4.35 Faktor Koreksi CF Sumur Ofaweri-1 dan Fungsi Linearnya

Persamaan linear faktor koreksi CF dari sumur Ofaweri-1 adalah:

$$CF = -4E-05 * Vavg\_corr1 + 1.1686 \quad (4.3)$$

Fungsi faktor kalibrasi CF ini kemudian diaplikasikan ke kecepatan seismik di layer 2. Tentu saja dengan penerapan satu persamaan faktor kalibrasi untuk semua daerah, maka hasil dari konversi kedalaman tidak akan *tie* pada semua sumur. Namun dengan asumsi ini diharapkan pemodelan kecepatan rerata dapat lebih merepresentasikan profil kecepatan rerata di prospek X.

Gambar 4.36 adalah peta struktur kedalaman Base Cretaceous hasil pemodelan kecepatan dengan menggunakan fungsi kalibrasi dari sumur Ofaweri-1.



Gambar 4.36 Peta Struktur Kedalaman dari Base Cretaceous dengan Metode Fungsi Kalibrasi

#### 4.2.4 Konversi Kedalaman 2D

Dalam metode ini, pendekatan yang dilakukan semata adalah merubah horizon dari waktu ke kedalaman tanpa memodelkan kecepatan secara 3 dimensi. Dalam dua metode yang akan dijelaskan di bawah, horizon yang akan dikonversi adalah Top Kais dan Base Cretaceous (top reservoir).

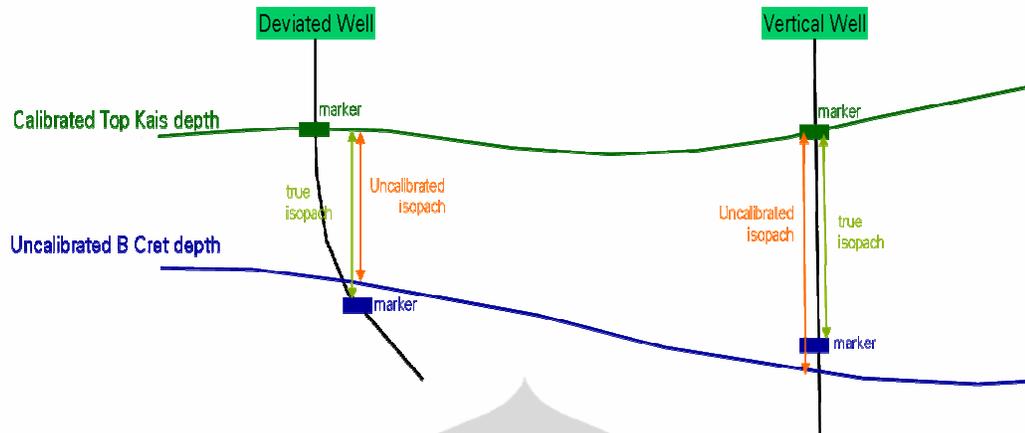
Untuk metode pertama akan dilakukan dengan menggunakan kecepatan rerata seismik yang dikalibrasi dengan well marker. Sementara pada metode kedua akan dilakukan pendekatan klasik dalam metode konversi kedalaman yaitu metode V0-k dimana kecepatan adalah hubungan linear dengan kedalaman.

##### 4.2.4.1 Metode Kalibrasi Kecepatan Seismik Menggunakan Marker Sumur

Metode yang akan digunakan, secara sederhana digambarkan pada gambar 4.37. Dalam metode ini kalibrasi kecepatan seismik dilakukan dengan menggunakan well marker. Ini sedikit berbeda dengan metode pada pemodelan kecepatan dimana kalibrasi dilakukan dengan menggunakan checkshot karena tujuan metode ini adalah untuk mendapatkan horizon dalam domain kedalaman tanpa memodelkan kecepatan. Maka sebagaimana ditunjukkan pada gambar 4.37, untuk mendapatkan Base Cretaceous yang tie dengan well marker maka dihitung faktor kalibrasi CF sebagai berikut:

$$CF = (\text{isopach well} / \text{isopach seismik}) \quad (4.4)$$

Isopach well adalah TVT (*True Vertical Thickness*) dari well. Isopach seismik adalah isopach dari horizon dalam kedalaman yang dikonversi dengan kecepatan seismik pre-kalibrasi. Pada gambar juga dapat dilihat bahwa pada well deviasi, TVT dari well bisa jadi sangat berbeda dengan isopach seismik. Namun dalam penelitian ini telah ditunjukkan bahwa semua sumur adalah sumur vertikal.



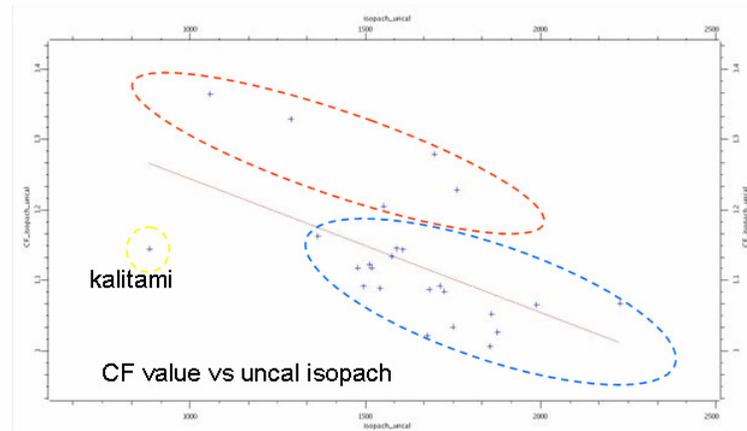
Gambar 4.37 Metode Kalibrasi Kecepatan Seismik dengan Menggunakan Marker Sumur

### Kalibrasi untuk Top Kais

Pada sub bab sebelumnya, telah dilakukan kalibrasi kecepatan seismik dengan menggunakan marker sumurs. Perlu diingat lagi bahwa ini disebabkan karena tidak banyak checkshot sumur yang dimulai dari Top Kais sehingga koreksi dilakukan dengan menggunakan marker sumur. Untuk itu akan dipakai kecepatan seismik yang telah dikalibrasi pada layer 1 yang akan digunakan.

### Kalibrasi untuk Base Cretaceous.

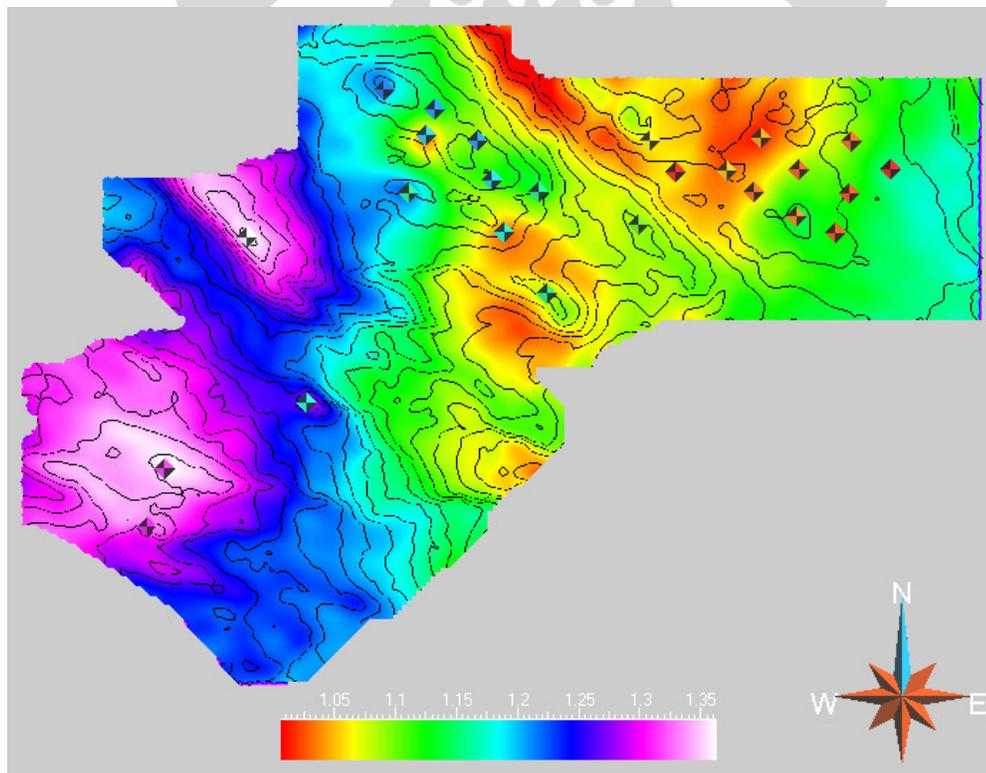
Pertama-tama dihitung isopach seismik dengan cara mengkonversi Top Kais dan Base Cretaceous dengan menggunakan kecepatan seismik yang telah dikalibrasi pada layer 1. Kemudian dihitung faktor koreksi CF sebagaimana ditunjukkan oleh persamaan 4.4. Hubungan antara faktor koreksi CF dengan isopach seismik yang belum terkalibrasi ditunjukkan oleh gambar 4.38.



Gambar 4.38 Crossplot Faktor Kalibrasi dengan Isopach Pre-kalibrasi

Dapat dilihat adanya dua mode yang memiliki hubungan linear. Yang pertama adalah mode daerah Barat (warna merah) dimana faktor koreksi lebih besar dari mode daerah Timur (warna biru). Hubungan linear seperti ini dapat digunakan sebagai guide untuk interpolasi dengan metode External Drift Kriging.

Untuk itu faktor kalibrasi CF kemudian diinterpolasi dengan metode External Drift Kriging dengan menggunakan isopach seismik sebagai softguide. Hasil interpolasi ditunjukkan pada gambar 4.39.



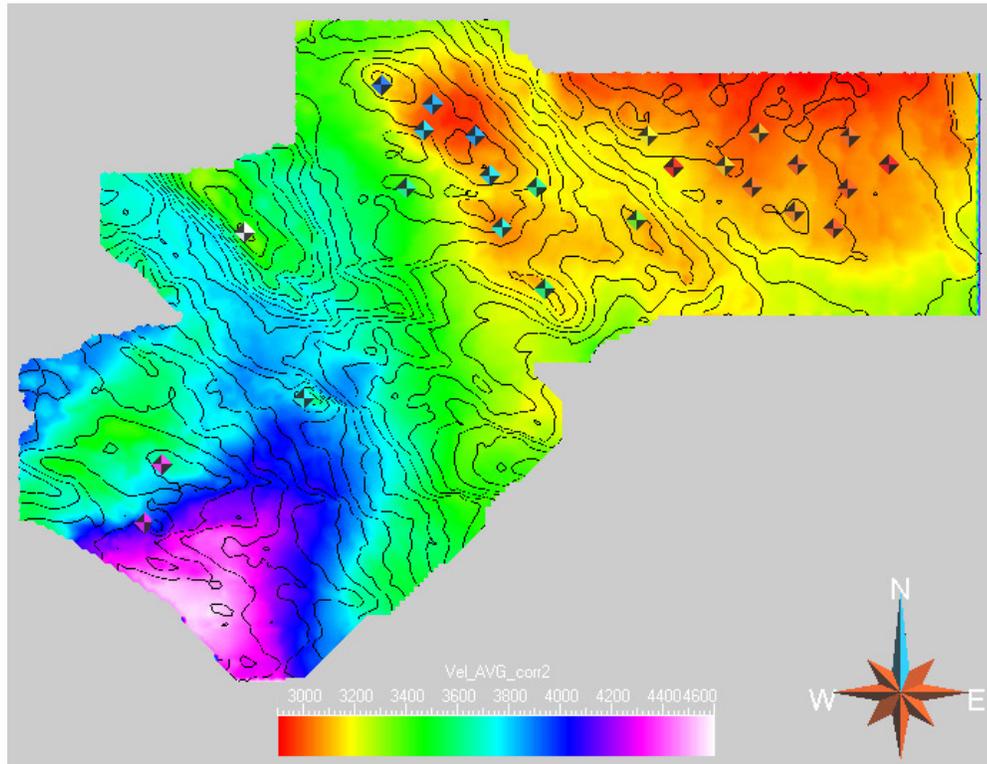
Gambar 4.39 Faktor koreksi CF Base Cretaceous

Universitas Indonesia

Maka kecepatan seismik yang terkalibrasi adalah:

$$V_{\text{intcalibrated}} = V_{\text{untcalibrated}} \times \text{correction factor} \quad (4.5)$$

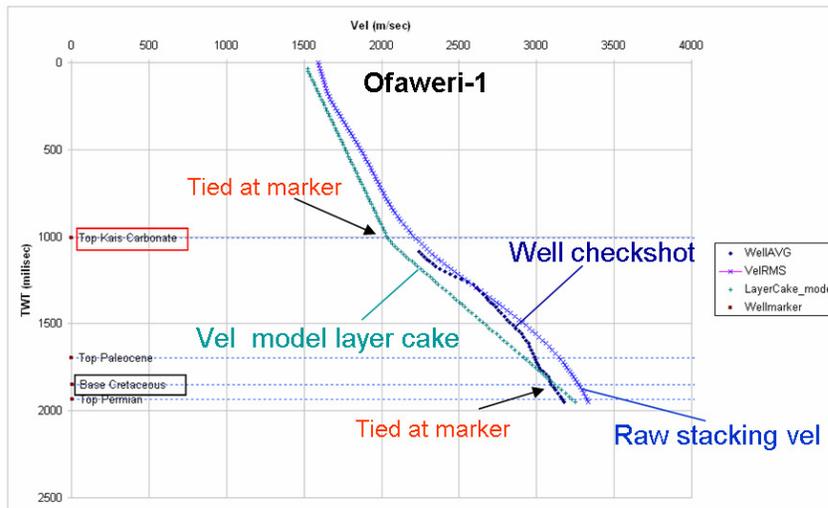
Setelah itu kecepatan seismik terkalibrasi dalam kecepatan interval dirubah kembali ke kecepatan rerata seperti yang ditunjukkan pada gambar 4.40.



Gambar 4.40 Kecepatan Rerata Setelah Koreksi Layer 2

Peta struktur kedalaman dari horizon Base Cretaceous ditunjukkan pada gambar 4.41 di bawah ini.





Gambar 4.42 Kecepatan Rerata Dengan Metode V0-k

Dapat dilihat bahwa dengan secara sederhana, kecepatan rerata checkshot dapat didekati dengan fungsi linear. Maka persamaan umum 4.7 untuk tiap layer adalah sebagai berikut:

$$\text{Layer 1: } V_{\text{avg tkais}} = V_0 + k_1 * T_{\text{int1}} \quad (4.8)$$

Dimana  $V_0$  adalah kecepatan pada limit  $t \rightarrow 0$ .  $k_1$  adalah gradien perubahan kecepatan terhadap waktu tempuh TWT (milisekon) di layer 1 dan  $T_{\text{int1}}$  adalah waktu tempuh interval SRD dan Top Kais.

Sementara untuk untuk layer 2 (Top Kais-Base Cretaceous), persamaan linearnya adalah sebagai berikut:

$$\text{Layer 2: } V_{\text{avg bcret}} = V_{\text{avg tkais}} + k_2 * T_{\text{int2}} \quad (4.9)$$

$k_2$  adalah gradien perubahan kecepatan terhadap waktu tempuh TWT (milisekon) di layer 2.  $T_{\text{int2}}$  adalah waktu tempuh interval Top Kais dan Base Cretaceous.

Keuntungan dari metode Vo-k ini adalah penyederhanaan yang dilakukan mudah dan dapat digunakan untuk mengecek karena sesuai dengan asumsi umum bahwa semakin dalam maka kecepatan rerata juga akan semakin naik.

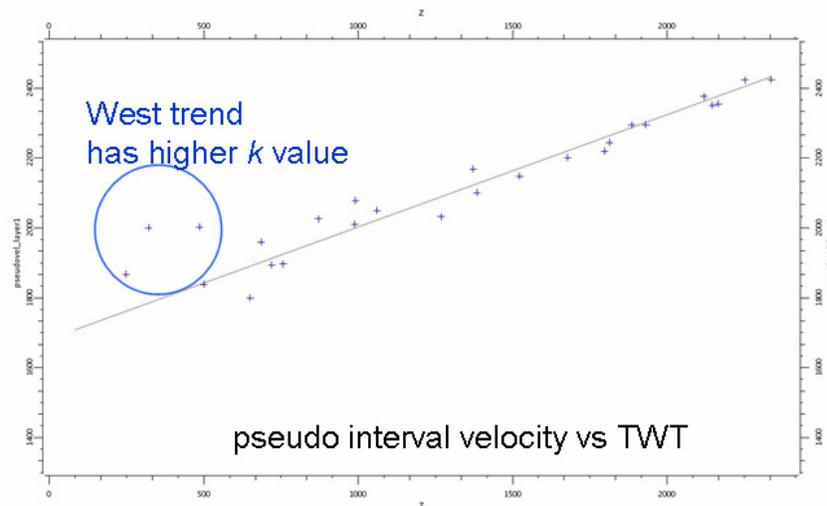
### Konversi Kedalaman Top Kais

Untuk mencari hubungan kecepatan rerata dengan waktu tempuh TWT dari Top Kais maka digunakan pseudo kecepatan yaitu:

$$\text{Pseudo kecepatan} = \text{Well depth} / T_{\text{int1}} \quad (4.10)$$

*Tint1* adalah waktu tempuh interval SRD-Top Kais.

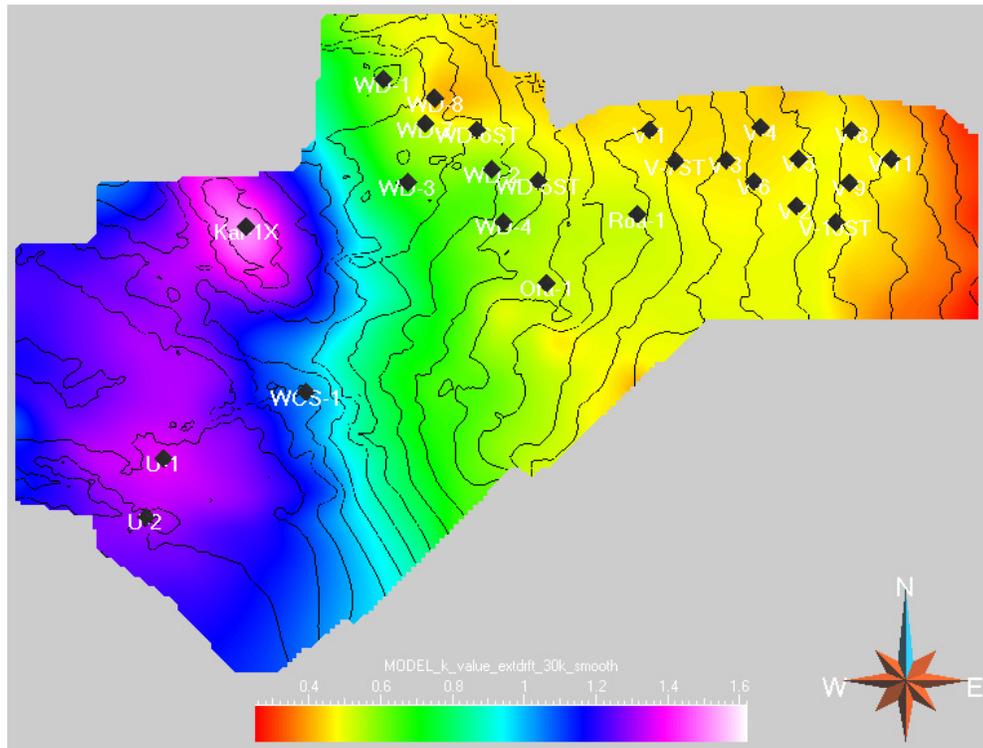
Pseudo kecepatan adalah aproksimasi kecepatan rerata dan diasumsikan horizon sudah tie dengan well marker pada domain waktu. Hubungan antara kecepatan rerata dengan waktu tempuh interval ditunjukkan pada gambar 4.43. Dapat dilihat bahwa kecepatan rerata cukup berkorelasi secara linear dengan waktu tempuh. Ini dapat dianalisis bahwa pada interval 1, kecepatan hanya dipengaruhi oleh kompaksi akibat *overburden*.



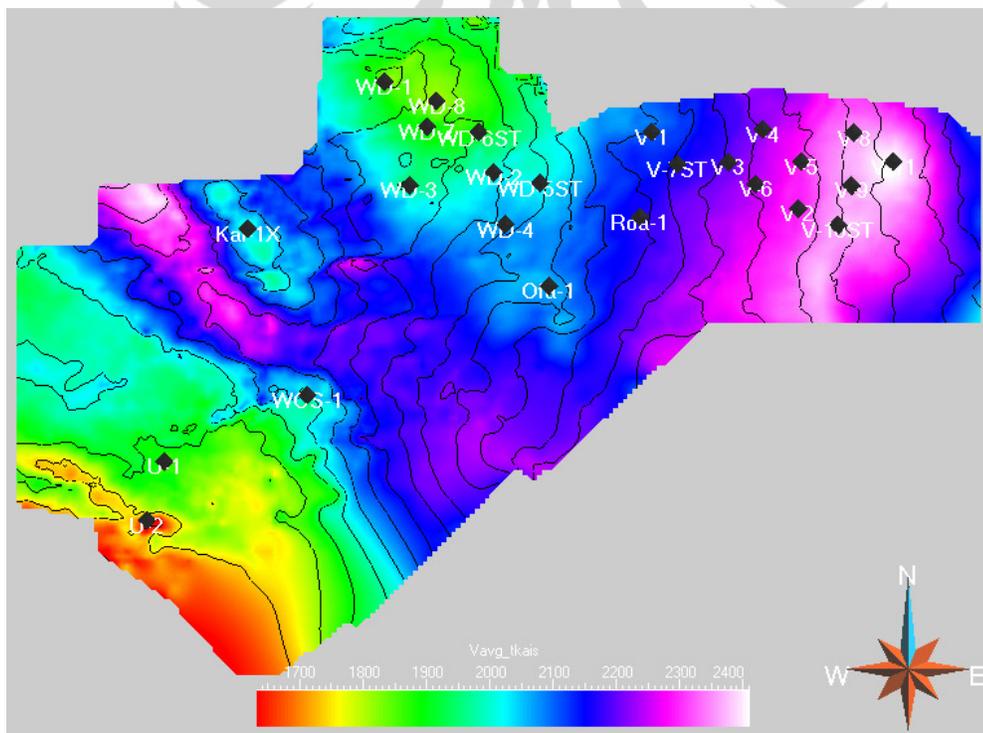
Gambar 4.43 Hubungan Kecepatan Pseudo dengan Waktu Tempuh Interval 1

Persamaan 4.8 memiliki dua variabel yaitu  $V_0$  dan  $k$  dan dapat diselesaikan dengan menganggap salah satu variabel adalah konstan. Dalam hal ini dianggap  $V_0$  adalah konstan dan faktor kompaksi yang bervariasi.  $V_0$  ditentukan dari grafik sebagai perpotongan pada sumbu-y yaitu sekitar 1500m/s. Dapat dilihat pula bahwa ada beberapa sumur memiliki faktor kompaksi  $k$  yang cukup besar. Ini berkaitan dengan sumur-sumur di daerah Barat.

Langkah selanjutnya adalah melakukan interpolasi dengan metode External Drift Kriging. Gambar 4.43 di atas menunjukkan bahwa faktor kompaksi  $k$  memiliki hubungan dengan waktu tempuh TWT. Dengan demikian valid untuk dilakukan External Drift Kriging dengan parameter waktu tempuh TWT sebagai *softguide*-nya. Gambar 4.44 dan 4.45 menunjukkan hasil External Drift Kriging faktor kompaksi  $k$  dan kecepatan rerata dari Top Kais.



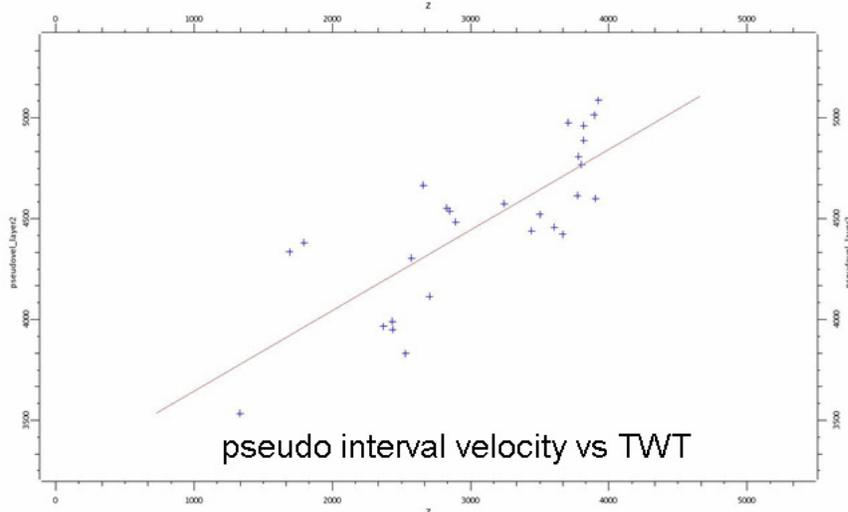
Gambar 4.44 Faktor Kompaksi  $k$  Pada Horizon Top Kais



Gambar 4.45 Kecepatan Rerata Pada Horizon Top Kais

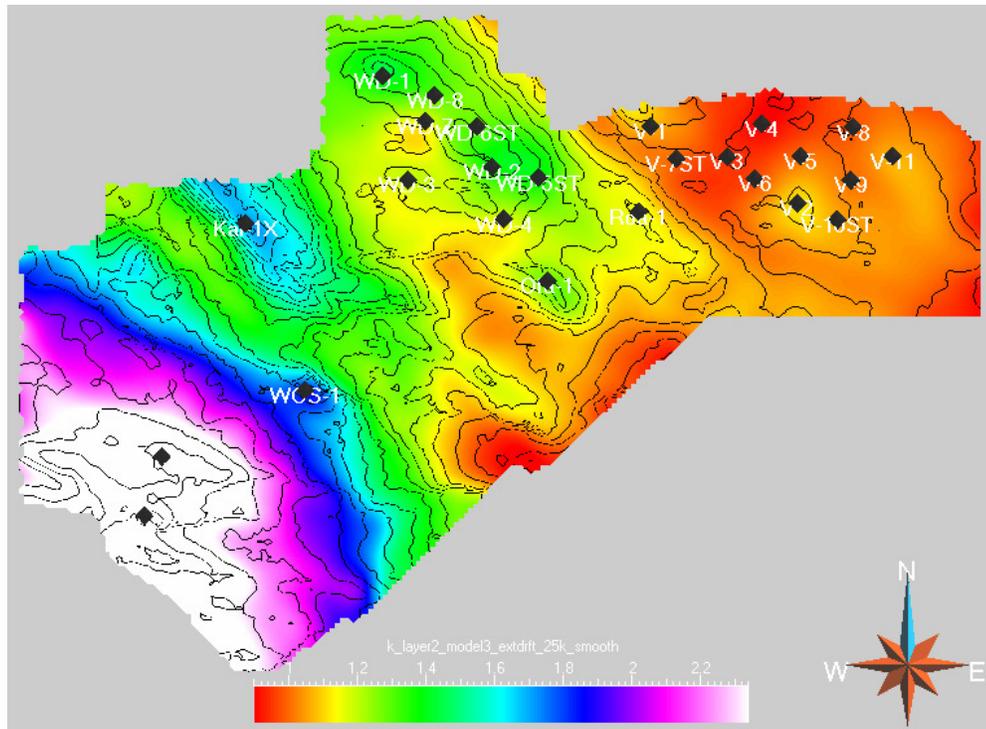
### Konversi Kedalaman Base Cretaceous

Sebagaimana untuk horizon Top Kais, maka dilakukan pula crossplot antara kecepatan interval pseudo dengan TWT dari horizon Base Cretaceous (gambar 4.46). Telah dicoba melakukan crossplot antara kecepatan rerata dan isochron, namun semua tidak menunjukkan korelasi yang kuat. Maka gambar 4.46 menunjukkan bahwa kecepatan interval masih dipengaruhi faktor *depth of burial*. Hal ini dapat dijelaskan dengan mengacu kepada fase tektonik *foreland basin* umur Miosen Akhir hingga sekarang. Kedalaman Base Cretaceous disebabkan pengisian sedimen saat fase *foreland basin* ini. Sehingga faktor kompaksi  $k$  dari Base Cretaceous berhubungan dengan kedalamannya.



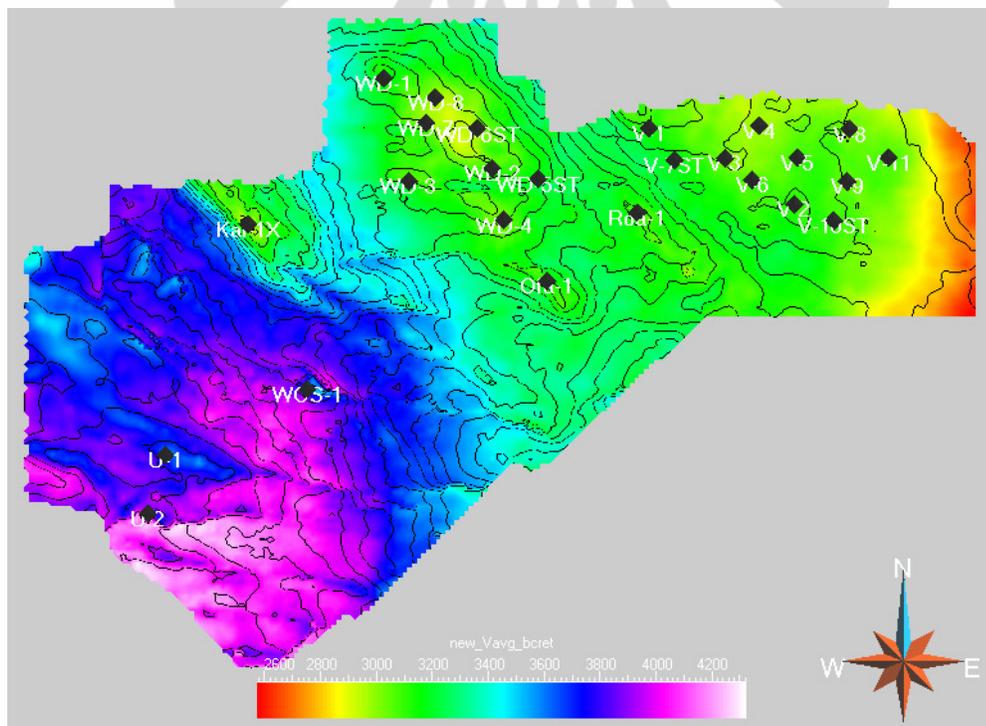
Gambar 4.46 Hubungan Kecepatan Interval Dengan TWT Base Cretaceous

Dengan hubungan linear yang ditunjukkan gambar 4.46, maka gradien kecepatan  $k_2$  dapat diinterpolasi dengan metode External Drift Kriging. Hasil interpolasi gradien kecepatan  $k_2$  ditunjukkan pada gambar 4.47. Terlihat bahwa daerah Barat yang memiliki gradien kecepatan  $k_2$  yang lebih besar dari daerah Timur.



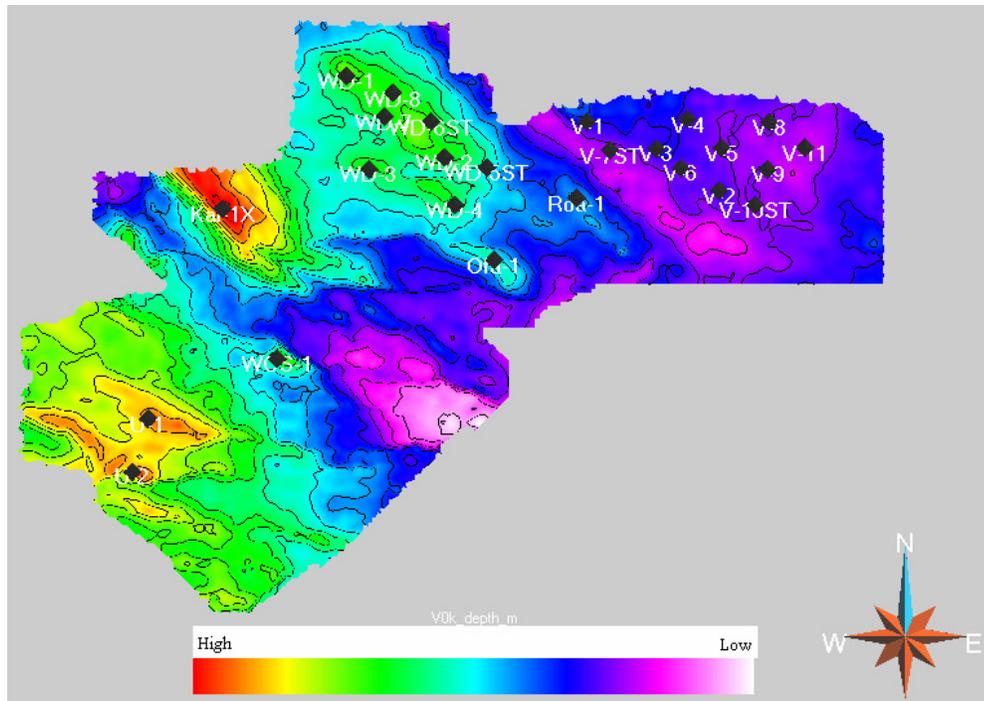
Gambar 4.47 Faktor Kompaksi k dari Base Cretaceous

Kecepatan rerata dari persamaan 4.9 ditunjukkan pada gambar 4.48 di bawah.



Gambar 4.48 Kecepatan Rerata Horizon Base Cretaceous

Peta struktur kedalaman dari horizon Base Cretaceous ditunjukkan pada gambar 4.49 di bawah.

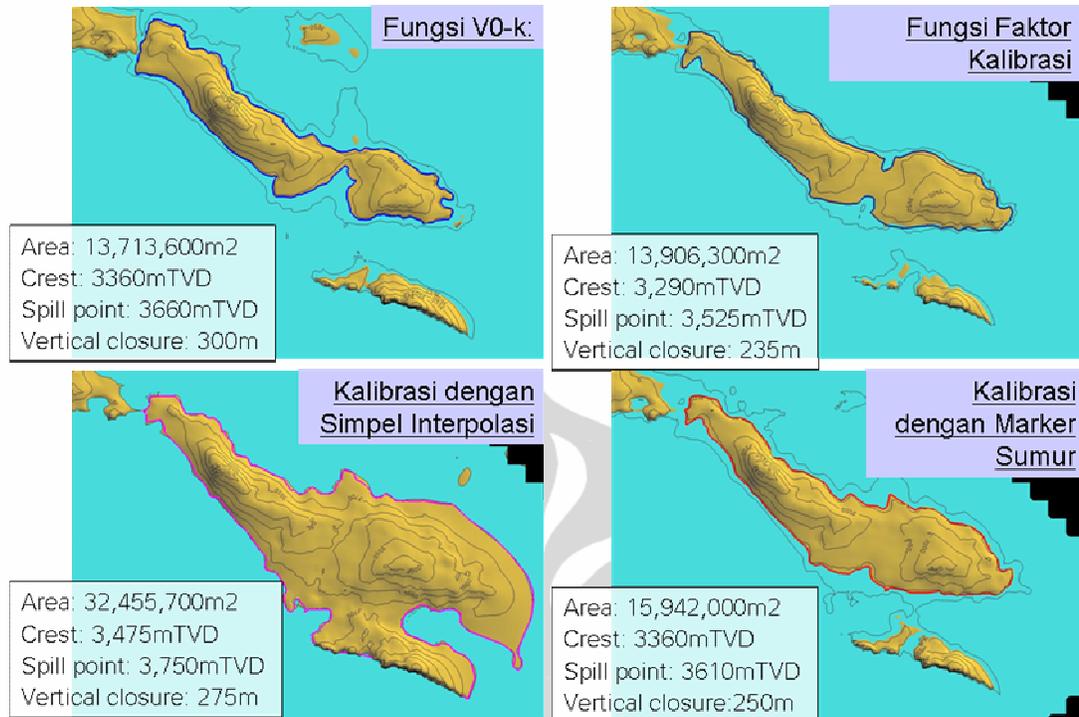


Gambar 4.49 Peta Struktur Kedalaman dari Base Cretaceous

#### 4.2.5 Perbandingan Hasil Konversi Kedalaman Pada Prospek X

Salah satu tujuan pemodelan kecepatan dan konversi kedalaman adalah untuk mengkaji volume dari prospek-prospek yang baru diidentifikasi di daerah WBILX. Salah satu prospek itu adalah prospek X. Berikut akan dibandingkan hasil beberapa metode yang telah dilakukan di atas terhadap volumetrik dari prospek X.

Gambar 4.50 menunjukkan perbandingan area dan luasan prospek X dari beberapa metode. Hasil dari fungsi analitik V0-k memberikan volume yang paling kecil. Sementara pemodelan kecepatan dengan metode Simpel Interpolasi memberikan volume yang paling besar. Kedua metode ini menjadi batas atas dan batas bawah *range* volume prospek X. Sementara hasil dari metode dengan External Drift Kriging dan fungsi faktor kalibrasi berada di dalam *range* tersebut. Hasil ini dianggap cukup baik untuk memberikan *range* ketidakpastian (*uncertainty*) secara deterministik dari volume prospek X.



Gambar 4.50 Perbandingan Hasil Pemodelan Kecepatan dan Konversi Kedalaman

## BAB 5 KESIMPULAN DAN SARAN

### 5.1 KESIMPULAN

Penelitian ini menghasilkan model kecepatan untuk subregional area Tangguh, Papua dan horizon kedalaman (*depth horizon*) dari horizon Top Kais dan Base Cretaceous dengan menggunakan metode External Drift Kriging. Beberapa temuan dari penelitian ini sebagaimana mengacu pada pertanyaan penelitian di bab 1 adalah:

1. Faktor geologi yang mempengaruhi distribusi kecepatan rerata  $V_{avg}$  untuk skala subregional Tangguh adalah litologi dan ketebalan interval. Untuk itu pemodelan kecepatan rerata di daerah ini dapat dilakukan dengan menggunakan model geologi 2 layer yang dibagi menurut litologi, yaitu:

Layer 1	SRD – Top Kais	Shale
Layer 2	Top Kais – Base Cretaceous	Karbonat + Klastik

Untuk itu informasi mengenai ketebalan interval yang dibawa oleh horizon seismik dapat dijadikan parameter sekunder untuk melakukan prediksi kecepatan di daerah yang tidak banyak data sumur (*sparse well data*) dengan menggunakan metode External Drift Kriging

2. Layer 1 (SRD – Top Kais):
  - Layer ini memiliki sifat anisotropi yang mempengaruhi kecepatan seismik karena litologi dominannya adalah shale.
  - Kecepatan di layer ini hanya diakibatkan oleh faktor kompaksi sehingga pendekatan dengan fungsi analitik  $V_0-k$  dapat digunakan untuk mendefinisikan kecepatan layer ini.

Maka horizon Top Kais telah digunakan dalam metode External Drift Kriging untuk melakukan koreksi efek anisotropi maupun untuk memodelkan faktor kompaksi.

3. Layer 2 (Top Kais – Base Cretaceous):

- Kecepatan rerata pada layer ini sangat dipengaruhi oleh ketebalan layer 1 karena itu pemodelan kecepatan pada layer 2 ini dilakukan dengan menggunakan metode Sempel Interpolasi.
- Kecepatan pseudo interval dari data sumur di layer 2 menunjukkan bahwa faktor kompaksi masih mempengaruhi kecepatan rerata namun tidak dominan seperti pada layer 1. Untuk itu horizon Base Cretaceous telah digunakan sebagai parameter sekunder dalam metode External Drift Kriging.

Pada layer ini telah ditunjukkan bahwa metode External Drift Kriging masih lebih baik dalam memodelkan kecepatan rerata dibandingkan dengan metode Sempel Interpolasi.

4. Rentang (*range*) kecepatan rerata Top Kais adalah 1700m/sec hingga 2500m/sec di area subregional Tangguh, dimana rentang kedalamannya adalah 300mTVDSS (Ubadari-1) hingga 2350mTVDSS (Vorwata-11). Sementara rentang kecepatan rerata Base Cretaceous adalah 2700m/sec hingga 4000m/sec, dimana rentang kedalamannya adalah 1718mTVDSS (Ubadari-1) hingga 3937mTVDSS (Vorwata-11).
5. Hasil penelitian berupa model kecepatan subregional Tangguh dapat digunakan untuk melakukan konversi kedalaman untuk skala subregional di area ini. Horizon kedalaman (*depth horizon*) baik dari pemodelan kecepatan maupun konversi kedalaman telah digunakan untuk perhitungan rentang volume deterministik dari prospek X.

## 5.2 SARAN

Penelitian ini menggunakan pendekatan dengan 2 layer yaitu menggunakan horizon Top Kais dan Base Cretaceous sehingga layer 2 terdiri dari gabungan litologi karbonat dan klastik. Untuk penelitian selanjutnya disarankan untuk menambah horizon Base Faunai Karbonat sehingga layer 2 dapat dibagi menjadi 2 interval yaitu interval karbonat dan interval klastik.

## DAFTAR REFERENSI

- Banik, N.C., 1983, *Velocity anisotropi of shales and depth estimation in the North Sea Basin*, SEG.
- Bube, K.P., Nemeth, T., Mikhailov, O., Medwedeff, D. Kane, J.A., 2004, *The Influence of uncertainties in anisotropy on structural uncertainties*, SEG.
- Deutch, C., Journal, A., 1992, *GSLIB: Geostatistical Software library and user's guide*, Oxford University Press.
- Dow, D.B., Sukanto, R., 1984, *Late tertiary to quaternary tectonics of Irian Jaya*. Episodes, v. 7, no. 4, P. 3-9.
- Etris, E.L., Crabtree, N.J., Dewar, J., 2001, *True depth conversion: more than a pretty picture*, CSEG.
- Festarina, 2003, *Vorwata velocity model*. BP Indonesia Internal Report.
- Flores, E.L., Pemex, Victoria, M., Roa, S. G., 2007, *Depth conversion: application of an innovative methodology: added value to a fractured carbonate reservoir interspersed with Tertiary and Mesozoic salt bodies within a very complex structural setting*, SPE.
- Hwang, L., McCorkindale, D., 1994, *Troll field depth conversion using geostatistically derived average velocities*. The Leading Edge, Vol. 13, p. 262-269
- Journal, A., 1988, *Five lessons in geostatistics*, American Geophysical Union.
- Keho, T., Samsu, D., 2002, *Depth conversion of Tangguh gas fields*, The Leading Edge.
- Lawton, D., Stewart, R., Cordsen, A., Hrycak, S., 1996, *Design review of the Blackfoot 3C-3D seismic program*, The CREWES Project Research Report, vol.8.
- Marcou, J.A., Samsu, D., Kasim, A., Meizarwin, Davis, N., 2004, *Tangguh LNG's gas resource: Discovery, appraisal, and certification*. IPA.
- Marsden, D., *Velocities for Depth Conversion and Depth Imaging*, Course handout, Actis Geoscience.
- Olabode, O.P., Enikanselu, P.A., 2008, *Analysis of seismic time-depth conversion using geostatistically derived average velocities over "Labod" Field, Niger*

- Delta, Nigeria, Ozean Journal of Applied Sciences.*
- Putranto, F., 2009, *Vorwata time-depth conversion using GOCAD*. BP Indonesia Internal Report.
- Reilly, M., 1993, *Integration of well and seismic data for 3D velocity model building*, First Break, 11, no. 6, 247-260
- Sandjivy, L., Shtuka, A., 2009, *Depth conversion and associated uncertainties using consistent velocity model: A probabilistic unified model based on Bayesian approach*, Brazil: SBGf.
- Sapiie, B., Cloos, M. P., Weiland, R. J., Warren, P.Q., Van Ufford, Q., 2000, *Cenozoic Evolution of the Southern Central Range, Irian jaya, Indonesia*, AAPG Bulletin, V. 84, No. 9, P. 1395-1518.
- Septyana T., 2009, *Regional velocity modelling for depth conversion*. BP Indonesia Internal Report.
- Syafron, E., Mardani, R., Susilo, S.W., Anshori, R., 2008, *Hydrocarbon prospectivity of the pre-Tertiary interval in the offshore Berau Area, Bird's Head, Papua*, IPA Proceedings.
- Yang, G., 1996, *Interpretation and analysis of the Blackfoot 3C-3D seismic survey*, The CREWES Project Research Report, vol.8.
- Wackernagel, H., 1995, *Multivariate geostatistics*, Springer.
- Wolf, D.J., Withers, K.D., Burnaman, M.D., 1994, *Integration of well and seismic data using geostatistics*, AAPG Computer Application in Geology, No. 3 pp. 177-196.