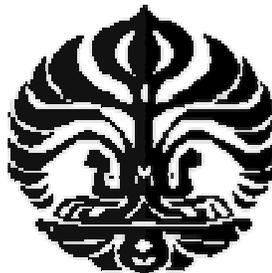


**KARAKTERISASI RESERVOIR MENGGUNAKAN INVERSI
EXTENDED ELASTIC IMPEDANCE: STUDI KASUS PADA
LINGKUNGAN DELTA SUB CEKUNGAN JAMBI**

SKRIPSI

Diajukan Untuk Melengkapi Persyaratan Memperoleh
Gelar Sarjana Fisika

Oleh
Fritz
0303020317



**DEPARTEMEN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS INDONESIA**

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan ke hadirat Tuhan atas setiap limpahan berkat, kekuatan dan penguatan sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “Karakterisasi Reservoir Menggunakan Inversi *Extended Elastic Impedance*: Studi Kasus Pada Lingkungan Delta Sub Cekungan Jambi”. Penyusunan skripsi ini dimaksudkan sebagai pemenuhan syarat kelulusan gelar Strata Satu Program Geofisika Eksplorasi, Departemen Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.

Pada kesempatan ini, penulis mengucapkan banyak terima kasih kepada:

1. Bapak Dr. Adriansyah selaku Pembimbing I yang telah membimbing penulis dalam menyelesaikan skripsi ini, juga dengan sabar menuntun, mengarahkan dan memotivasi penulis dalam penyelesaian skripsi.
2. Bapak Dr. Abdu Haris selaku Pembimbing II yang telah membimbing penulis dalam proses penulisan skripsi sampai selesai.
3. Divisi Eksplorasi Pertamina EP, khususnya kepada Bapak Siswantoro, Bapak Amin Bunyamin dan Bapak Asep S. Arifin atas bantuan dan dukungan yang diberikan kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi.

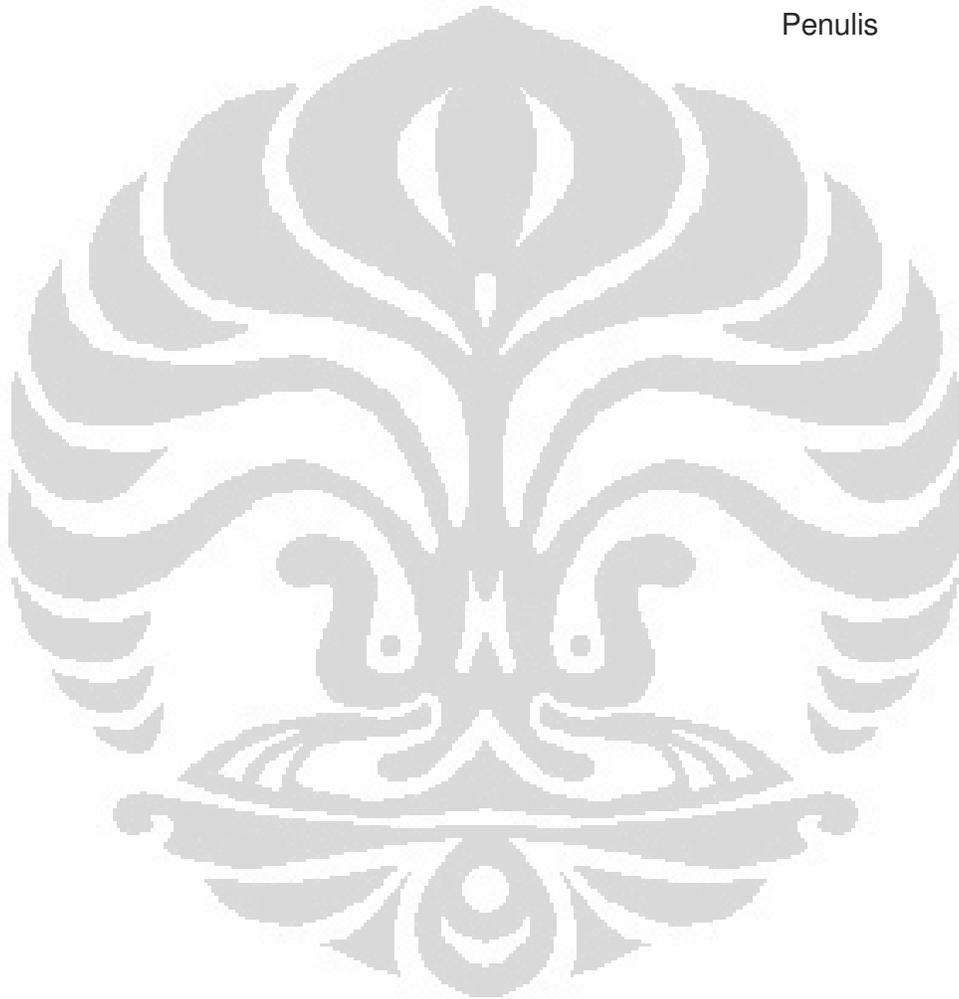
4. Tim EPTC Pertamina EP, khususnya kepada mas Muin, mas Fabri, kang Wawan, mas Culi, mas Ecep, dan tim EPTC lainnya yang telah banyak membantu dalam teknis penelitian.
5. Seluruh staf Departemen Fisika, khususnya kepada Mr. Reza, mba Ratna dan mas Mardi yang telah membantu penulis dalam proses pra-kelulusan.
6. Teman-teman Geofisika UI dan para alumni atas sumbangan saran dan ide bagi penulis dalam menyelesaikan skripsi.
7. Seluruh anggota keluarga penulis yang menjadi inspirasi dan motivasi, kekuatan serta pendorong bagi penulis untuk memberikan yang terbaik dalam skripsi.
8. Yang tercinta, Yurita Indriani yang menjadi penguat saat kelemahan mengundang kemalasan dan penundaan, yang menjadi pendorong saat keraguan dan ketakutan menghambat perjalanan, yang meneguhkan langkah lunglai menjadi derap gagah dan yang menjadikan hidup ini lengkap dan berharapan baik.
9. Kepada seluruh pihak yang tidak dapat disebutkan satu per satu.

Walau telah berusaha dengan sebaik mungkin dalam proses penulisan, penulis menyadari akan adanya kekurangan yang terdapat dalam skripsi ini. Untuk itu saran dan kritik yang membangun merupakan hadiah yang sangat berharga bagi penulis yang akan membantu dalam

memperbaiki skripsi ini. Akhir kata, semoga skripsi ini bermanfaat bagi para pembaca.

Depok, 1 April 2008

Penulis



ABSTRAK

Perkembangan akhir dari teknologi impedansi seismik menyajikan sebuah pendekatan kuantitatif dalam karakterisasi reservoir. Impedansi yang dinyatakan sebagai *Extended Elastic Impedance* (EEI) ini yang juga merupakan bentuk ekstensi dari impedansi elastik mampu memberikan akses untuk mengeksplor informasi yang terdapat di sumur melalui data seismik sehingga memungkinkan kita untuk memprediksi distribusinya .

Korelasi optimum antara EEI dengan suatu parameter reservoir memberikan pemungkinan untuk menggunakan EEI sebagai pendekatan dari parameter reservoir tersebut. Proyeksi sudut konstan dari penampang seismik dapat digunakan untuk membuat penampang reflektifitas parameter reservoir, yang secara konsep, dibangkitkan oleh EEI. Sehingga akan terdapat pasangan reflektifitas dan impedansi yang menggambarkan distribusi dari nilai parameter reservoir.

Dalam penelitian ini, EEI digunakan sebagai pendekatan terhadap gamma-ray dan lamda-rho untuk memprediksikan perkembangan reservoir dan akumulasi gas dari posisi sumur ke sepanjang tutupan daerah survey seismik. Hasilnya menunjukkan bahwa adanya kesimpulan yang sinergi antara pendekatan EEI yang satu dengan yang lain dalam memprediksikan deliniasi reservoir.

xi + 97hlm.;gbr.;tab.;lamp.

DAFTAR ISI

	Halaman
KATA PENGANTAR	i
ABSTRAK	iv
DAFTAR ISI	v
DAFTAR GAMBAR	viii
DAFTAR TABEL	xi
BAB 1. PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah	2
1.3 Tujuan Penelitian.....	3
1.4 Pembatasan Masalah	3
1.5 Sistematika Penulisan.....	3
BAB 2. DASAR TEORI	5
2.1 Parameter Elastik Batuan	6
2.1.1 <i>Incompressibility</i>	7
2.1.2 <i>Bulk Modulus dan Shear Modulus</i>	9
2.1.3 Densitas.....	11
2.2 Koefisien Refleksi.....	12
2.2.1 Koefisien Refleksi Pada Sudut Datang Normal.....	12
2.2.2 Koefisien Refleksi Pada Sudut Datang Tidak Normal.....	14
2.2.3 Proyeksi Sudut Konstan Pada Penampang Seismik.....	17
2.3 Impedansi	19

2.3.1 Impedansi Akustik	19
2.3.2 Impedansi Elastik.....	20
2.3.3 <i>Extended Elastic Impedance</i> (EEI)	23
2.4 Wavelet.....	27
2.5 Konvolusi	29
2.6 Inversi.....	30
2.6.1 Dasar Inversi	30
2.6.2 Inversi <i>Model Based</i>	31
2.7 Konsep Delta.....	33
2.7.1 Lingkungan Pengendapan Batuan Sedimen.....	33
2.7.2 Lingkungan Delta.....	34
BAB 3. INVERSI EXTENDED ELASTIC IMPEDANCE	38
3.1 Persiapan Data Seismik.....	39
3.1.1 Loading Data.....	39
3.1.2 Koreksi NMO.....	41
3.1.3 Mute	42
3.2 Pengolahan Data Sumur	42
3.2.1 Pembuatan Spektrum EEI	44
3.2.2 Korelasi Dengan Log Target.....	46
3.3 Pembuatan Reflektivitas Gamma-ray dan Lamda-rho	48
3.4 Estimasi Wavelet.....	52
3.5 Well-Seismic Tie.....	54
3.6 Model Impedansi.....	55
3.7 Analisis Inversi.....	59

3.8 Inversi EEL.....	61
BAB 4. EKSPLORASI SUB CEKUNGAN JAMBI.....	70
4.1 Tatanan Regional Sub Cekungan Jambi.....	70
4.2 Stratigrafi Regional Sub Cekungan Jambi	72
4.3 Target Eksplorasi.....	75
4.4 Uji Kandungan Lapisan Sumur Fz-1.....	77
BAB 5. ANALISIS DAN PEMBAHASAN.....	79
5.1 Analisis Sensitivitas Inversi	79
5.1.1 Sensitivitas Penampang Impedansi Lamda-rho	79
5.1.2 Sensitivitas Penampang Impedansi Gamma-ray.....	83
5.2 Analisis Dan Model Distribusi Facies.....	87
5.2.1 Analisis Facies	87
5.2.2 Model Distribusi Facies	91
5.3 Evaluasi Prospek Reservoir.....	92
5.3.1 Prospek Reservoir Pada Struktur Tuba Obi	93
BAB 6. KESIMPULAN DAN SARAN.....	96
6.1 Kesimpulan.....	96
6.2 Saran.....	97
REFERENSI	98
LAMPIRAN	
A. Skrip Matlab Pengolahan Data Sumur	99

DAFTAR GAMBAR

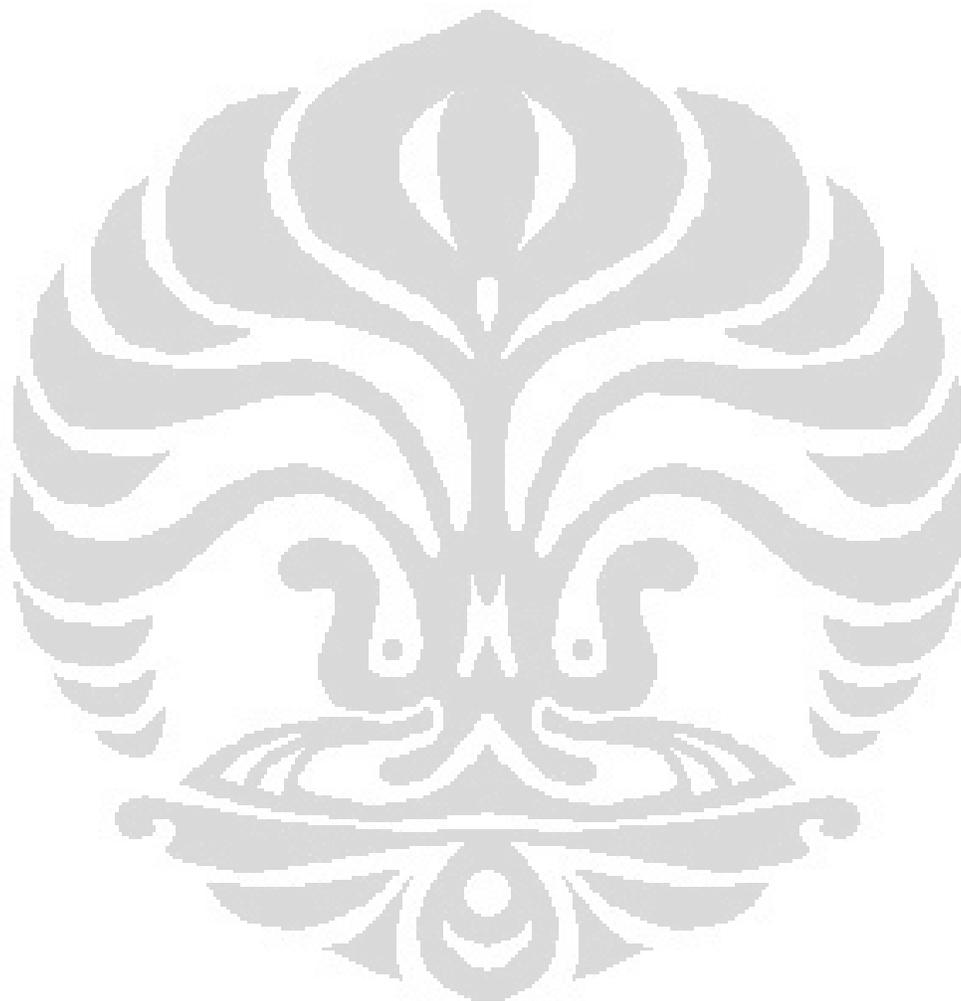
Gambar	Halaman
2.1 Model batuan.....	7
2.2 Model batuan saat terkena gangguan mekanis.....	8
2.3 Model impedansi yang membangkitkan koefisien refleksi.....	13
2.4 Model konversi gelombang P-S pada refleksi dengan sudut datang gelombang tidak nol.....	14
2.5 Regresi linear dari plot amplitudo terhadap $\sin^2\theta$	16
2.6 Perbandingan antara impedansi dan koefisien refleksi.....	20
2.7 Model impedansi elastik dan akustik.....	21
2.8 Perubahan amplitudo terhadap sudut sebagai konsekuensi dari perubahan impedansi terhadap sudut.....	21
2.9 Ekstrapolasi linear plot amplitudo terhadap $\sin^2\theta$	24
2.10 Spektrum EEI untuk rentang sudut -90 s/d 90.....	26
2.11 Model wavelet (wavelet ricker).....	27
2.12 Pengaruh lebar band frekwensi terhadap bentuk wavelet.....	28
2.13 Wavelet.....	29
2.14 Model "penggantian" dalam proses konvolusi.....	30
2.15 Proses inversi dalam domain frekwensi.....	31
2.16 Flowchart inversi model based.....	32
2.17 Skematik lingkungan pengendapan.....	34
2.18 Model delta.....	37
3.1 Flowchar inversi EEI.....	40

3.2	Basemap daerah penelitian.....	40
3.3	Contoh hasil proses koreksi NMO	41
3.4	Mute	42
3.5	Data log sumur Fz-1	43
3.6	Trend cutoff <i>shale base line</i> log gamma-ray	44
3.7	Spektrum EEI	45
3.8	Korelasi EEI dengan impedansi P	45
3.9	Korelasi EEI dengan log lamda-rho.....	46
3.10	Korelasi EEI dengan log gamma-ray.....	47
3.11	Flowchart pembuatan reflektifitas gamma-ray dan lamda-rho.....	48
3.12	Analisis trend sudut.....	49
3.13	Intercept dan Gradient.....	51
3.14	Penampang reflektifitas gamma-ray.....	51
3.15	Penampang reflektifitas lamda-rho.....	52
3.16	Window estimasi wavelet	53
3.17	Wavelet dan spektrum frekwensi hasil proses estimasi wavelet.....	54
3.18	<i>Well-seismic tie</i>	56
3.19	Model impedansi gamma-ray	58
3.20	Model impedansi lamda-rho	58
3.21	Analisis inversi impedansi gamma-ray	60
3.22	Analisis inversi impedansi lamda-rho	60
3.23	Hasil inversi impedansi gamma-ray.....	65
3.24	Hasil inversi impedansi lamda-rho.....	69

4.1	Tektonik regional Sumatera	71
4.2	Penampang melintang profil Cekungan Sumatera Selatan.....	71
4.3	Profil lokasi Sub Cekungan Jambi.....	72
4.4	Peta profil Dalam Berembang	73
4.5	Stratigrafi regional Sub Cekungan Jambi	74
4.6	Peta <i>Time Structure</i> daerah penelitian.....	76
4.7	Model reservoir struktur Tuba Obi.....	78
5.1	Crossplot V_p terhadap V_s	80
5.2	Crossplot lamda-rho terhadap rasio V_p/V_s	81
5.3	Crossplot EEI(20) terhadap rasio V_p/V_s	82
5.4	Penampang anomali impedansi lamda-rho	83
5.5	Crossplot EEI(45) terhadap gamma-ray.....	85
5.6	Anomali impedansi gamma-ray	86
5.7	Slice map impedansi gamma-ray	89
5.8	Urutan stratigrafi pada data seismik	90
5.9	Model interpretatif dari deistribisi facies	92
5.10	Peta anomali pada kedalaman DST-4.....	95

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
4.1 Data DST sumur Fz-1	78



BAB I

PENDAHULUAN

1.1 LATAR BELAKANG

Tuntutan yang tinggi dalam upaya mengurangi resiko eksplorasi dewasa ini mendorong para geosaintis untuk melakukan studi lebih jauh mengenai reservoir. Banyak studi dan penelitian telah dilakukan untuk mempelajari karakter suatu reservoir, salah satunya bertujuan untuk mengetahui distribusi atau penyebaran dari parameter-parameter fisiknya. Informasi mengenai distribusi parameter-parameter fisis reservoir merupakan informasi yang sangat penting untuk menentukan lokasi pemboran dalam rangka pengembangan suatu lapangan minyak dan gas bumi.

Pada mulanya, teknologi seismik yang diterapkan dalam eksplorasi minyak dan gas bumi hanya digunakan untuk mengetahui struktur batuan. Dengan menggunakan informasi ini kita dapat memprediksikan lokasi jebakan minyak dan gas bumi. Dalam hal ini, upaya untuk memprediksi daerah yang memiliki prospek terdapatnya kandungan minyak dan gas bumi lebih banyak dikontrol oleh konsep geologi.

Namun demikian dewasa ini, para geofisikawan telah mengembangkan banyak metode yang dapat digunakan untuk secara langsung memprediksi penyebaran lithologi dan fluida reservoirnya tanpa melakukan banyak pemboran. Hanya dengan menggunakan data seismik

yang dikontrol oleh beberapa data sumur, kita sudah dapat mengetahui informasi mengenai penyebaran reservoir dan keberadaan atau ketidak-beradaan minyak dan gas bumi. Dengan adanya kemajuan teknologi seismik ini dalam eksplorasi minyak dan gas bumi, resiko eksplorasi dapat diperkecil.

Kondisi reservoir dengan drajad ketidak-menerusan yang tinggi terkadang dapat menurunkan tingkat keberhasilan eksplorasi, karena itu dalam penelitian ini, sebuah metode diterapkan dalam sebuah studi kasus untuk mendeliniasi prospek reservoir yang terendapkan pada lingkungan delta. Inversi *Extended Elastic Impedance* (EEI) digunakan untuk memetakan persebaran reservoir dan posisi-posisi yang kemungkinan menjadi tempat akumulasi gas.

1.2 RUMUSAN MASALAH

Data sumur menyediakan informasi yang tajam dan terpercaya dalam upaya untuk mengetahui karakter fisik sebuah reservoir walaupun hanya dapat di akses pada lokasi sumur saja. Namun demikian dengan menggunakan Inversi EEI yang menjadi pendekatan proporsional dari parameter-parameter reservoir yang terdapat di sumur, tersedia akses untuk menyelidiki pelamparannya dengan menggunakan data seismik. Dalam penelitian, EEI digunakan sebagai pendekatan proporsional terhadap parameter gamma-ray dan lamda-rho yang ada di sumur untuk memetakan

distribusi reservoir. Efektifitas inversi EEI diuji-cobakan pada sebuah studi kasus deliniasi prospek reservoir yang terendapkan pada lingkungan delta.

1.3 TUJUAN PENELITIAN

Adapun tujuan dari penelitian ini yaitu :

1. Mempelajari konsep dan aplikasi Inversi EEI dalam studi kasus eksplorasi Sub Cekungan Jambi.
2. Membuat model penyebaran facies berdasarkan interpretasi dari hasil inversi.
3. Membuat peta prospek reservoir.

1.4 PEMBATASAN MASALAH

Dalam penelitian ini, data yang digunakan berupa 4 lintasan seismik (*preserved amplitude, PSTM*) yang saling berpotongan dan 1 data sumur. Metode inversi yang dilakukan berupa inversi model based. Inversi EEI hanya digunakan sebagai pendekatan parameter gamma-ray dan lamda-rho.

1.5 SISTEMATIKA PENULISAN

Dalam penulisan, karya tulis ini terbagi atas enam bab. Bab pertama merupakan bagian pendahuluan. Pada bagian ini, gambaran singkat tentang keseluruhan isi karya tulis dijabarkan. Penjabaran ini dipecah dalam

beberapa sub bab, diantaranya latar belakang penulisan karya tulis, rumusan masalah, tujuan penulisan, pembatasan masalah dan sistematika penulisan.

Bab kedua merupakan landasan teori dari penelitian. Pada bab ini secara garis besar menjelaskan teori yang melandasi tiap kegiatan yang dilakukan dalam penelitian. Selain itu juga pembahasan dan analisis dari hasil penelitian juga berpijak pada landasan teori yang dijabarkan pada bab kedua.

Bab ketiga merupakan penjabaran dari metode yang digunakan dalam penelitian. Pada bab ini, penjelasan detail mengenai proses inversi EEI dijabarkan, mulai dari tahap persiapan data sampai pada proses inversi.

Bab keempat merupakan penjabaran data-data pendukung dan gambaran singkat mengenai kondisi-kondisi khusus pada studi kasus. Pada bab ini, situasi dan kondisi lokasi penelitian, data pendukung dan hal-hal penting lainnya yang mendukung dalam analisis dan pembahasan dijabarkan.

Bab kelima merupakan bagian analisis dan pembahasan. Pada bab ini, analisis dan interpretasi hasil inversi dijabarkan. Semua aspek yang mendukung dalam pembentukan model distribusi facies dan deliniasi reservoir digunakan dan diramu menjadi satu pembahasan.

Bab keenam merupakan penjabaran mengenai kesimpulan yang dapat diambil dalam penelitian. Selain itu juga saran-saran praktis juga diajukan baik untuk kepentingan penelitian lanjutan maupun untuk kepentingan studi kasus.

BAB II

DASAR TEORI

Gelombang seismik merupakan gelombang yang berasal dari gangguan mekanis yang dialami oleh batuan yang kemudian diteruskan ke segala arah dari sumber gangguan tersebut. Sama seperti jenis gelombang lainnya, gelombang seismik memiliki frekuensi, fase dan amplitudo gelombang dan perilaku ketiga komponen gelombang ini berubah-ubah ketika menjalar di dalam batuan, baik pada arah lateral maupun pada arah vertikal. Perubahan perilaku komponen-komponen gelombang seismik disebabkan oleh beberapa faktor, antara lain:

1. Perubahan lithologi
2. Perubahan facies
3. Kandungan fluida dalam batuan
4. Ketidak-selarasan (*fracture*, *sesar*, *uncomformity*, dll)
5. Kedalaman, dll.

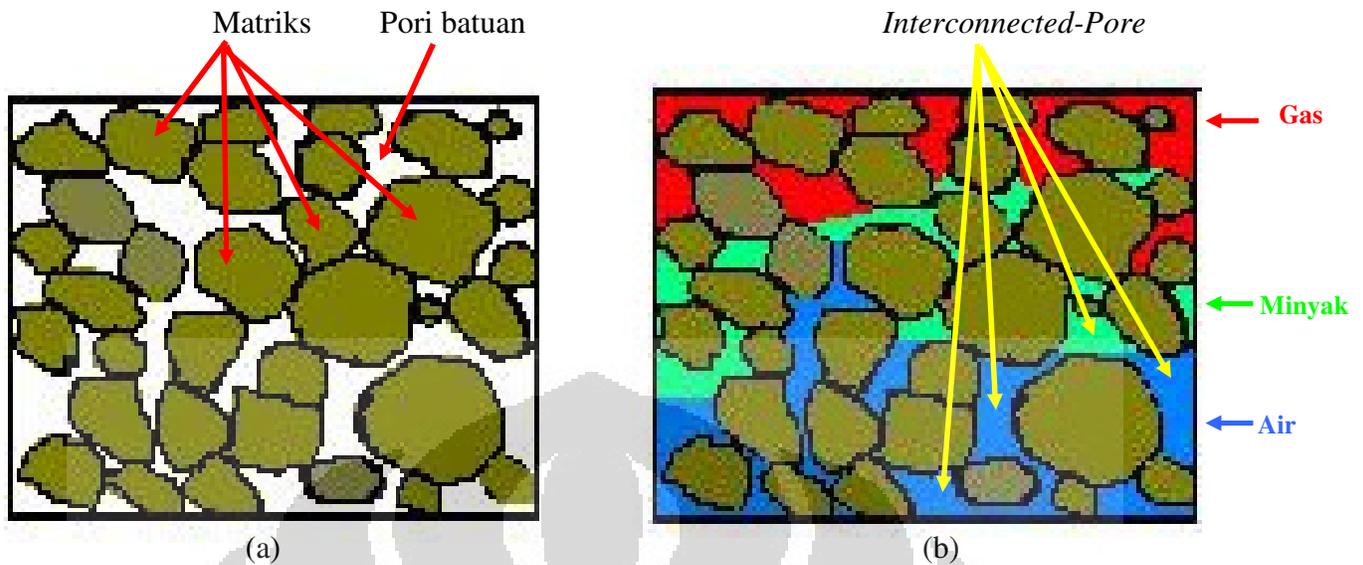
Saat menjalar dalam batuan, gelombang seismik memiliki dua jenis karakter penjalaran, yaitu menjalar dengan arah getar searah atau tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombang. Gelombang P (Longitudinal) didefinisikan sebagai gelombang seismik yang arah getarnya searah dengan arah rambatannya. Sedangkan gelombang S (Transversal) didefinisikan sebagai gelombang seismik yang arah getarnya tegak lurus terhadap arah rambatannya.

Penjalaran gelombang P merupakan rangkaian gerak pemampatan dan perenggangan partikel-partikel dalam batuan. Sedangkan penjalaran gelombang S analog dengan penjalaran gelombang pada seutas tali, yaitu rangkaian simpangan arah getar sepanjang lintasan penjalaran gelombang. Gelombang P menjalar dengan kecepatan yang lebih besar dari gelombang S, hal ini disebabkan karena seluruh energi gelombang pada gelombang P digunakan untuk menjalar. Sedangkan gelombang S menggunakan energinya tidak hanya untuk menjalar, tetapi juga untuk bergetar yang arahnya tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombang.

Prilaku gelombang P dan S saat menjalar dalam batuan berbeda-beda bergantung pada kelima faktor yang telah disebutkan di atas. Identifikasi prilaku gelombang seismik saat menjalar di dalam batuan dapat menuntun kita kepada investigasi geofisika dalam menemukan kandungan minyak dan gas bumi dalam batuan dan menurunkan tingkat resiko eksplorasi.

2.1 PARAMETER ELASTIK BATUAN

Secara umum, batuan tersusun atas beberapa komponen seperti : Matriks batuan, pori-pori batuan dan fluida pengisi pori-pori batuan seperti yang digambarkan pada Gambar (2.1). Matriks batuan merupakan padatan yang menyusun batuan. Sedangkan pori batuan merupakan ruang kosong antar matriks. Ruang kosong ini biasanya terisi oleh fluida, baik air, minyak maupun gas.

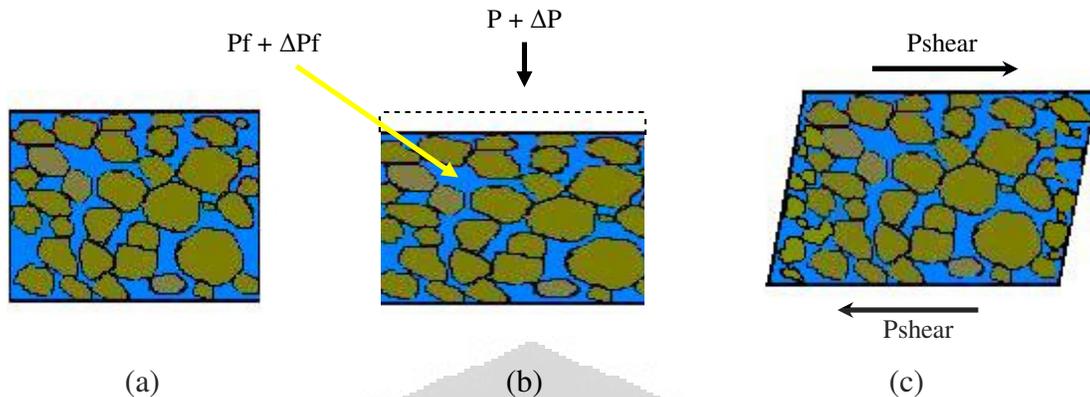


Gambar 2.1 Model batuan. (a) Batuan kering tanpa fluida (b) Batuan dengan fluida.

Ketika sebuah gangguan bekerja terhadap batuan, gangguan tersebut akan menjalar dan diteruskan ke segala arah. Hal ini disebabkan karena batuan bersifat elastis, yaitu ketika mendapat sebuah gangguan mekanis, maka pada batas tertentu akan kembali ke bentuk awalnya.

2.1.1 Incompressibility (λ)

Ketika batuan mengalami gangguan mekanis berupa tekanan pada arah normal terhadap permukaannya, seperti yang ditunjukkan pada Gambar (2.2b), maka butiran batuan akan terdesak untuk saling mendekat satu dengan lainnya. Hal ini menyebabkan pori-pori batuan menjadi semakin sempit. Kemudian fluida dalam pori-pori batuan merespon gangguan ini dengan meningkatkan tekanan dalam dirinya sehingga batuan menjadi "less-compressed".



Gambar 2.2 Model batuan saat terkena gangguan mekanis. (a) Dalam keadaan normal (b) Gangguan mekanis kompresi (c) Gangguan mekanis geser (*Shear*).

Ketika air atau minyak mengisi pori-pori batuan maka batuan akan bersifat lebih "*less-compressed*" ketimbang jika gas yang mengisi pori-pori batuan karena air dan minyak relatif lebih sulit untuk ditekan ketimbang gas. Karena itu keberadaan gas dalam pori batuan, akan memiliki ciri khas sifat *incompressibility* yang bisa terbedakan dari air dan minyak.

Parameter *Incompressibility* (λ) juga dapat dinyatakan ke dalam bentuk bulk modulus (k) dengan menggunakan persamaan (2.1).

$$k = \lambda + 2/3\mu \quad (2.1)$$

dimana, k = Bulk modulus

μ = Modulus geser

Berdasarkan persamaan (2.1), untuk sembarang harga μ , bulk modulus memiliki hubungan linear terhadap *Incompressibility*. Hal ini berarti bahwa bulk modulus memiliki *sense* interpretasi yang sama dengan *Incompressibility* dan cukup peka dalam memprediksi keberadaan gas dalam batuan.

2.1.2 Bulk Modulus (k) dan Shear Modulus (μ)

Sama seperti *Incompressibility*, bulk modulus (k) merupakan parameter elastik batuan yang peka terhadap kehadiran gas dalam pori-pori batuan. Hal ini disebabkan karena gas memiliki karakter bulk modulus yang terbedakan dari air dan minyak.

Dengan melakukan pengukuran seismik di lapangan, parameter bulk modulus, shear modulus dan parameter-parameter elastik batuan lainnya tidak secara langsung dapat diukur, melainkan dengan menggunakan perantara-parameter lain yang berhubungan. Parameter yang biasa digunakan untuk menganalisa karakter elastik batuan yaitu kecepatan rambat gelombang seismik, baik untuk gelombang P maupun untuk gelombang S. Seperti yang dinyatakan dalam persamaan di bawah ini, parameter-parameter elastik batuan dapat diekstrak dari data seismik.

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4/3\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.3)$$

Dengan menggunakan persamaan (2.1), maka persamaan (2.2) dapat dinyatakan ke dalam bentuk :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.4)$$

Namun demikian, untuk kasus batu pasir yang mengandung gas, kecepatan rambat gelombang P seismik dinyatakan dalam persamaan

di bawah ini.(Gassman, 1951)

$$Vp_{sat} = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (2.5)$$

dimana,

Vp_{sat} = kecepatan gelombang P yang tersaturasi fluida.

K_{sat} = Nilai bulk modulus dalam kondisi tersaturasi fluida.

μ_{sat} = Nilai *shear modulus* dalam kondisi tesaturasi fluida.

ρ_{sat} = Nilai densitas dalam kondisi tersaturasi fluida.

Sedangkan untuk kasus yang sama, kecepatan gelombang S dapat dinyatakan dengan persamaan di bawah ini.(Biot, 1956)

$$Vs_{sat} = \sqrt{\frac{\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (2.6)$$

dimana,

Vs_{sat} = Kecepatan gelombang S dalam kondisi tersaturasi fluida

Dalam keadaan tersaturasi, nilai μ tidak berubah dari kondisi awal yang tidak tersaturasi, karena parameter elastis ini menyatakan sifat matriks batuan secara independen. Jadi Vs dan Vs_{sat} memiliki nilai yang sama.

Sedangkan untuk bulk modulus, dengan penjelasan yang sama seperti *Incompressibility*, sangat terpengaruh oleh fluida yang mengisi pori batuan, terutama dengan kehadiran gas. Persamaan Gassman menyajikan model yang simple dalam menentukan efek saturasi fluida dalam batuan terhadap bulk modulus. (De-hua Han and Michel L. Batzle, 2004)

$$Ks = Kd + \Delta Kd \quad (2.7a)$$

$$\Delta Kd = \frac{Ko(1-Kd/Ko)^2}{1-\phi-Kd/Ko+\phi\cdot Ko/Kf} \quad (2.7b)$$

dimana,

K_o = Bulk modulus untuk mineral batuan

K_f = Bulk modulus untuk fluida

K_d = Bulk modulus ketika batuan dikeringkan

K_s = Bulk modulus ketika tersaturasi dengan fluida

Φ = Porositas

ΔK_d merupakan perubahan bulk modulus batuan kering ketika terisi oleh fluida. Dan berdasarkan persamaan (2.7), seperti yang diharapkan, keberadaan fluida dalam batuan hanya mempengaruhi bulk modulus (atau *Incompressibility*) dan tidak mempengaruhi *shear modulus*.

2.1.3 Densitas (ρ)

Densitas merupakan parameter kerapatan massa batuan, yaitu besar massa per volume batuan (g/cc atau Kg/m^3). Densitas sebuah batuan secara keseluruhan dibentuk oleh gabungan nilai densitas dari komponen-komponen penyusun batuan, seperti yang dinyatakan dalam persamaan (2.8).

$$\rho_{sat} = \rho_m (1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc} (1 - S_w) \phi \quad (2.8)$$

dimana,

ρ_{sat} = Densitas gabungan dari batuan yang tersaturasi fluida.

ρ_m = Densitas matriks batuan.

ρ_w = Densitas air yang terperangkap dalam batuan.

ρ_{hc} = Densitas Hidrokarbon.

Ketika sebuah batuan tersaturasi sempurna oleh air, maka suku ketiga dari persamaan (2.8) akan hilang, dan sebaliknya jika batuan tersaturasi

sempurna oleh hidrokarbon (minyak atau gas) suku kedua akan hilang. Sedangkan untuk batuan dengan porositas kecil, sehingga hanya sedikit fluida yang terperangkap, seperti yang terjadi pada batu bara, maka nilai densitas batuan tersebut hanya bergantung dari densitas matriks batuan.

Pada umumnya kontras densitas di batuan memiliki nilai yang kecil, namun hal ini tidak berlaku ketika terdapat kehadiran gamping atau batu-bara di dalam perselingan pasir dan lempung. Sifat kontras densitas yang besar untuk kehadiran batu-bara ini dapat menjadi petunjuk ketika ingin memprediksikan keberadaan batu bara dalam perlapisan pasir dan lempung.

2.2 KOEFISIEN REFLEKSI

2.2.1. Koefisien Refleksi Pada Sudut Datang Normal

Sebuah trace dari suatu penampang seismik diasumsikan sebagai rekaman *geophone* pada posisi tersebut dengan posisi *shot* dan *geophone* yang sama, sehingga gelombang yang dikirim ke dalam bumi tegak lurus terhadap reflektor bumi. Nilai koefisien refleksi dari tiap reflektor bervariasi terhadap kedalaman.

Deret nilai koefisien refleksi untuk sudut datang normal dapat dinyatakan dengan persamaan (2.9).

$$R = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad (2.9)$$

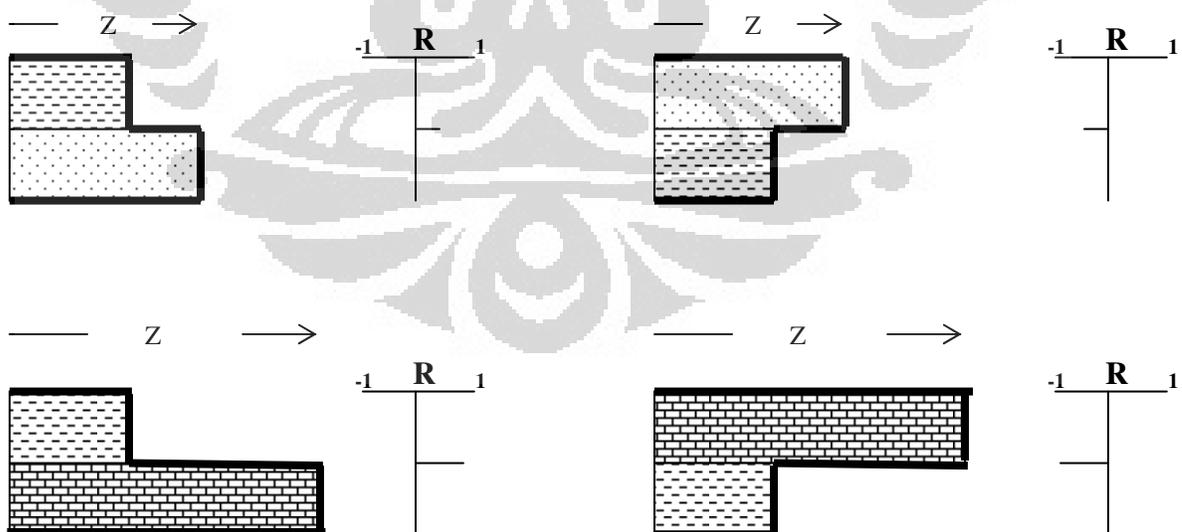
dimana,

R = Koefisien refleksi sudut datang normal

Z = Impedansi akustik

Koefisien refleksi merupakan perbandingan antara energi gelombang yang terpantul pada sebuah reflektor dan energi gelombang yang datang. Koefisien refleksi juga menggambarkan kuat lemahnya sebuah reflektor dan dapat bernilai positif atau negatif seperti yang digambarkan dalam persamaan (2.9). Berdasarkan persamaan (2.9) pula, dapat disimpulkan bahwa koefisien refleksi memiliki rentangan nilai antara -1 s/d 1.

Nilai koefisien refleksi pada dasarnya merupakan nilai relatif kontras impedansi batuan. Itu artinya sebuah nilai koefisien refleksi dapat dibentuk dari beberapa kemungkinan kontras impedansi. Gambar (2.3) menjelaskan beberapa kemungkinan yang bisa membangkitkan nilai koefisien refleksi.

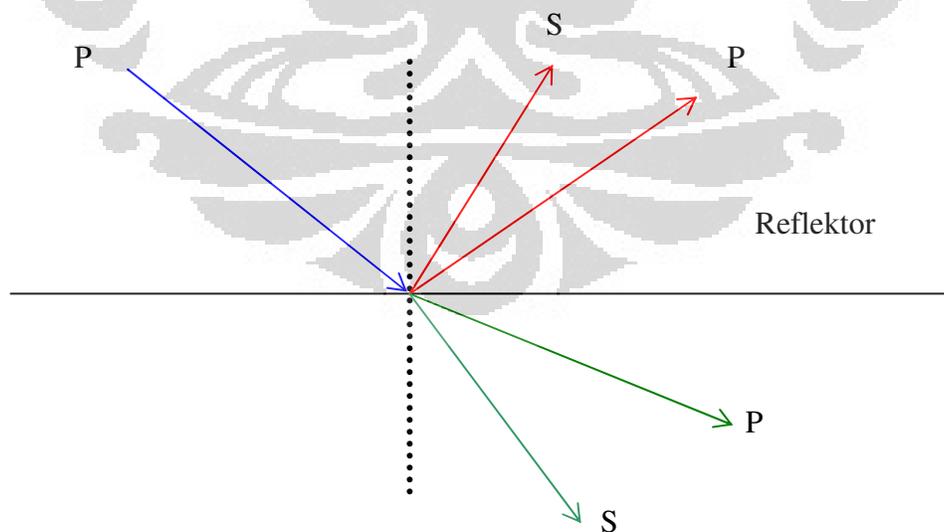


Gambar 2.3 Model impedansi yang membangkitkan koefisien refleksi.

2.2.2 Koefisien refleksi Pada Sudut Datang Tidak Normal

Untuk sudut datang tidak normal, konsep mengenai koefisien refleksi menjadi semakin rumit. Bahkan untuk titik refleksi yang sama dengan sudut datang yang berbeda-beda, dapat menghasilkan koefisien refleksi yang berbeda-beda. Saat menumbuk suatu reflektor dengan sudut θ , maka akan terjadi konversi gelombang dari gelombang P ke gelombang S seperti yang digambarkan pada Gambar (2.4). Hal ini akan mempengaruhi amplitudo yang tertangkap pada *geophone* dengan offset yang jauh atau ekuivalen dengan sudut yang besar.

Didasarkan pada fenomena variasi amplitudo seismik terhadap sudut datang (ekuivalen dengan offset) Knott (1899) dan Zoeippritz (1919) menurunkan sebuah persamaan linear dalam bentuk matriks 4x4. (Yilmaz, 2001)



Gambar 2.4 Model konversi gelombang P-S pada refleksi dengan sudut datang gelombang tidak nol.

$$\begin{bmatrix} \cos\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \sin\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_2} \cos\theta_2 & -\frac{\alpha_1}{\beta_2} \sin\theta_2 \\ -\sin\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_2} \sin\theta_2 & \frac{\alpha_1}{\beta_2} \cos\theta_1 \\ -\cos 2\theta_1 & -\sin 2\theta_1 & \frac{\rho_2}{\rho_1} \cos 2\theta_2 & -\frac{\rho_2}{\rho_1} \sin 2\theta_2 \\ \sin 2\theta_1 & -\frac{\alpha_1^2}{\beta_1^2} \cos 2\theta_1 & \frac{\rho_2 V_{p1}^2 V_{s2}^2}{\rho_1 V_{p2}^2 V_{s1}^2} \cos 2\theta_2 & \frac{\rho_2 V_{p1}^2}{\rho_1 V_{s1}^2} \cos 2\theta_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Apr \\ Asr \\ Apt \\ Ast \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta_1 \\ \sin\theta_1 \\ \cos 2\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

Persamaan ini menjelaskan bagaimana perilaku gelombang seismik saat menumbuk suatu reflektor pada sudut tidak nol. Namun demikian, bentuk matriks 4x4 dari persamaan ini tidak memberikan pemahaman yang intuitif tentang pengaruh parameter-parameter elastis batuan terhadap amplitudo pada sudut datang tidak nol.

Kemudian Aki-Richard menurunkan persamaan yang merupakan pendekatan linear dari persamaan Zoeppritz dengan asumsi bahwa kontras parameter-parameter elastik batuan sepanjang reflektor kecil dan sudut datang gelombang di bawah sudut kritis (Yilmaz, 2001).

$$R(\theta) = \left[\frac{1}{2} (1 + \tan^2 \theta) \right] \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - \left[4 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \sin^2 \theta \right] \frac{\Delta\beta}{\beta} + \left[\frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \sin^2 \theta \right) \right] \frac{\Delta\rho}{\rho} \quad (2.11)$$

dimana,

$$\begin{aligned} \alpha &= (\alpha_1 + \alpha_2) / 2 & \beta &= (\beta_1 + \beta_2) / 2 & \rho &= (\rho_1 + \rho_2) / 2 \\ \Delta\alpha &= (\alpha_2 - \alpha_1) & \Delta\beta &= (\beta_2 - \beta_1) & \Delta\rho &= (\rho_2 - \rho_1) \end{aligned}$$

Persamaan ini menjelaskan bahwa amplitudo refleksi gelombang seismik pada sudut datang tidak nol dibentuk dari kombinasi linear perubahan fraksional kecepatan gelombang P (Vp), kecepatan gelombang S (Vs) dan densitas pada sebuah reflektor. Meskipun demikian dalam aplikasinya,

pengaruh dari ketiga parameter ini tidak terlihat secara terpisah satu-per-satu di dalam data (Yilmaz, 2001).

Pendekatan lain dari persamaan Zoeppritz diturunkan oleh Wiggins (1984). Wiggins membagi faktor-faktor yang mempengaruhi variasi amplitudo seismik terhadap sudut datang ke dalam zona-zona sudut datang gelombang saat menumbuk sebuah reflektor, antara lain pada sudut normal (suku pertama), sub-kritis (suku ke dua) dan pendekatan pada sudut kritis (suku ke tiga).

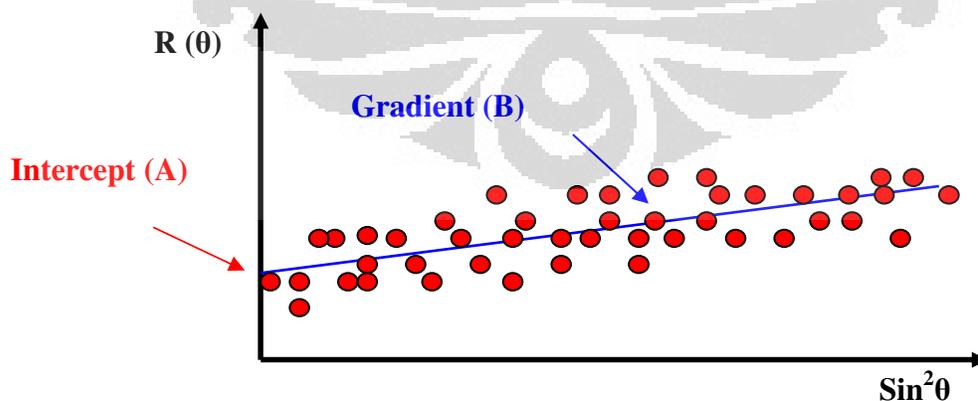
$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \tan^2 \theta \sin^2 \theta \quad (2.12)$$

dimana,

$$A = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right]$$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - 4 \left[\frac{\beta}{\alpha} \right]^2 \frac{\Delta\beta}{\beta} - 2 \left[\frac{\beta}{\alpha} \right]^2 \frac{\Delta\rho}{\rho} \quad C = \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha}$$

Dalam aplikasinya, A disebut *intercept* dan B disebut *gradien*. Istilah ini diambil dari pendekatan regresi linear terhadap plot amplitudo terhadap $\sin^2\theta$ seperti yang digambarkan pada Gambar (2.5).



Gambar 2.5 Regresi linear dari plot amplitudo terhadap $\sin^2\theta$.

2.2.3. Proyeksi Sudut Konstan Pada Penampang Seismik

Sebuah pendekatan proyeksi sudut konstan pada penampang seismik dapat dibuat dengan proses *stacking* dari gather yang di re-komposisi dari domain offset menjadi domain sudut datang (*angle gather*). Proyeksi sudut ini dapat menjadi sebuah pendekatan yang baik terhadap beberapa parameter elastik batuan dalam upaya penentuan distribusinya.

Dong (1996) menunjukkan bahwa pendekatan linear dari persamaan Zoeppritz dapat menuntun pada pendekatan yang ditunjukkan pada persamaan di bawah ini. (Whitcombe, 2002)

$$\Delta k = \frac{(3A + B + 2C)\alpha^2 \rho}{1.5} \quad (2.13)$$

Dimana Δk menunjukkan perubahan nilai bulk modulus pada sebuah reflektor. Sedangkan A, B dan C merupakan elemen-elemen penyusun persamaan (2.12).

Dalam aplikasinya, untuk mengekstrak nilai C dari data real, cukup sulit untuk dilakukan. Maka sebuah variabel baru didefinisikan untuk menggantikan nilai C, yaitu f yang merupakan rasio dari C/A . Shue (1985) menunjukkan bahwa rentang nilai C/A berkisar antara 0 dan 1. Jika relasi Gardner digunakan, maka f bernilai 0.8. Maka, ketimbang menggunakan nilai C dalam persamaan (2.13), nilai fA lebih mudah untuk digunakan yaitu dengan menentukan terlebih dahulu nilai f yang tepat untuk kondisi batuan setempat.

Dengan menggunakan substitusi dan pembagian pada kedua belah sisi pada persamaan (2.13), persamaan koefisien refleksi dari parameter bulk modulus dapat diturunkan.

$$R_k = \left(\frac{\Delta k}{2k} \right) = \left(A + \frac{B}{3+2f} \right) \left(\frac{3+2f}{3-4K} \right) \quad (2.14)$$

dimana $K = (V_s/V_p)^2$

Suku pertama pada persamaan (2.14) dapat dianggap sebagai persamaan orde 2 dari pendekatan linear terhadap persamaan Zoeppritz, $R = A + B \sin^2\theta$. Sedangkan suku ke dua dapat dianggap sebagai suatu konstanta pengali jika K dan f dianggap konstan. (Whitcombe, 2002).

Dengan demikian ada 2 hal yang dapat disimpulkan, pertama, koefisien refleksi seismik yang biasanya dinyatakan sebagai kontras impedansi akustik, berdasarkan persamaan (2.14) dapat dinyatakan sebagai kontras impedansi bulk modulus. Kesimpulan ke dua, koefisien refleksi untuk bulk modulus dapat dinyatakan dengan proyeksi sudut konstan, yaitu pada sudut :

$$\sin^2 \theta_k = \frac{1}{3+2f} \quad (2.15)$$

Dimana nilai f memiliki rentangan antara 0 dan 1. Jadi θ_k memiliki rentangan nilai yang mungkin antara 26° s/d 35° .

Penguraian di atas menuntun pada suatu kesimpulan umum bahwa proyeksi sudut konstan pada suatu penampang seismik dapat menjadi pendekatan yang baik terhadap parameter elastik batuan. Koefisien refleksi

dari parameter-parameter elastik batuan dapat dibentuk dari *scaling* persamaan orde 2 pendekatan linear persamaan Zoeppritz.

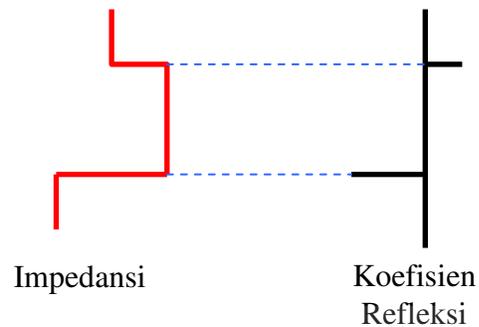
2.3 IMPEDANSI

Impedansi batuan didefinisikan sebagai resistansi batuan terhadap penjarangan gelombang. Kontras impedansi dalam batuan dapat membangkitkan sifat reflektivitas batuan. Berbeda dengan koefisien refleksi yang menyatakan batas, impedansi menyatakan “body” dari target interest. Body dari target interest dapat berupa litologi tertentu, zona dengan porositas besar, keberadaan low-density, atau eksistensi dari hidrokarbon. Sifat dari impedansi yang menggambarkan body dari suatu target interest menjadikan metode inversi dalam mengekstrak nilai impedansi batuan sebagai alat interpretasi yang cukup handal.

2.3.1. Impedansi Akustik

Impedansi akustik merupakan impedansi batuan ketika terkena gelombang pada arah normal. Secara sederhana, impedansi akustik dapat diartikan sebagai kekerasan batuan, semakin besar impedansi akustik sebuah batuan maka tingkat kekerasannya semakin besar.

Beberapa faktor yang mempengaruhi nilai impedansi akustik di batuan diantaranya : porositas batuan, kandungan fluida batuan, densitas dan litologi.



Gambar 2.6 Perbandingan antara impedansi dengan koefisien refleksi.

Keempat faktor ini memiliki pengaruh yang berbeda-beda pada impedansi akustik, dan bersifat *in situ*. Secara matematis, impedansi akustik (AI) dinyatakan dengan menggunakan persamaan (2.16).

$$AI = V_p \times \rho \quad (2.16)$$

dimana,

V_p = Kecepatan gelombang P

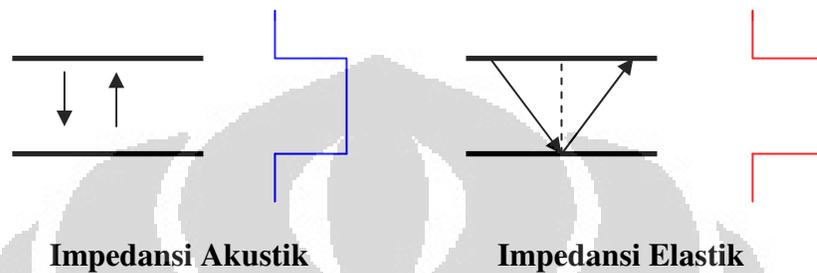
ρ = Densitas batuan

2.3.2. Impedansi Elastik

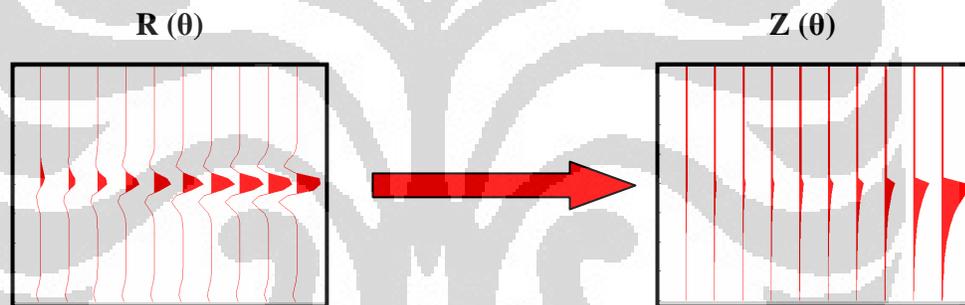
Impedansi elastik merupakan impedansi batuan ketika terkena gelombang pada arah tidak normal. Konsep impedansi elastik di dasarkan pada fenomena AVO (*Amplitude Variation with Offset*) dimana terjadi perubahan amplitudo terhadap offset (ekuivalen dengan sudut datang).

Seperti yang telah dinyatakan sebelumnya, kontras impedansi batuan dapat menimbulkan sifat reflektivitas, dengan kata lain reflektivitas batuan dibangkitkan dari parameter impedansi batuan.

Maka ketika terjadi perubahan amplitudo terhadap sudut seperti yang biasa terjadi dalam fenomena AVO, satu hal yang dapat diharapkan yaitu, parameter impedansi yang membangkitkan reflektivitas batuan juga berubah terhadap sudut.



Gambar 2.7 Model Impedansi elastik dan Akustik.



Gambar 2.8 Perubahan amplitudo terhadap sudut sebagai konsekuensi dari perubahan impedansi terhadap sudut.

Untuk sudut refleksi tidak normal, sebuah fungsi $f(t)$ yang merupakan analogi dari impedansi akustik dibutuhkan untuk menyatakan reflektivitas pada sudut tidak normal (Connolly, 1999).

$$R(\theta) = \frac{f(t_i) - f(t_{i-1})}{f(t_i) + f(t_{i-1})} \quad (2.17)$$

dimana,

$R(\theta)$ = Reflektivitas pada sudut tidak normal

$f(i)$ = analogi AI yang didefinisikan sebagai Impedansi Elastik (EI)

Persamaan (2.17) kemudian dapat dinyatakan sebagai berikut.

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \frac{\Delta EI}{EI} = \frac{1}{2} \Delta \ln(EI) \quad (2.18)$$

Kemudian dengan menggunakan pendekatan linear dari persamaan Zoeipritz yang diturunkan oleh Aki dan Richard (1980), persamaan yang mengekspresikan EI dapat diturunkan sebagai berikut.

$$\frac{1}{2} \Delta \ln(EI) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \alpha}{\alpha} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) + \left(\frac{1}{2} \frac{\Delta \alpha}{\alpha} - 4 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta \beta}{\beta} - 2 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta \alpha}{\alpha} \sin^2 \theta \tan^2 \theta$$

— A —
— B —
— C —

Jika $(V_s/V_p)^2$ disubstitusi dengan K maka,

$$\frac{1}{2} \Delta \ln(EI) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta \alpha}{\alpha} (1 + \sin^2 \theta) + \frac{\Delta \rho}{\rho} (1 - 4K \sin^2 \theta) - \frac{\Delta \beta}{\beta} 8K \sin^2 \theta + \frac{\Delta \alpha}{\alpha} \sin^2 \theta \tan^2 \theta \right]$$

Karena $\sin^2 \theta \tan^2 \theta = \tan^2 \theta - \sin^2 \theta$ maka,

$$= \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta \alpha}{\alpha} (1 + \tan^2 \theta) - \frac{\Delta \beta}{\beta} 8K \sin^2 \theta + \frac{\Delta \rho}{\rho} (1 - 4K \sin^2 \theta) \right]$$

Dari tiga suku persamaan Aki dan Richard, hanya dua suku pertama yang akan digunakan seperti kebanyakan aplikasi AVO dimana A merupakan *Intercept* dan B merupakan *Gradient*. Selain itu diketahui bahwa $\Delta \ln x = \Delta x/x$, maka :

$$\Delta \ln(EI) = (1 + \tan^2 \theta) \Delta \ln(\alpha) - (8K \sin^2 \theta) \Delta \ln(\beta) + (1 - 4K \sin^2 \theta) \Delta \ln(\rho)$$

Diasumsikan nilai K konstan untuk daerah interest, maka

$$\begin{aligned}
 &= \Delta \ln \left(\alpha^{(1 + \tan^2 \theta)} \right) - \Delta \ln \left(\beta^{(8K \sin^2 \theta)} \right) + \Delta \ln \left(\rho^{(1 - 4K \sin^2 \theta)} \right) \\
 &= \Delta \ln \left[\alpha^{(1 + \tan^2 \theta)} \beta^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(1 - 4K \sin^2 \theta)} \right]
 \end{aligned}$$

Dan terakhir, proses integrasi pada dua berlah sisi menghasilkan :

$$EI(\theta) = \alpha^{(1 + \tan^2 \theta)} \beta^{(-8K \sin^2 \theta)} \rho^{(1 - 4K \sin^2 \theta)} \quad (2.19)$$

Persamaan (2.19) merupakan sebuah ekspresi impedansi batuan pada sudut tidak normal dan merupakan fungsi dari V_p , V_s dan density yang bervariasi terhadap sudut θ . Dengan menggunakan impedansi elastik, data sumur dapat secara langsung di-*tied* dengan data stack pada sudut yang tidak nol (Connolly,1999). Sehingga sama seperti amplitudo near stack dapat dikalibrasi dengan menggunakan AI, amplitudo far stack juga dapat dikalibrasi dengan menggunakan analogi dari AI, yaitu EI.

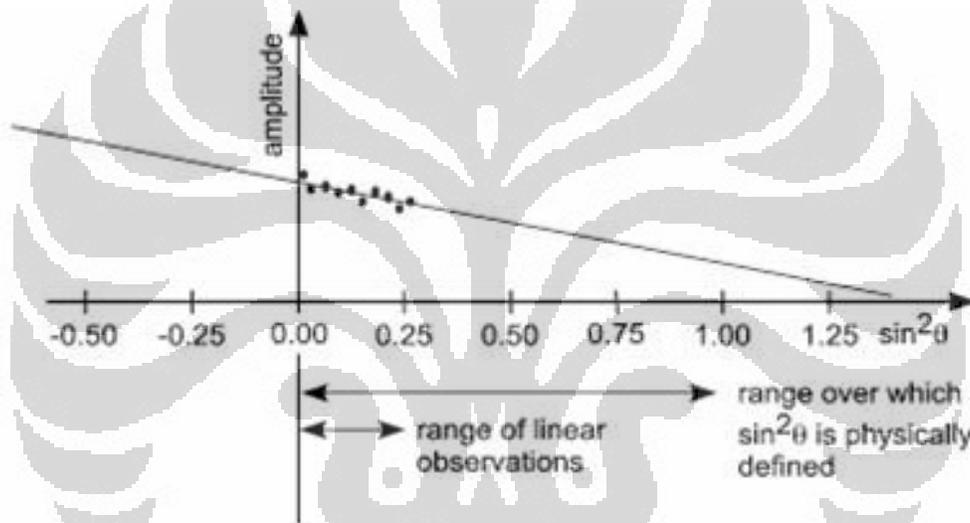
2.3.3 Extended Elastic Impedance

Proyeksi sudut konstan pada penampang seismik merupakan metode yang mampu memberikan perbedaan secara maksimal antara fluida dan litologi. (Whitcombe, 2002) Dan konsep impedansi elastik yang diperkenalkan oleh Connolly (1999) secara teori mampu menjadi kerangka referensi impedansi yang membangkitkan reflektivitas dengan proyeksi sudut konstan dari sebuah penampang seismik. Namun demikian ada beberapa kesulitan dalam menggunakan konsep impedansi elastik yang didefinisikan oleh Connolly.

Berdasarkan pendekatan linear orde 2 dari persamaan Zoeippritz yang diturunkan oleh Aki dan Richard, $R = A + B \sin^2\theta$, terdapat kebutuhan untuk membuat $|\sin^2\theta|$ melebihi nilai 1, namun demikian nilai reflektivitas dapat melebihi 1 ketika nilai $|\sin^2\theta|$ meningkat. Jelas, tidak ada nilai kontras impedansi yang mampu membangkitkan reflektivitas yang melebihi 1, kecuali

terdapat nilai impedansi negatif. Dalam praktiknya, ketika $|\sin^2\theta|$ mendekati atau melampaui nilai 1 maka log EI yang didefinisikan Connolly, menjadi tidak akurat.

Suku $\sin^2\theta$ dalam pendekatan linear persamaan Zoeippritz membatasi rentangan observasi reflektivitas pada batas 0 s/d 1. Namun ekstrapolasi pada arah negatif dan positif dari rentang observasi reflektivitas sepanjang sumbu $\sin^2\theta$ dapat dilakukan, seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (2.9).



Gambar 2.9 Rentangan observasi dari plot amplitudo pre-stack dapat dimodelkan dengan ekstrapolasi linear pada arah negatif dan positif sepanjang sumbu $\sin^2\theta$. (Withcombe, 2002)

Maka sebuah definisi baru dari konsep impedansi elastik dapat dibuat dengan mengganti $\sin^2\theta$ menjadi $\tan\chi$ sehingga persamaan linear orde 2 dari pendekatan persamaan Zoeippritz didefinisikan pada rentangan $\pm\infty$ ketimbang 0 s/d 1. Selain itu sebuah faktor *scaling* $\cos\chi$ dibutuhkan untuk meyakinkan bahwa nilai reflektivitas tidak akan pernah melebihi 1. (Whitcombe, 2002)

Substitusi $\sin^2\theta$ menjadi $\tan\chi$ merubah persamaan linear orde 2 dari pendekatan persamaan Zoeippritz menjadi :

$$R = A + B \tan \chi \quad (2.20)$$

Faktor *scaling* $\cos\chi$ merubah R yang dinyatakan dalam persamaan (2.20) menjadi R_s seperti yang dinyatakan dalam persamaan di bawah ini.

$$R_s = R \cos \chi \quad (2.21)$$

Dimana R juga dapat dinyatakan sebagai :

$$R = \frac{(A \cos \chi + B \sin \chi)}{\cos \chi} \quad (2.22)$$

Sehingga ,

$$R_s = A \cos \chi + B \sin \chi \quad (2.23)$$

Berdasarkan persamaan (2.23), sebuah definisi baru dari EI dapat dinyatakan seperti yang ditunjukkan oleh persamaan (2.24).

$$EEI(\chi) = \alpha_o \rho_o \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_o} \right)^p \left(\frac{\beta}{\beta_o} \right)^q \left(\frac{\rho}{\rho_o} \right)^r \right] \quad (2.24)$$

dimana,

$$p = (\cos \chi + \sin \chi)$$

$$q = -8K \sin \chi$$

$$r = (\cos \chi - 4K \sin \chi)$$

α_o , ρ_o = nilai referensi dari V_p dan densitas pada zona inters

Berdasarkan persamaan (2.24), R_s memiliki range nilai antara A ($\chi = 0^\circ$) dan B ($\chi = 90^\circ$). Ekuivalen EEI dari $\chi = 0^\circ$ seperti yang diharapkan, merupakan impedansi akustik. Sedangkan ekuivalen EEI dari $\chi = 90^\circ$ berkorespondensi dengan "Impedansi *Gradient*" atau GI.

Jika sebuah variabel baru dinyatakan seperti persamaan di bawah ini :

$$AI_o = \alpha_o \times \rho_o$$

maka persamaan (2.24) dapat diubah ke dalam bentuk :

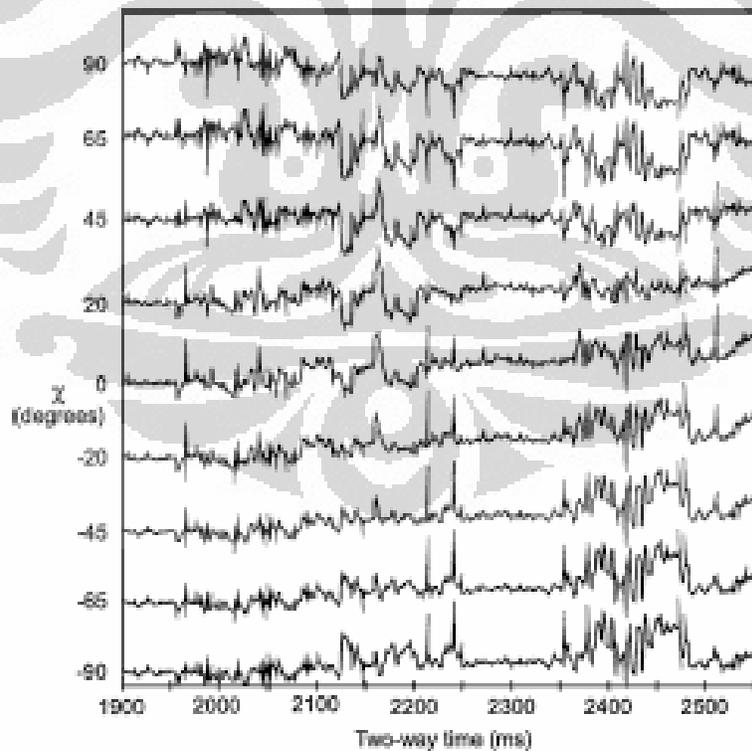
$$EEI(\chi) = AI_o \left[\left(\frac{AI}{AI_o} \right)^{\cos(\chi)} \left(\frac{GI}{AI_o} \right)^{\sin(\chi)} \right] \quad (2.25)$$

dimana,

AI_o = Impedansi akustik referensi

GI = Impedansi Gradient

Dengan menggunakan bentuk lain dari persamaan EEI seperti yang dinyatakan oleh persamaan (2.25), suatu kondisi yang dapat diharapkan yaitu, $EEI(\chi = -90^\circ)$ berkorelasi terbalik dengan $EEI(\chi = 90^\circ)$. Gambar (2.10) menggambarkan kondisi ini.



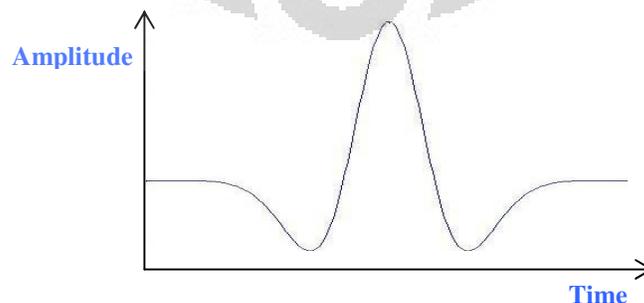
Gambar 2.10 Spektrum EEI untuk rentang sudut -90 s/d 90. (Whitcombe, 2002)

2.4 WAVELET

Wavelet adalah bentuk sesaat dari muka gelombang seismik saat menjalar di batuan. Dari waktu ke waktu, wavelet terus berubah karena saat menjalar, gelombang seismik terus berinteraksi dengan batuan tempat ia menjalar sehingga bentuk, frekuensi dan fasenya terus berubah dari satu tempat ke tempat lainnya. Karakter muka gelombang seismik dari waktu ke waktu saat menjalar di batuan di gambarkan oleh wavelet.

Sama seperti gelombang pada umumnya, wavelet memiliki komponen dasar gelombang, yakni : Amplitudo, fase dan frekwensi. Ketiga komponen dasar wavelet ini mewakili karakter gelombang seismik pada saat tertentu.

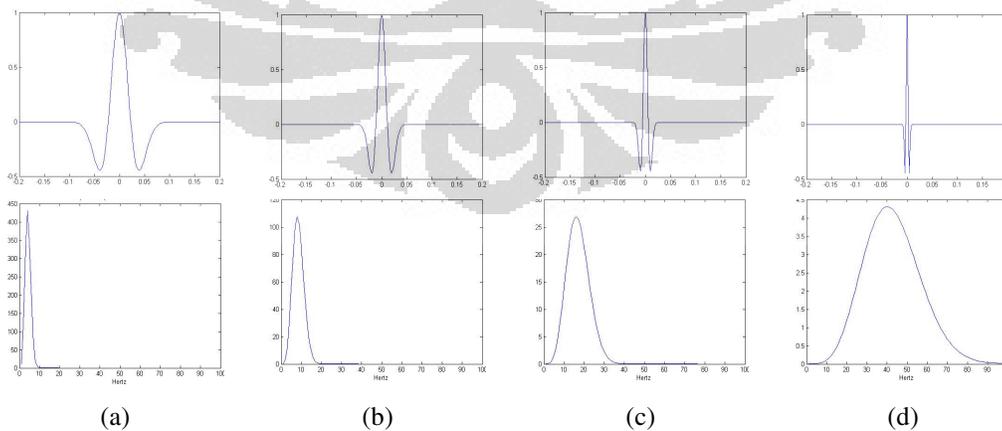
Saat sebuah *geophone* merekam sebuah gelombang yang kembali dari dalam bumi, *geophone* tersebut mencatat sebuah paket energi yang secara matematis dinyatakan sebagai konvolusi antara koefisien refleksi bumi dengan wavelet seismik. Range nilai amplitudonya dapat melebihi +/- 1, meskipun range nilai koefisien refleksi tidak mungkin melewati 1. Dalam hal ini, wavelet bertindak sebagai *scaling amplitude* yang memungkinkan amplitudo seismik dapat melebihi +/- 1.



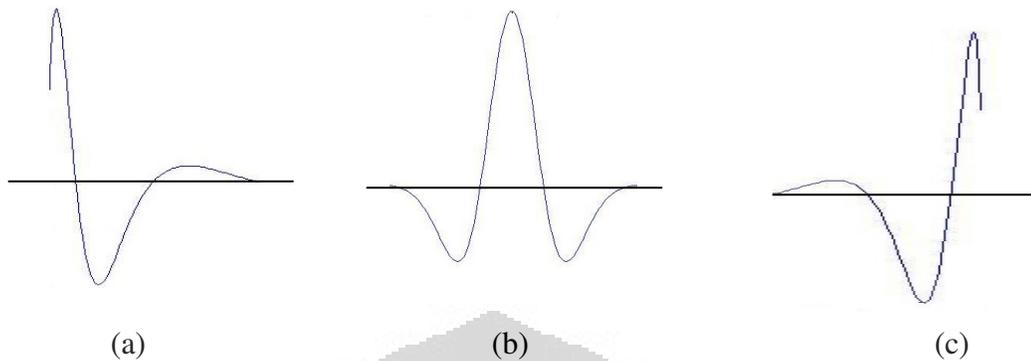
Gambar 2.11 Model wavelet (Wavelet Ricker).

Secara matematis, wavelet juga dapat dinyatakan sebagai superposisi dari banyak gelombang sinusoidal yang amplitudonya sama tetapi dengan frekwensi yang bervariasi dalam suatu *band* frekwensi tertentu. Semakin lebar *band* frekuensinya maka sebuah wavelet akan semakin *spike*. Gambar (2.12) menunjukkan bagaimana hubungan lebar *band* frekwensi dengan kenampakan sebuah wavelet.

Berdasarkan fase-nya, wavelet dapat dibagi menjadi tiga, yaitu *minimum phase wavelet*, *maximum phase wavelet*, dan *mixture phase wavelet*. Pembagian ini didasarkan pada waktu yang dibutuhkan sebuah wavelet untuk mencapai maksimum energinya. *Maximum phase wavelet* merupakan wavelet yang membutuhkan waktu paling besar untuk mencapai maksimum energinya, sedangkan *minimum phase wavelet* merupakan wavelet yang memerlukan waktu yang paling singkat untuk mencapai maksimum energinya. *Mixture phase wavelet* merupakan campuran dari *maximum* dan *minimum phase wavelet*.



Gambar 2.12 Pengaruh lebar band frekwensi terhadap bentuk wavelet. Frekwensi dominan (a) 5Hz (b) 10Hz (c) 20Hz (d) 50Hz. Lebar band sebesar dua kali besar frekwensi dominan.



Gambar 2.13 Wavelet (a) *Minimum phase* (b) *Mixture phase* (c) *Maximum phase*.

2.5 KONVOLUSI

Trace seismik yang terekam dalam geophone secara matematis dapat dinyatakan sebagai konvolusi dari wavelet dengan koefisien refleksi bumi.

$$T(t) = W(t) * R(t) \quad (2.26)$$

dimana,

$T(t)$ = Trace seismik

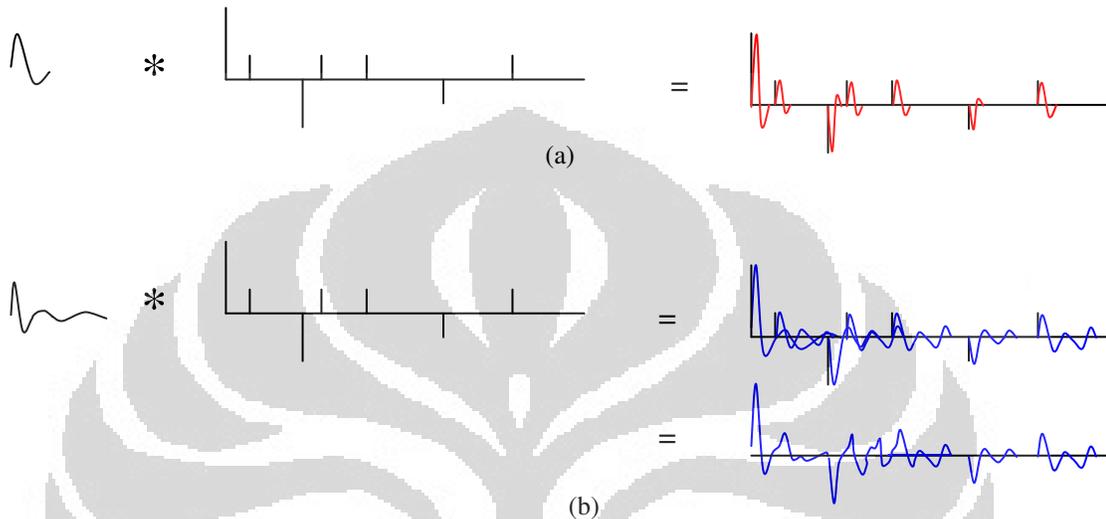
$W(t)$ = Wavelet

$R(t)$ = Deret koefisien refleksi.

Proses konvolusi dalam trace seismik merupakan proses "penggantian" deret koefisien refleksi menjadi deret wavelet sepanjang waktu rekaman *geophone* dan seperti yang sudah disebutkan sebelumnya, amplitudo seismik yang terekam dibentuk dari *scaling* nilai koefisien refleksi dengan wavelet.

Secara ideal, yaitu jika wavelet yang digunakan dalam proses konvolusi cukup *spike* maka proses penggantian ini berlangsung secara sempurna, namun jika wavelet yang digunakan memiliki *tail* yang cukup

panjang maka akan muncul efek superposisi yang menyebabkan ketidakjelasan posisi reflektor dalam trace seismik sehingga resolusi seismik menjadi rendah.



Gambar 2.14 Model “penggantian” pada proses konvolusi. (a) Wavelet yang ideal (b) Wavelet yang tidak ideal.

2.6 INVERSI

2.6.1 Dasar Inversi

Inversi merupakan proses estimasi nilai impedansi batuan dari trace seismik yang direkam oleh *geophone*. Secara umum, koefisien refleksi diformulasikan sebagai fungsi dari impedansi batuan seperti yang dinyatakan dalam persamaan (2.17). Dengan membalik persamaan ini, maka akan didapatkan persamaan impedansi sebagai fungsi dari koefisien refleksi, seperti yang dinyatakan oleh persamaan (2.27).

$$f_{i+1} = f_i \frac{1+R_i}{1-R_i} \quad (2.27)$$

dimana,

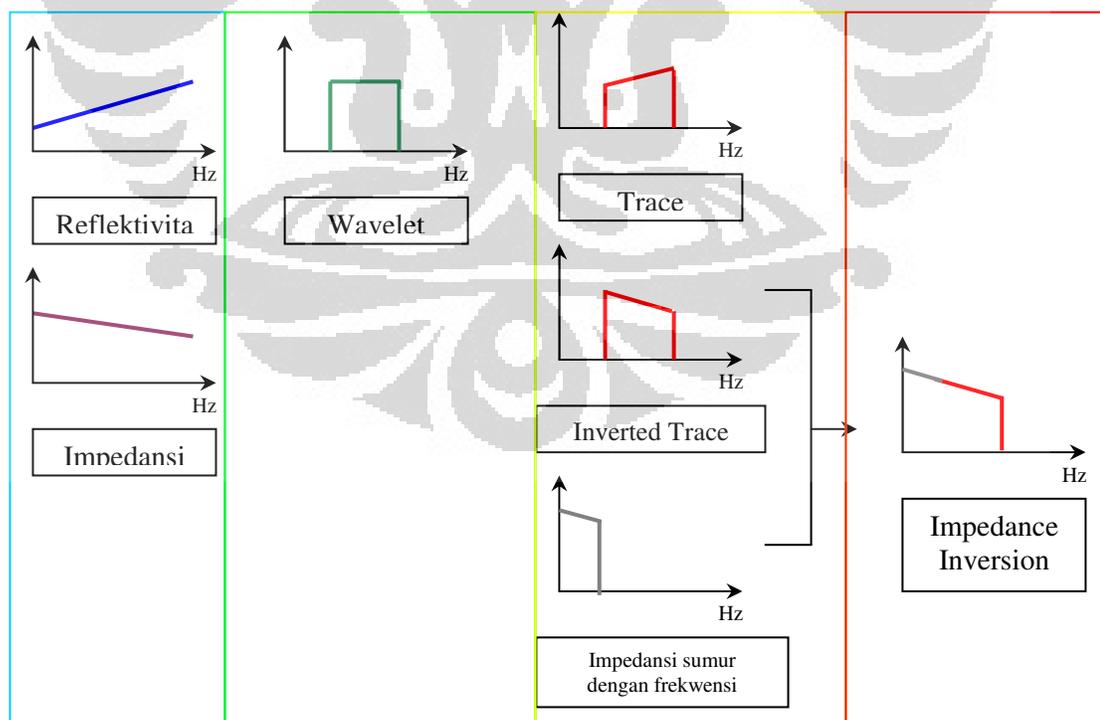
f_i = Bentuk umum dari impedansi (untuk semua sudut datang)

R_i = Deret koefisien refleksi

Proses inversi untuk menghasilkan impedansi dari penampang seismik tidak dapat dilakukan secara independen, melainkan membutuhkan data sumur untuk menutupi frekwensi rendah yang hilang pada data seismik sehingga dihasilkan penampang impedansi yang mendekati impedansi batuan yang sebenarnya. Hal ini diilustrasikan oleh Gambar (2.15).

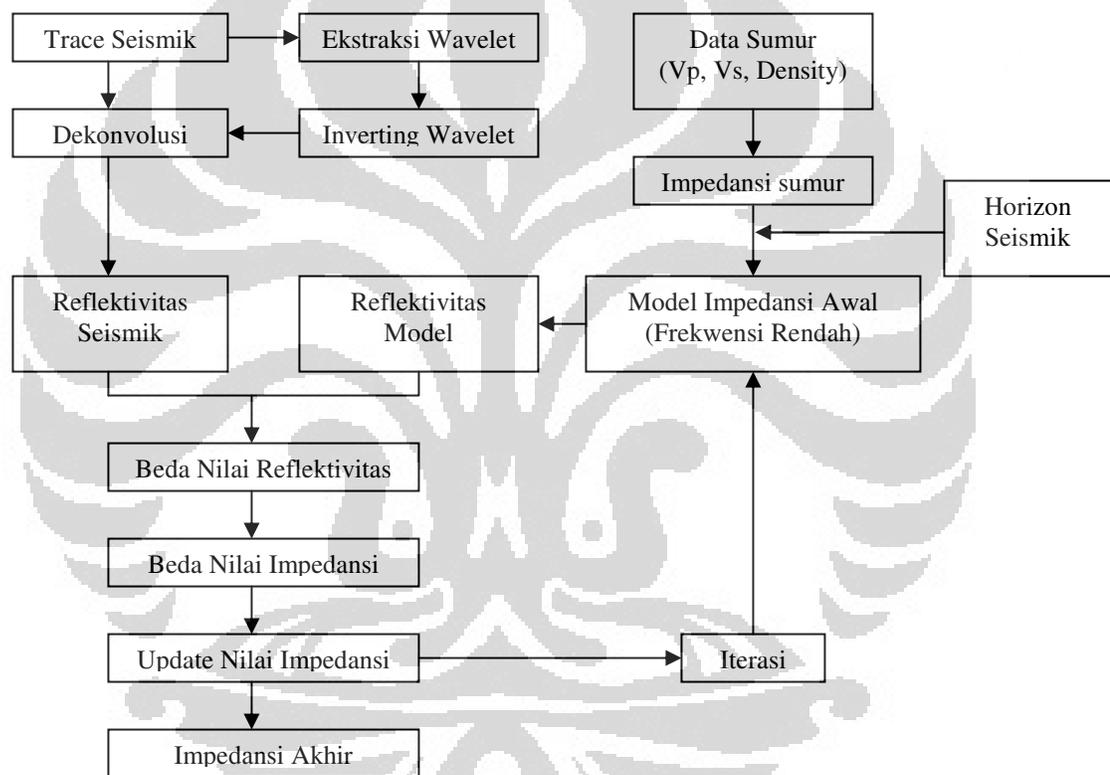
2.6.2 Inversi Model Based

Inversi model based merupakan salah satu metode inversi yang memaksimalkan peranan model impedansi dalam kombinasinya dengan *inverted* trace seismik.



Gambar 2.15 Proses inversi dalam domain frekwensi.

Model impedansi dibuat dari data sumur dan di ekstrapolasi dengan horizon seismik. Model ini pada awalnya dijadikan *initial model* yang secara iteratif diubah nilainya berdasarkan beda nilai dari model dengan reflektivitas seismik. Jika beda nilai berharga positif, maka nilai *initial model* akan bertambah, sedangkan jika beda nilai berharga negatif maka nilai *initial model* akan berkurang.



Gambar 2.16 Flow chart inversi model based.

Perubahan harga impedansi hasil inversi akhir dari model awalnya ditentukan dari interaksi antara *initial model* dengan reflektivitas seismik. Semakin besar perbedaan antara *initial model* dengan reflektivitas seismik maka impedansi hasil inversi akhir akan jauh berbeda dari model awalnya. Selain itu jumlah iterasi dalam proses inversi juga menentukan seberapa

jauh hasil inversi akhir berubah dari *initial model*-nya. Proses inversi model based digambarkan oleh flowchart pada Gambar (2.16).

2.7 KOSEP DELTA

2.7.1 Lingkungan Pengendapan Batuan Sedimen

Sedimen merupakan batuan yang terbentuk dari proses pengendapan material-material endapan pada suatu lokasi tertentu dan dengan mekanisme tertentu. Lokasi dan mekanisme pengendapan batuan sedimen menentukan karakter batuan tersebut, baik warna, bentuk, sifat interen maupun distribusi dan penyebarannya.

Secara garis besar, lingkungan pengendapan batuan sedimen terbagi atas tiga kelompok besar, antara lain :

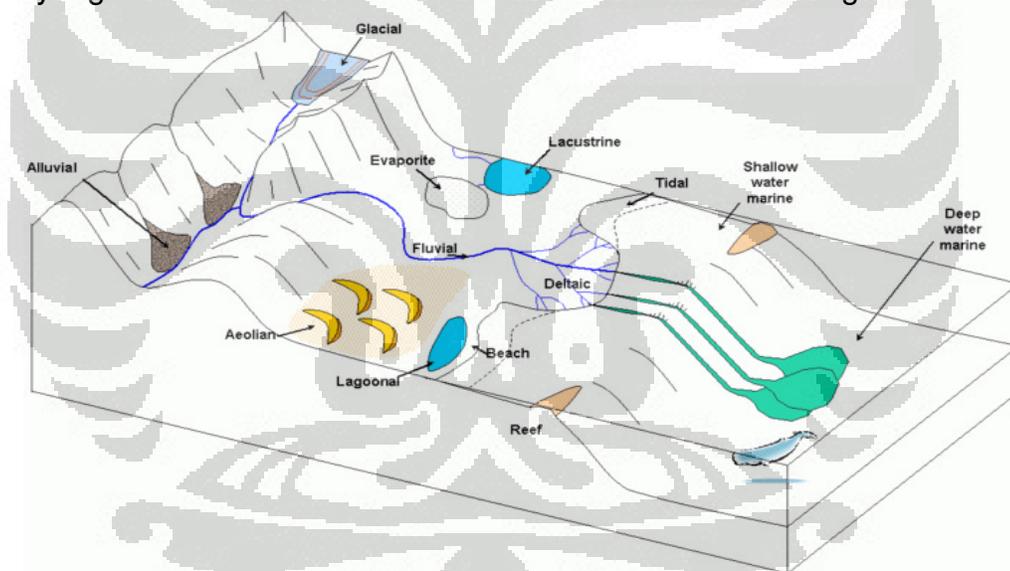
1. Terrestrial
2. Transisi
3. Laut

Terrestrial merupakan lingkungan pengendapan di darat, baik melalui perantara air atau tidak. Contoh hasil sedimen terestrial diantaranya, endapan sungai (fluvial), endapan gurun, rawa, evaporit dan danau. Lingkungan transisi merupakan pertemuan antara lingkungan terestrial dan laut. Sebagai contoh produk dari lingkungan ini yaitu diantaranya, endapan pasir pantai, endapan lagoon dan endapan delta. Lingkungan laut merupakan lingkungan pengendapan yang proses pengendapannya terjadi di dalam laut,

baik laut dangkal maupun laut dalam. Sebagai produk dari lingkungan ini antara lain, reef, turbidit, dan lain sebagainya. Gambar (2.17) mengilustrasikan penjelasan di atas.

2.7.2 Lingkungan Delta

Delta merupakan lingkungan pengendapan yang proses pengendapannya dikontrol oleh beberapa faktor, antara lain: arus material endapan dari sungai, pengaruh pasang surut muka air laut dan energi ombak laut yang mendistribusikan material-material bawaan dari sungai.



Gambar 2.17 Skematik lingkungan pengendapan.

Ketiga faktor ini merupakan faktor kunci yang menentukan karakter dari sebuah delta. Berdasarkan dominasinya, delta dapat dikelompokkan menjadi :

1. *Fluvial dominated*
2. *Tide dominated*

3. *Wave dominated*

Fluvial dominated delta merupakan jenis delta yang proses pengendapannya secara dominan dikontrol oleh arus material dari sungai. Tipe delta ini terbentuk ketika sungai yang menjadi penyedia material endapan berukuran sangat besar atau tingkat curah hujan ketika material-material sedimen terendapkan pada daerah tersebut cukup tinggi, sedangkan energi ombak atau proses pasang surut air laut memberikan kontrol yang tidak terlalu signifikan. Akibatnya, material-material sedimen yang ada di delta kurang terdistribusi dan lebih cenderung mengikuti pola sungai yang menjadi sumber arus material endapan.

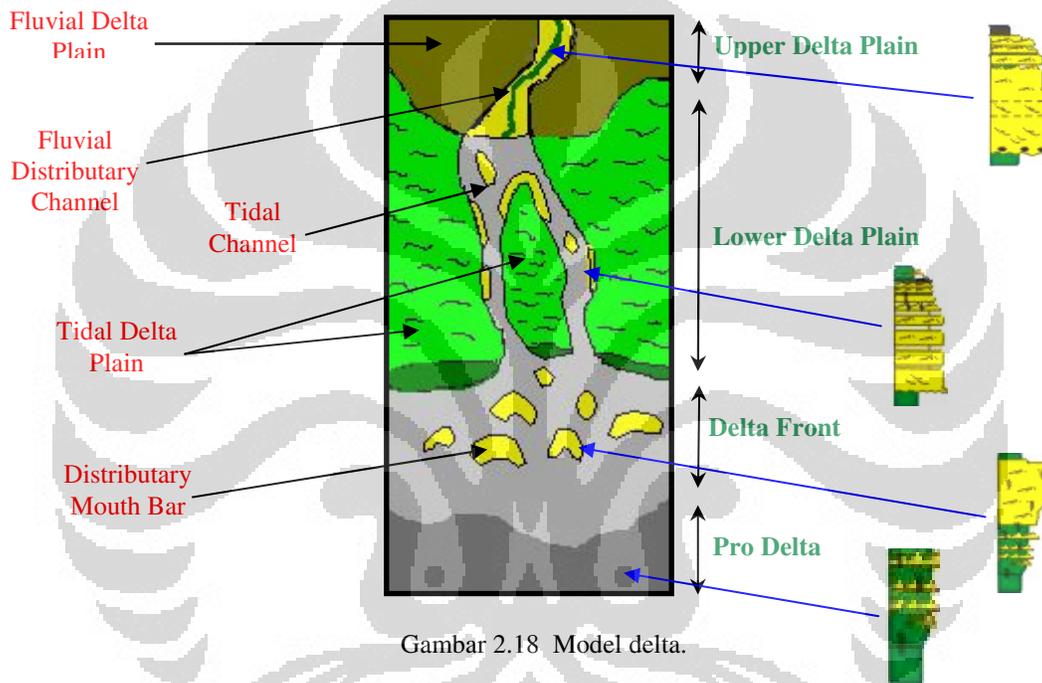
Wave dominated delta merupakan jenis delta yang proses pengendapannya secara dominan dikontrol oleh energi ombak laut. Tipe delta ini terbentuk ketika mulut sungai yang menjadi tempat pertemuan antara sungai dan laut berhadapan dengan laut terbuka yang energi ombaknya besar sedangkan arus material yang diangkut dari sungai tidak dapat menandinginya dan faktor pasang surut memberikan kontribusi yang tidak signifikan. Akibatnya, material sedimen di delta sangat terdistribusi sehingga membentuk *barrier* yang tegak lurus terhadap arah energi ombak.

Sedangkan, *Tide dominate* delta merupakan jenis delta yang proses terbentuknya secara dominan dikontrol oleh pasang surut muka air laut. Tipe delta ini terbentuk ketika mulut sungai yang membentuk delta bertemu dengan laut yang memiliki daerah jangkauan pasang surut yang luas.

Delta merupakan lingkungan pengendapan yang sangat dinamis. Kedinamisan ini menyebabkan terjadinya perubahan facies yang sangat cepat, baik pada arah lateral maupun pada arah vertikal. Ketidak-menerusan facies yang ada di delta merupakan suatu kondisi normal yang biasa ditemui. Hal ini disebabkan karena energi-energi yang mengontrol proses pengendapan membuat material endapan terdistribusi dengan tingkat ke-heterogen-an yang relatif tinggi.

Secara umum, delta tersusun dari beberapa bagian, antara lain : *Upper delta plain*, *Lower delta plain* dan *Sub-aqueous*. *Upper delta plain* merupakan bagian delta yang terbebas dari pengaruh pasang surut air laut karena bagian ini berada di atas zona pasang maksimum air laut. *Lower delta plain* merupakan bagian delta yang masih dipengaruhi oleh pasang surut air laut, namun dalam keadaan normal, bagian ini tidak tertutup air laut karena posisinya berada di atas muka air laut. Sedangkan *sub-aqueous* merupakan bagian delta yang selalu tertutup air laut karena posisinya berada di bawah muka air laut. *Sub-aqueous* sendiri tersusun atas dua sub-bagian, Delta Front dan Pro Delta. Kedua sub-bagian ini terbedakan berdasarkan posisi dan komposisi faciesnya, pro delta merupakan bagian sub-aqueous yang paling menjorok ke laut sehingga dominasi faciesnya berupa material yang halus sedangkan delta front merupakan bagian sub-aqueous yang masih lebih dekat ke muara sungai dan faciesnya masih berupa campuran antara material yang kasar dan yang halus. Model sederhana dari delta digambarkan pada Gambar (2.18).

Facies pada delta berubah menjadi semakin halus ketika semakin menuju ke laut, seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (2.18) karena energi pengendapan akan terus menurun ketika material sedimen semakin bergerak ke arah laut. Material endapan dengan butir lebih kasar banyak terendapkan pada *lower* sampai *upper delta plain*.



BAB III

INVERSI EXTENDED ELASTIC IMPEDANCE

Sama seperti proses inversi pada umumnya, inversi *Extended Elastic Impedance* (EEI) membutuhkan data seismik yang akan diinversi dan data sumur sebagai pendukung frekwensi rendah yang hilang dari data seismik. Namun demikian ada beberapa kriteria data yang harus dipenuhi agar proses inversi ini dapat dilakukan. Sama seperti analisis AVO, data seismik yang dibutuhkan harus dalam bentuk pre-stack PSTM dan *preserved amplitude*. Itu artinya, dibutuhkan data seismik CMP gather yang sudah dimigrasi dan tidak mengalami proses *gain* karena proses *gain* merusak keaslian amplitudo seismik sehingga anomali-anomali amplitudo pada offset jauh dapat hilang.

Untuk data sumur, dibutuhkan data log *Delta Time Pressure* (DTP), *Delta Time Shear* (DTS) dan density sebagai komponen dasar penyusun log EEI. Selain itu dibutuhkan juga data log target yang nantinya akan dikorelasikan dengan log EEI sehingga menjadi pendekatan proporsional EEI terhadap log target tersebut.

Dalam penelitian ini, pendekatan EEI dibuat terhadap log gamma-ray dan log lamda-rho sehingga diperoleh “Impedansi Gamma-ray” dan “Impedansi Lamda-rho”. Seperti sifat log gamma-ray yang peka terhadap perubahan litologi, khususnya antara pasir dan lempung, Impedansi Gamma-ray yang merupakan hasil inversi EEI dapat digunakan untuk

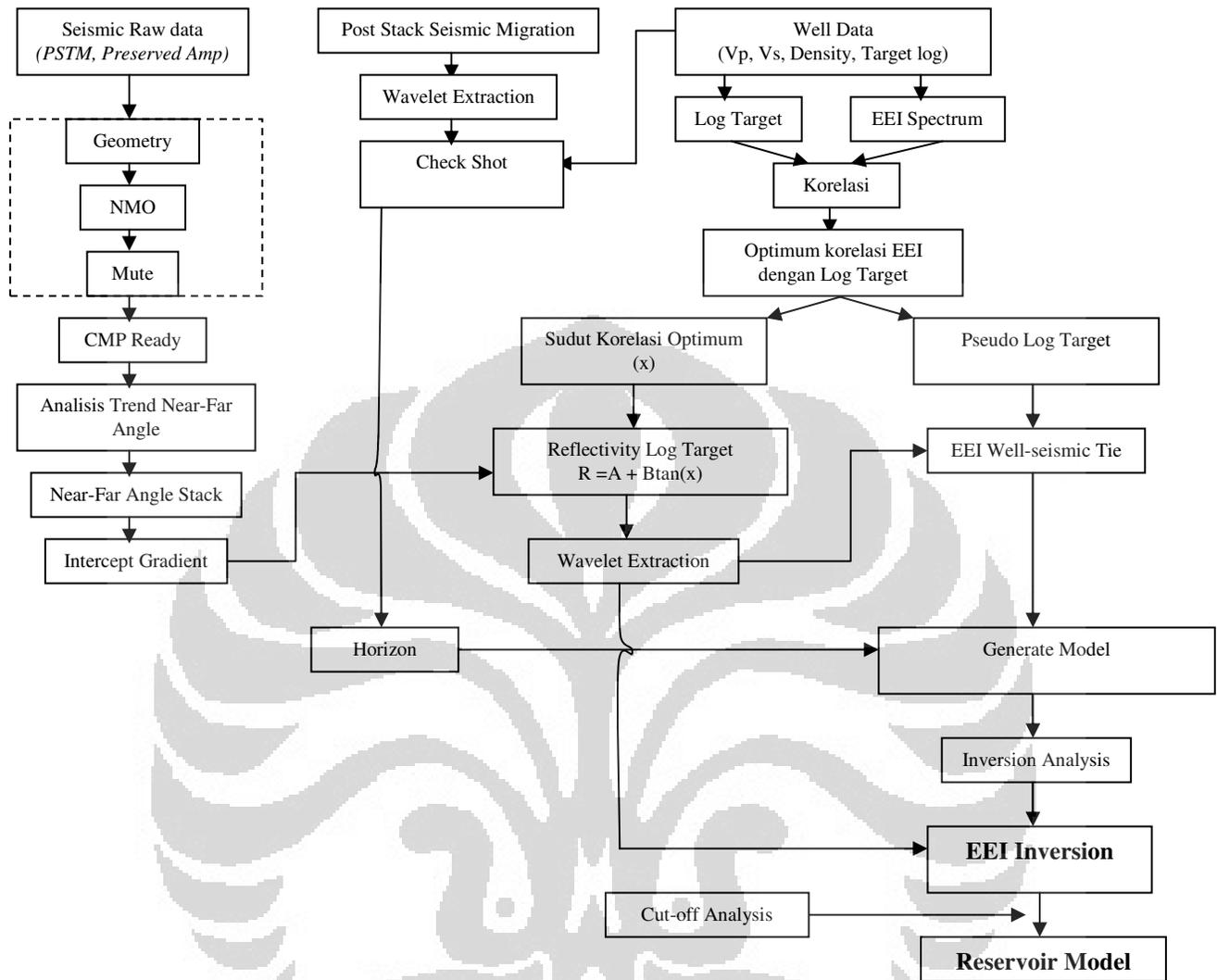
memprediksikan persebaran litologi. Sedangkan Impedansi Lamda-rho yang menggambarkan sifat *incompressibility* batuan dapat menjadi indikator dari keberadaan gas dalam batuan. Secara umum, proses inversi EEI dapat dilakukan sesuai dengan flowchart yang ditunjukkan oleh Gambar (3.1).

3.1 PERSIAPAN DATA SEISMIK

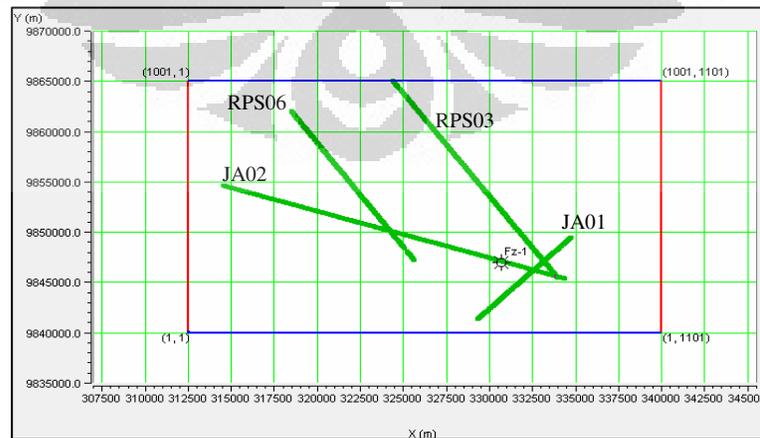
3.1.1 Loading Data

Data seismik yang digunakan dalam penelitian berupa 4 lintasan data 2D yang saling memotong (JA01, JA02, RPS03, RPS06) dimana salah satu lintasannya melewati sumur Fz-1 seperti yang terlihat pada Gambar (3.2). Keempat lintasan seismik ini merupakan data CMP PSTM, *preserved amplitude* dengan *record length* rata-rata sebesar lima detik dan di sampling dengan *sampling rate* sebesar 2 ms. Data disimpan dalam file dengan format standard SEG-Y.

Dalam tahap persiapan data seismik, geometri dari posisi lintasan di-loading dalam bentuk *single line in 3D geometry*, itu artinya tiap lintasan 2D seismik dianggap data 3D yang hanya memiliki 1 lintasan dan di-loading secara terpisah. Namun ketika data seismik siap untuk diinversi maka loading data dilakukan secara bersamaan dalam bentuk *multi 2D line in 3D geometry* sehingga akan terlihat seperti *base map* pada Gambar (3.2).



Gambar 3.1 Flowchart Inversi EEI.

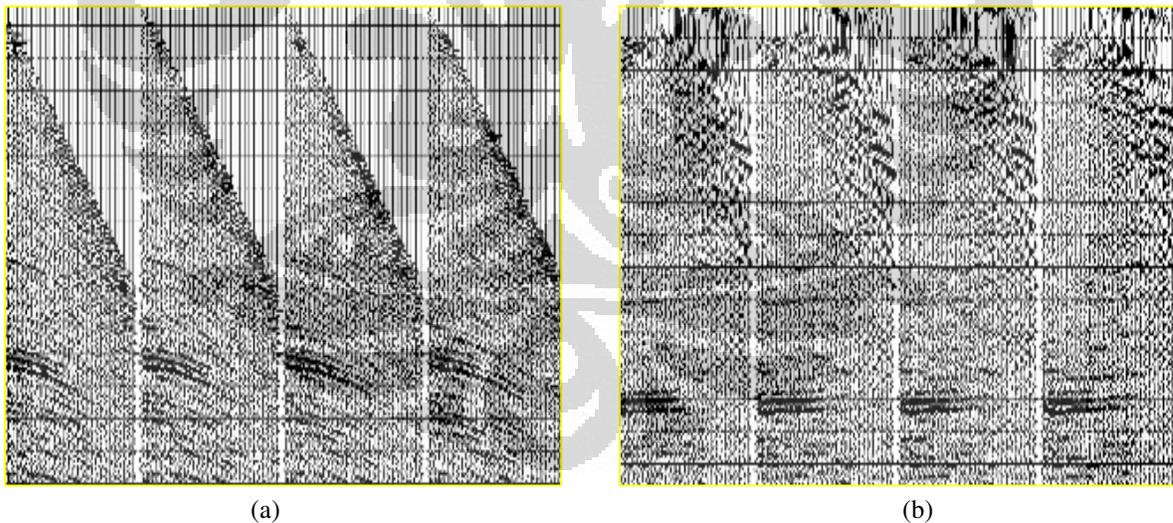


Gambar 3.2 Base map daerah penelitian.

3.1.2 Koreksi NMO

Data yang menjadi input dalam penelitian ini merupakan data mentah yang belum di koreksi NMO, karena itu proses NMO perlu dilakukan untuk mengkompensasi perbedaan *arrival time* dari tiap offset pada data gather. Contoh hasil koreksi NMO dari salah satu lintasan seismik terlihat pada Gambar (3.3).

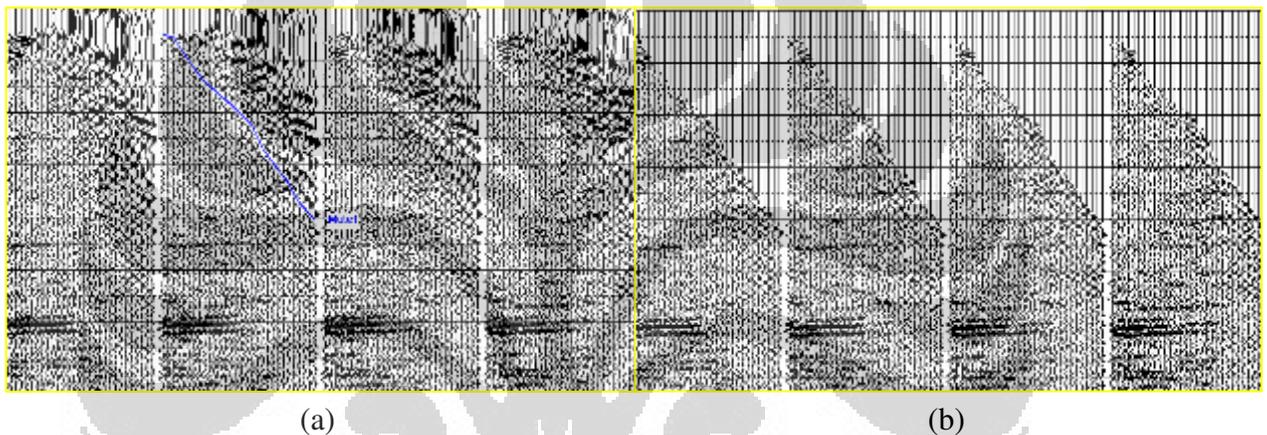
Proses NMO dengan menggunakan fungsi velocity yang benar akan menghasilkan kompensasi *first arrival time* yang baik seperti yang terlihat pada Gambar (3.3). Namun demikian proses NMO juga merusak trace-trace seismik pada offset besar dengan *two way time* yang kecil. Fenomena ini disebut dengan *NMO Stretching*.



Gambar 3.3 Contoh hasil proses koreksi NMO pada data CMP gather JA02 , CDP 2743-2746. (a) Data gather PSTM (b) Hasil Koreksi NMO.

3.1.3 Mute

Untuk mengatasi trace-trace seismik yang rusak akibat *NMO Stretching* maka proses pemotongan atau muting pada trace-trace yang rusak perlu dilakukan. Contoh hasil dari proses muting di tunjukan oleh Gambar (3.4). Setelah mengalami proses muting, data seismik gather PSTM sudah siap untuk digunakan.



Gambar 3.4 (a) Desain Mute (b) Hasil Mute.

3.2 PENGOLAHAN DATA SUMUR

Seperti yang terlihat pada Gambar (3.2), sumur yang terdapat di daerah penelitian hanya satu sumur yaitu sumur Fz-1 dan dilewati oleh lintasan JA02. Data log yang digunakan dalam penelitian antara lain log DTP, DTS, Density Rho-bulk, dan Gamma-ray. Selain itu, log lamda-rho juga dibuat dengan menggunakan log DTP, DTS dan Density Rho-bulk berdasarkan persamaan (3.1)

$$LR = lp2 - c.ls^2 \quad (3.1)$$

dimana,

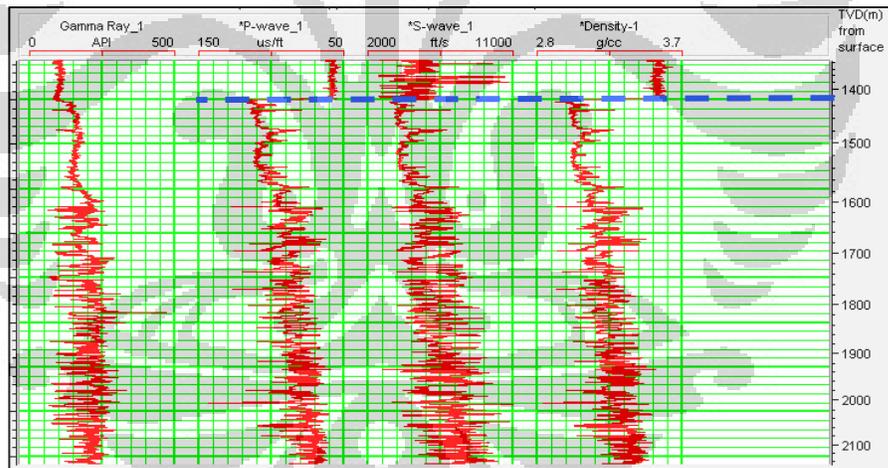
LR = Lamda-rho

I_p = Impedansi P-wave ($V_p \times \rho$)

I_s = Impedansi S-wave ($V_s \times \rho$)

c = Konstanta pengali. (nilainya berkisar 2 s/d 2.5)

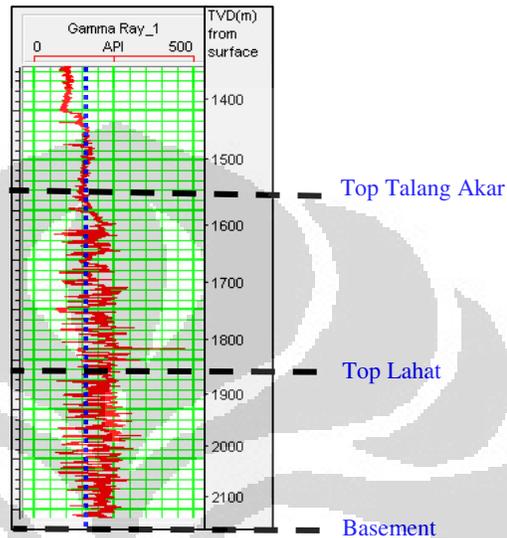
Dalam proses akuisisinya, data log dari sumur Fz-1 memiliki beberapa spesifikasi khusus yang harus diperhatikan, antara lain tingginya nilai cutoff untuk *shale base line* dalam log gamma-ray dan rusaknya data log pada kedalaman 1435 meter ke atas (selain log gamma-ray). Selain itu, data log yang digunakan dalam penelitian ini diukur dalam rentang kedalaman antara 1313 meter s/d 2262 meter.



Gambar 3.5 Data log sumur Fz-1. Garis biru pada gambar menunjukkan data yang rusak pada kedalaman di atas 1435 meter.

Tingginya nilai cutoff gamma-ray disebabkan oleh tingginya kandungan senyawa organik dalam batuan di daerah penelitian, baik untuk lempung maupun non-lempung. Pernyataan ini juga didukung oleh adanya

trend cutoff tinggi dari gamma-ray di beberapa sumur lain di daerah yang berdekatan, khusus untuk zona Formasi Talang Akar ke bawah (Top TAF = 1563m).

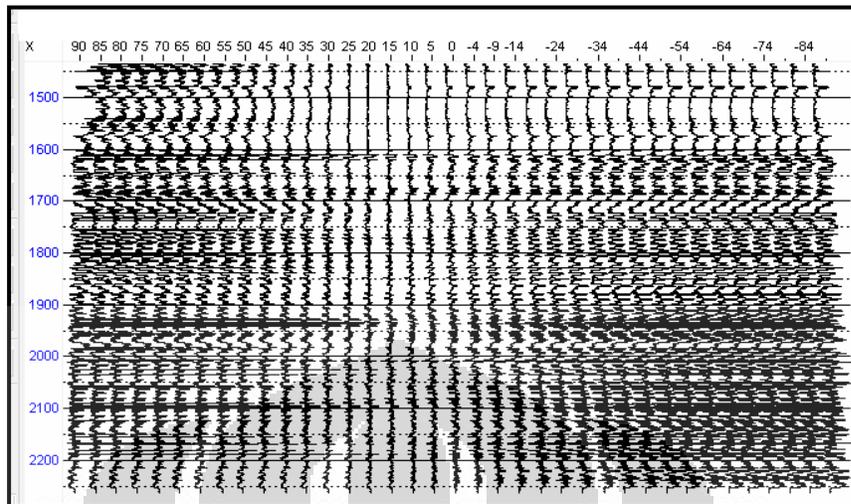


Gambar 3.6 Trend *Cutoff Shale Base Line* yang tinggi dari log gamma-ray. Nilai Cutoff sebesar 175 API.

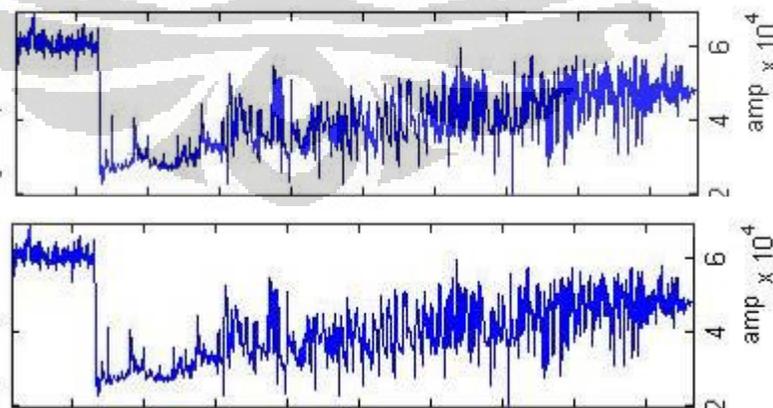
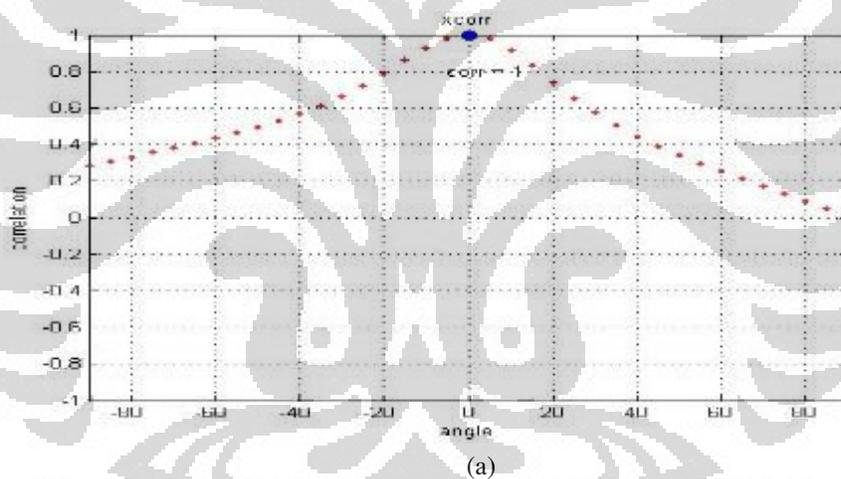
3.2.1 Pembuatan Spektrum EEI

Spektrum EEI merupakan rangkaian log EEI dengan variasi sudut antara -90° s/d 90° . Spektrum EEI dihitung berdasarkan persamaan (2.24) dan dalam penelitian ini, spektrum EEI dibuat dengan interval sudut 5° dari -90° s/d $+90^\circ$. Hasil perhitungan spektrum EEI ditunjukkan oleh Gambar (3.7).

Seperti yang diharapkan dari persamaan (2.25), log EEI pada sudut 90° dan -90° berkorelasi terbalik. Hal ini ditunjukkan oleh Gambar (3.7). Selain itu, terbukti juga adanya korelasi kuat antara spektrum EEI dengan log impedansi P-wave pada sudut nol, seperti yang diharapkan dari persamaan (2.24). Hal ini ditunjukkan oleh Gambar (3.8).



Gambar 3.7 Spektrum EEI dengan rentang sudut antara -90 s/d 90 dan dengan interval sudut sebesar 5° .



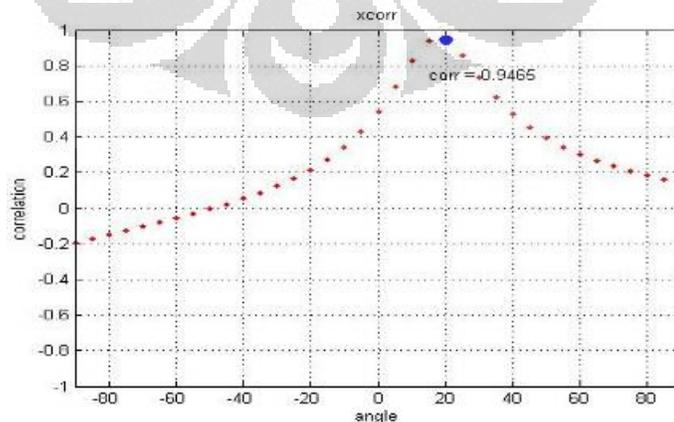
Gambar 3.8 Korelasi EEI(0°) dengan Impedansi P-wave. (a) Perhitungan korelasi Impedansi P dengan spektrum EEI, nilai korelasi maksimum didapatkan di sudut nol. (b) Perbandingan kurva log Impedansi P-wave (atas) dan EEI sudut nol (bawah).

3.2.2 Korelasi Dengan Log Target

EI merupakan nilai impedansi batuan untuk sudut datang gelombang tidak normal yang dapat menjadi pendekatan proporsional dari beberapa parameter reservoir. Untuk mendapatkan pendekatan yang optimum dari EI terhadap parameter reservoir proses korelasi antara EI dengan log targetnya perlu dilakukan.

Seperti yang sudah disebutkan sebelumnya, dalam penelitian ini, parameter reservoir yang akan di analisis dengan menggunakan pendekatan EI yaitu Gamma-ray dan Lamda-Rho. Korelasi dilakukan antara kedua data log ini dengan EI sepanjang rentang sudut antara -90 s/d 90 sampai ditemukan nilai korelasi maksimumnya.

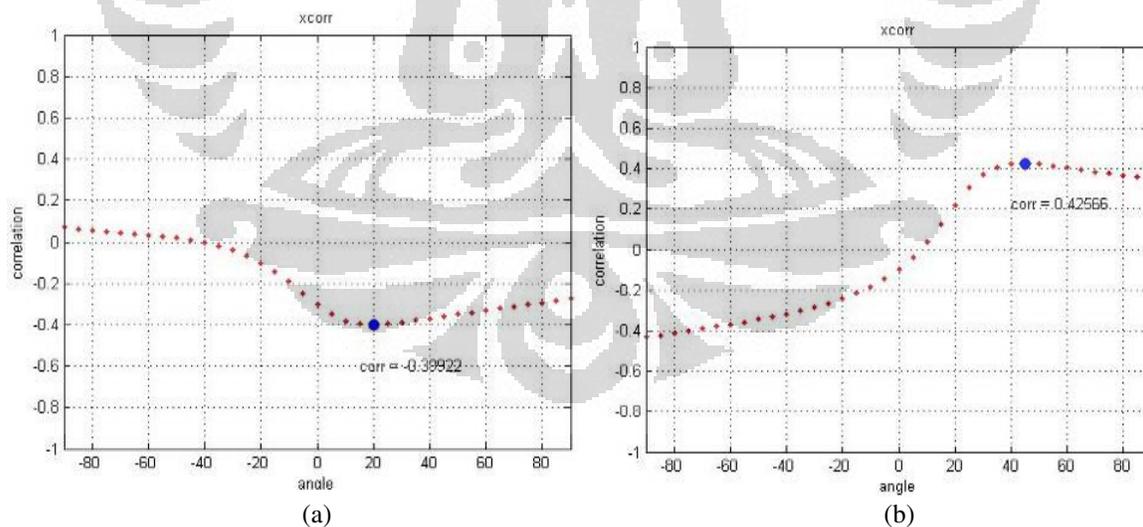
Hasil korelasi antara EI dengan log lamda-rho ditunjukkan oleh Gambar (3.9). Terlihat bahwa adanya korelasi yang kuat antara log lamda-rho dengan EI pada sudut 20° dengan nilai korelasi sebesar 0.9465 . Itu artinya pada sudut 20° , EI menjadi pendekatan yang proporsional dari log lamda-rho pada data sumur Fz-1.



Gambar 3.9 Korelasi EI dengan log Lamda-rho. Nilai maksimum korelasi didapatkan pada sudut 20° .

Hasil korelasi antara EEI dengan log gamma-ray ditunjukkan oleh Gambar (3.10a). Terlihat bahwa adanya korelasi yang kurang baik antara EEI dengan gamma-ray. Hal ini disebabkan karena perhitungan korelasi dilakukan pada rentang *top-bottom log interval*. Sedangkan, seperti yang telah disebutkan sebelumnya, rentang nilai log gamma-ray pada kedalaman di atas Formasi Talang Akar berbeda dengan yang ada di bawahnya, seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (3.6).

Karena itu, perhitungan korelasi untuk EEI dengan log gamma-ray dilakukan pada kedalaman Formasi Talang Akar ke bawah. Hasil perhitungan korelasi pada interval ini ditunjukkan oleh Gambar (3.10b). Terlihat bahwa terdapat korelasi yang cukup baik antara log gamma-ray dengan EEI pada sudut 45° dengan nilai korelasi sebesar 0.4256.

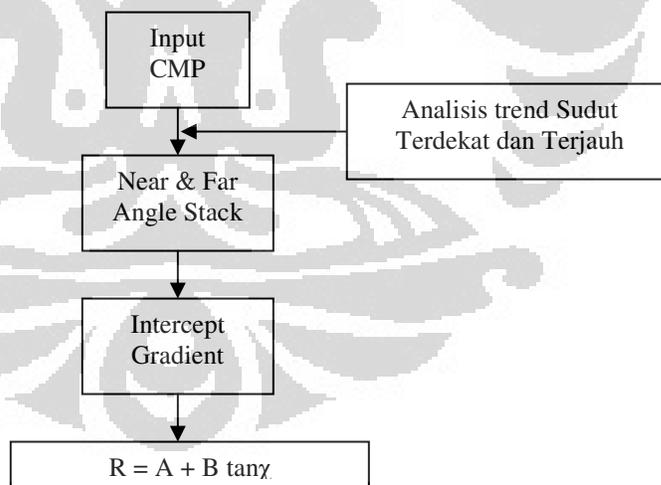


Gambar 3.10 (a) Korelasi EEI dengan log gamma-ray pada rentang *top-bottom log interval*.
 (b) Korelasi EEI dengan log gamma-ray pada kedalaman Talang Akar ke bawah. Nilai maksimum korelasi diperoleh pada sudut 45° .

3.3 REFLEKTIVITAS GAMMA-RAY DAN LAMDA-RHO

Proyeksi sudut konstan dari penampang seismik dapat di buat menjadi alat pembedaan antara fluida dan litologi (Whitcombe, 2002). Proyeksi sudut yang optimal diperoleh dari proses korelasi antara EEI dengan suatu parameter reservoir seperti yang dilakukan pada sub bab sebelumnya.

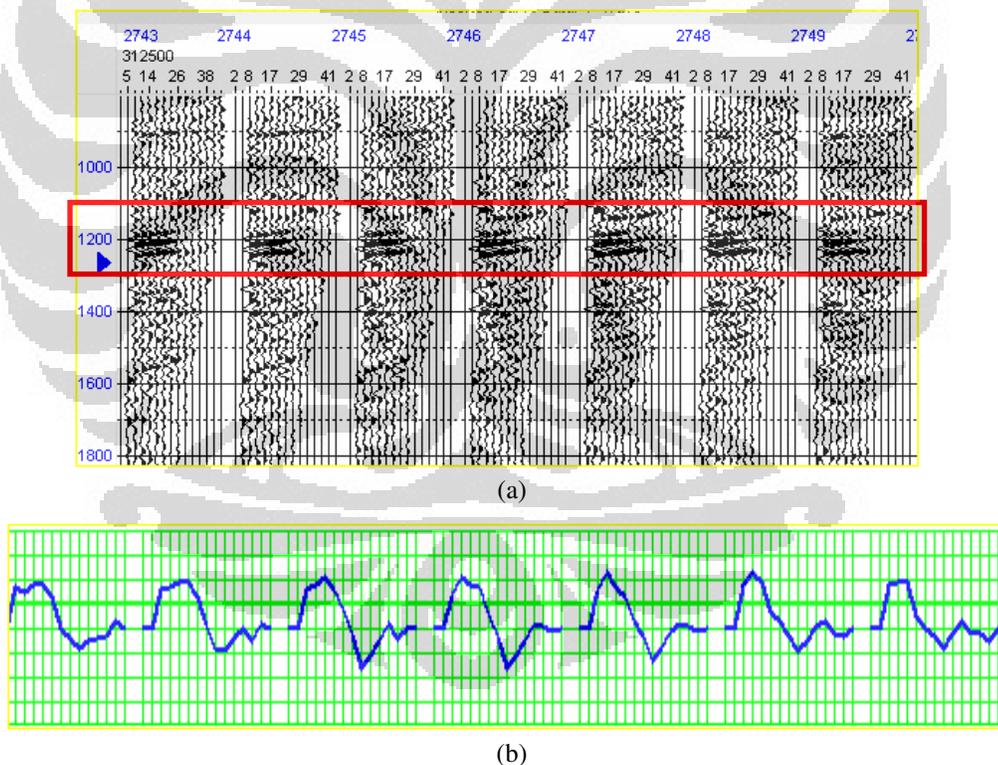
Pembuatan penampang seismik dengan proyeksi sudut konstan didasarkan pada persamaan (2.20). Dengan persamaan ini, penampang reflektivitas gamma-ray yang dibangkitkan oleh impedansi EEI(45°) dan penampang reflektivitas lamda-rho yang dibangkitkan oleh impedansi EEI(20°) dapat dibuat. Secara garis besar, proses pembuatan reflektivitas gamma-ray dan lamda-rho dirangkum dalam flowchart pada Gambar (3.11).



Gambar 3.11 Flowchart pembuatan reflektivitas gamma-ray dan lamda-rho.

Setelah melewati proses persiapan, CMP gather dari tiap lintasan seismik siap untuk diproses menjadi penampang reflektivitas gamma-ray dan lamda-rho. Pertama-tama CMP gather dari tiap lintasan seismik dirubah

bentuknya menjadi *Common Angle* gather. Hal ini perlu dilakukan karena proses *stacking* yang akan diterapkan pada data berupa *angle stack*. Kemudian dilakukan *plotting* amplitudo seismik pada angle gather sepanjang sudut datang gelombang yang terekam dalam survey untuk mengetahui trend sudut terdekat dan terjauhnya. Analisis trend sudut terdekat dan terjauh pada *angle gather* ditunjukkan oleh Gambar (3.12). Terlihat bahwa trend sudut kritis ada pada sudut 29° - 30° yang ditunjukkan oleh drop-nya kurva plot $R(\theta)$ terhadap θ . Selain itu juga terlihat bahwa trend sudut terdekat ada pada sudut 5° yang ditunjukkan oleh mulai naiknya nilai amplitudo.



Gambar 3.12 Analisis trend sudut terdekat dan terjauh pada angle gather. (a) Sampel gahter yang akan dianalisis trend sudut-nya (b) Plot amplitudo $R(\theta)$ terhadap θ dari reflektor pada zona kotak merah. Sumbu x: θ dan sumbu y: $R(\theta)$

Maka dapat disimpulkan bahwa trend rentang sudut $R(\theta)$ berkisar antara 5° - 30° . Dengan menggunakan kesimpulan ini, maka *near angle*

idefinisikan pada sudut 5° - 18° , sedangkan *far angle* didefinisikan pada sudut 18° - 30° . Angle stack untuk *near angle* dan *far angle* dibuat berdasarkan rentang sudut ini.

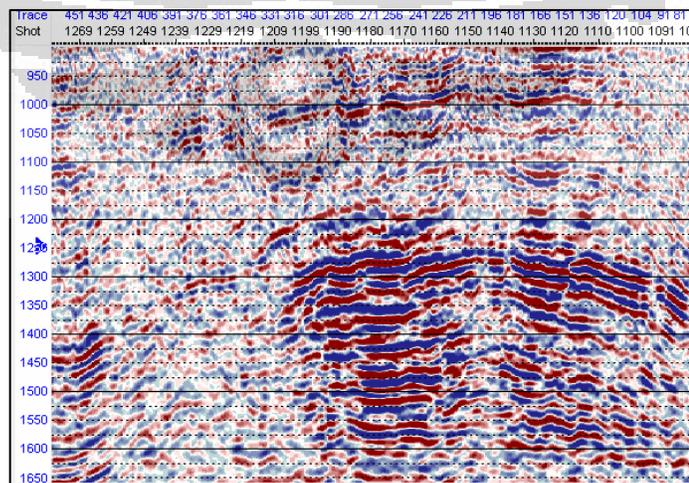
Kemudian dengan menggunakan bentuk orde 2 dari persamaan (2.12), penampang *intercept* dan *gradien* dibuat berdasarkan perhitungan sebagai berikut :

$$R = A + B \sin^2\theta \quad \left| \begin{array}{l} R_{\text{near}} = A + B \sin^2\theta_{\text{near}} \\ R_{\text{far}} = A + B \sin^2\theta_{\text{far}} \end{array} \right.$$

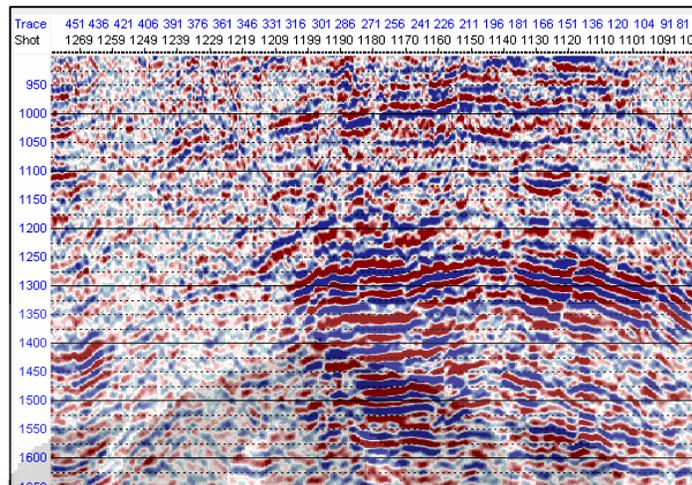
Dimana θ_{near} dan θ_{far} merupakan nilai sudut rata-rata dari rentang *near angle* dan *far angle*. Dengan menggunakan metode eliminasi dan substitusi maka akan didapatkan persamaan sebagai berikut :

$$\begin{aligned} A &= R_{\text{near}} - 1/3 (R_{\text{far}} - R_{\text{near}}) & (3.2) \\ B &= (R_{\text{far}} - R_{\text{near}}) / 0.12 \end{aligned}$$

Penampang *Intercept* (A) dan *Gradient* (B) dibuat berdasarkan persamaan (3.2). Penampang *Intercept* dan *Gradient* dari salah satu lintasan seismik (JA02) ditunjukkan oleh Gambar (3.13).



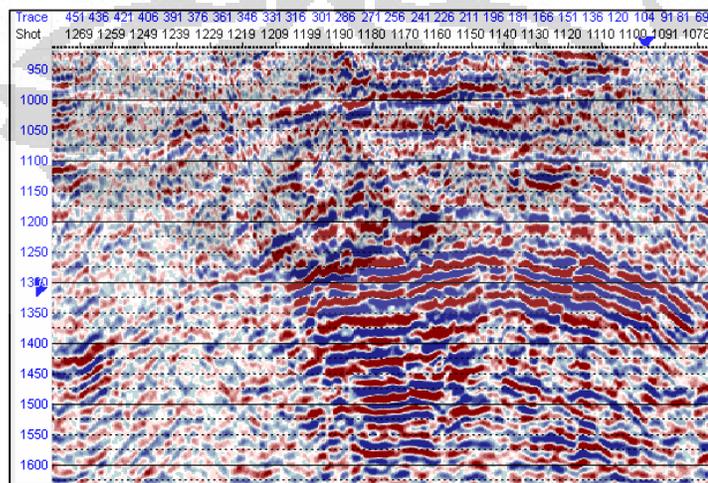
(a)



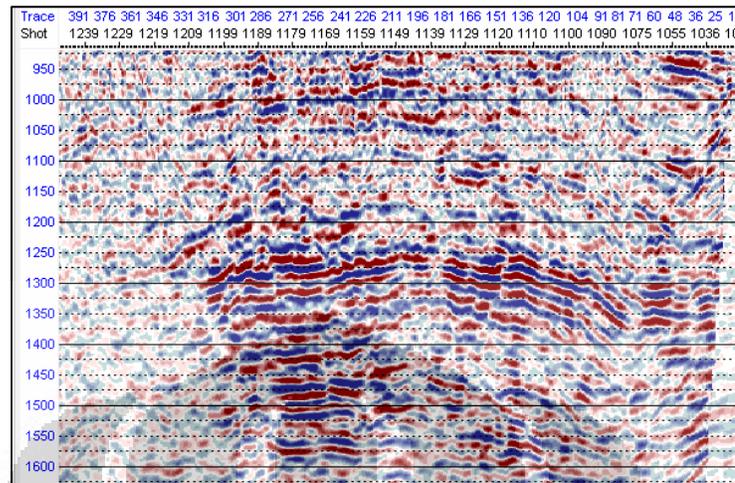
(b)

Gambar 3.13 (a) *Intercept* (b) *Gradient*.

Tahap akhir dari proses ini yaitu membuat penampang reflektivitas gamma-ray dan lamda-rho dari penampang A dan B dengan menggunakan persamaan (2.20). Penampang reflektivitas gamma-ray ditunjukkan oleh Gambar (3.14). Sedangkan penampang reflektivitas lamda-rho ditunjukkan oleh Gambar (3.15).



Gambar 3.14 Penampang Reflektivitas Gamma-ray.

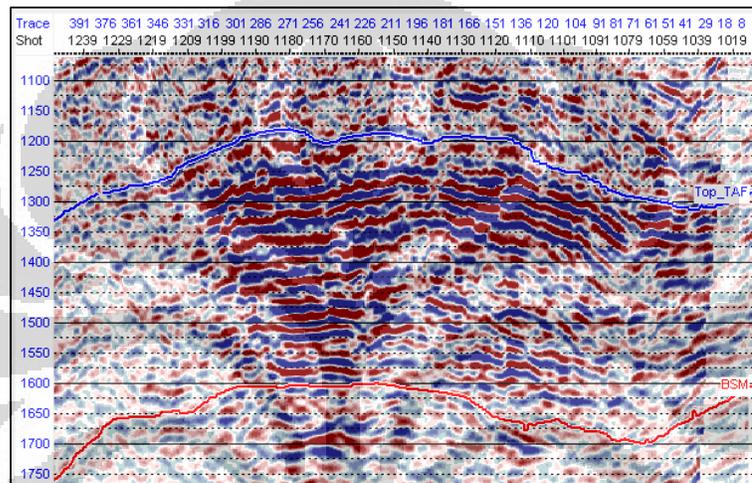


Gambar 3.15 Penampang Reflektivitas Lamda-Rho.

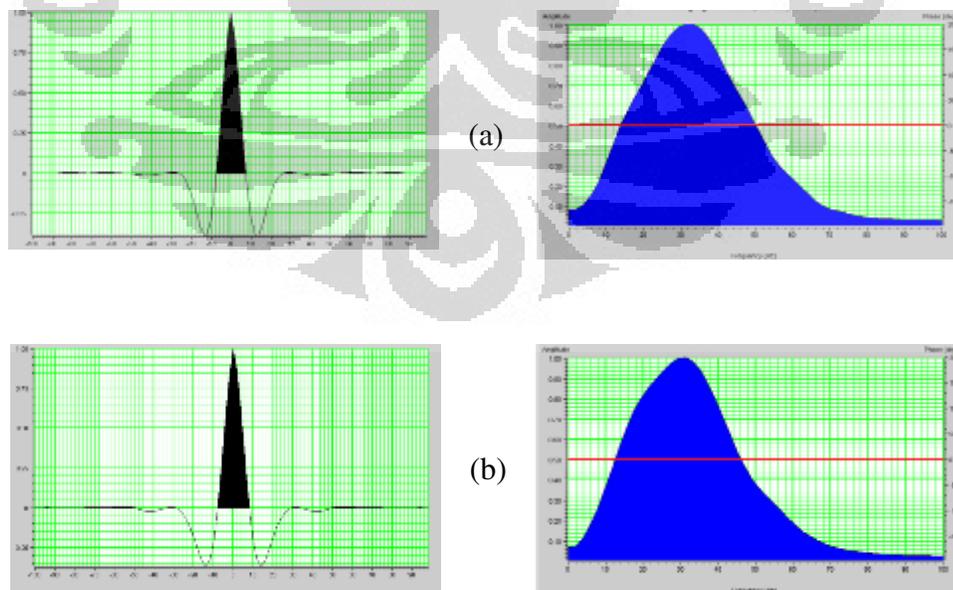
3.4 ESTIMASI WAVELET

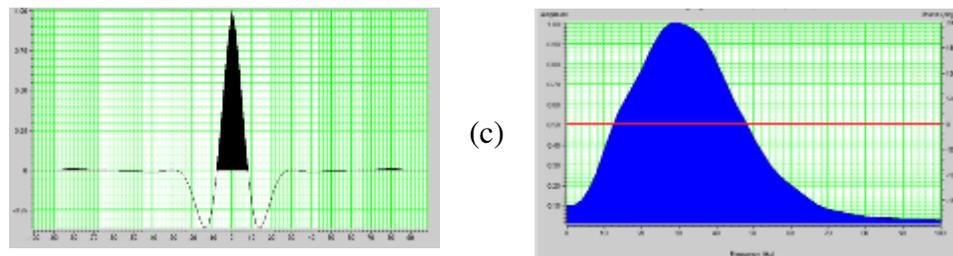
Sebelum melakukan inversi, estimasi wavelet dari data seismik perlu dilakukan agar proses "peniadaan efek wavelet" dalam dekonvolusi dapat menghasilkan deret reflektivitas yang mendekati reflektivitas sesungguhnya. Proses estimasi atau ekstraksi wavelet dilakukan pada 3 jenis penampang seismik, yaitu pada penampang reflektivitas konvensional, penampang reflektivitas gamma-ray dan penampang reflektivitas lamda-rho, sehingga akan didapatkan tiga buah wavelet yang karekternya berbeda-beda. Wavelet yang diekstrak dari penampang reflektivitas gamma-ray dan lamda-rho, masing-masing akan digunakan untuk proses inversi impedansi gamma-ray dan impedansi lamda-rho. Sedangkan wavelet yang diekstrak dari penampang reflektivitas konvensional akan digunakan sebagai pembanding.

Wavelet yang diekstrak dari data seismik dikontrol oleh *time window* antara horizon Top_TAF sampai Basement seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (3.16). *Time window* ini digunakan karena proses inversi yang akan dilakukan berada dalam rentang waktu ini. Hasil ekstraksi wavelet ditunjukkan oleh Gambar (3.17).



Gambar 3.16 Window estimasi wavelet.





Gambar 3.17 Wavelet dan spektrum frekwensinya yang diekstrak dari : (a) Penampang reflektivitas konvensional, (b) Penampang reflektivitas gamma-ray (c) Penampang reflektivitas lamda-rho

3.5 WELL SEISMIC TIE

Dalam upaya untuk mengetahui kondisi bawah permukaan, data sumur menyediakan informasi yang tajam dan terpercaya, baik untuk litologi maupun fluida yang terkandung dalam batuan. Namun demikian keakuratan data ini hanya dapat diakses pada lokasi sumur saja. Untuk mengetahui pelamparannya, dibutuhkan data seismik yang melewati lokasi sumur. Ketika suatu parameter reservoir yang ada di sumur mau ditelusuri pelamparannya dengan menggunakan data seismik, maka kedua jenis data ini harus diikat dalam posisi yang benar. Proses pengikatan antara data sumur (dalam domain kedalaman) ke data seismik (dalam domain waktu) disebut *well-seismic tie*.

Dalam aplikasinya, *well-seismic tie* pada proses inversi EEI memiliki prosedur yang berbeda dari kebanyakan aplikasi yang biasa dikerjakan. Hal yang membuatnya berbeda yaitu karena inversi EEI menggunakan komponen sudut tidak normal, baik pada data seismik maupun pada data sumur. Maka proses pengikatan antara data seismik dan data sumur harus

dihubungkan dengan seismogram sintetik untuk sudut tidak normal. Dalam hal ini data log yang digunakan harus berupa log DTP, DTS dan density yang bervariasi terhadap sudut.

Pembuatan sintetik seismogram untuk komponen sudut tidak normal dimulai dari pembuatan log densitas EEI, yaitu sebuah parameter yang dalam penelitian ini didefinisikan sebagai berikut.

$$\text{Density_EEI} = \frac{\text{EEI}(\chi)}{V_p} \text{ (gr/cc)} \quad (3.3)$$

dimana,

$\text{EEI}(\chi)$ = Log EEI yang berkorelasi kuat dengan log targetnya
[(ft/s)(gr/cc)]

(dalam penelitian ini EEI(45°) dan EEI(20°))

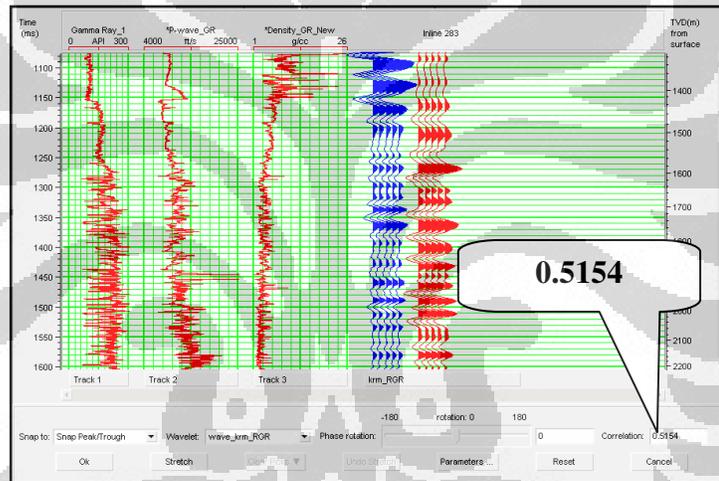
V_p = Log DTP (ft/s)

Kemudian, impedansi sintetik dibuat berdasarkan persamaan (3.4), yang pada akhirnya, secara rekursif akan diubah bentuknya menjadi deret reflektivitas sumur. Sebagai proses penutup, dilakukan konvolusi antara wavelet yang diekstrak dari data seismik dengan reflektivitas sumur sehingga menghasilkan sintetik seismogram dengan sudut tidak normal. Hasil *well-seismic tie* ditunjukkan oleh Gambar (3.18)

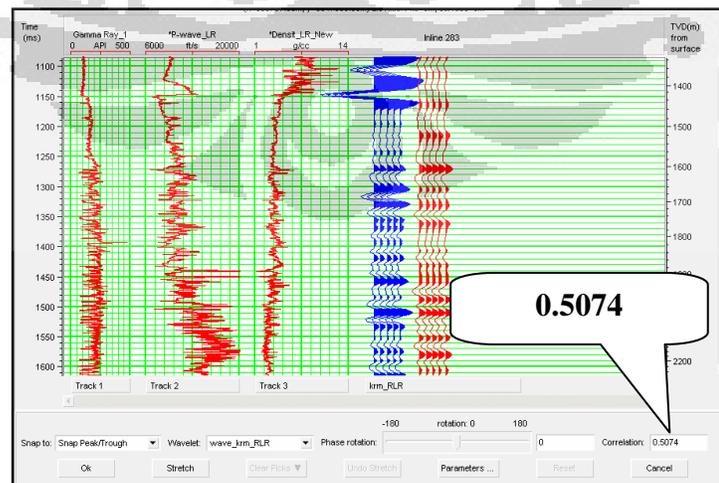
$$Z = \text{Density_EEI} \times V_p \quad \text{(ft/s)(gr/cc)} \quad (3.4)$$

3.6 MODEL IMPEDANSI

Model impedansi bumi dibuat dengan menggunakan impedansi sumur yang diekstrapolasi dengan menggunakan horizon seismik. Seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (2.16), model impedansi ini dibuat sebagai model awal yang kemudian akan berubah sejauh nilai beda antara reflektivitas seismik dan model. Karena itu model impedansi yang dibuat juga akan menentukan hasil akhir inversi.



(a)



(b)

Gambar 3.18 Well-seismic tie dalam proses Inversi. (a) Well-seismic tie Impedansi Gamma-ray
(b) Well-seismic tie Impedansi Lamda-Rho.

Adapun faktor-faktor yang mempengaruhi dalam optimasi model impedansi antara lain kandungan frekwensi rendah model dan horizon seismik yang mengekstrapolasi impedansi sumur sepanjang lintasan seismik. Keakuratan penggunaan batas frekwensi rendah dalam model impedansi akan meningkatkan resolusi hasil inversi. Hal ini disebabkan karena frekwensi rendah yang terkandung di model dapat menutupi hilangnya kandungan frekwensi yang ada di data seismik sehingga kandungan frekwensi hasil inversi akan semakin mendekati kandungan frekwensi impedansi yang sebenarnya. Gambar (2.15) mengilustrasikan kondisi ideal dari proses inversi dalam domain frekwensi.

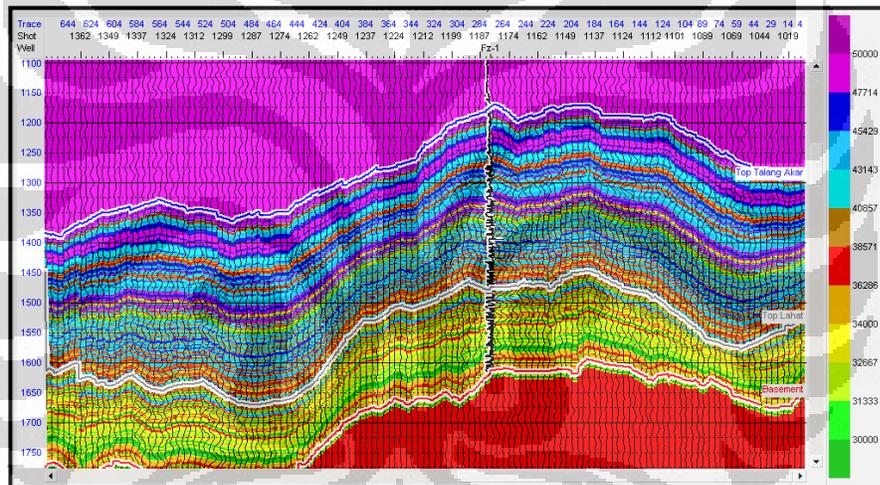
Horizon seismik hasil interpretasi biasanya menunjukkan batas dari suatu zona dengan ciri khas yang sama, seperti batas formasi, litologi dan lain sebagainya. Dalam pembuatan model impedansi, horizon seismik bertindak sebagai pembagi zona-zona interpolasi. Daerah yang dibatasi oleh horizon seismik akan dinyatakan sebagai satu daerah kesatuan yang akan diinterpolasi. Kesalahan dalam pembagian zona interpolasi akan menyebabkan kurang optimalnya model impedansi yang dibuat.

Seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (3.17), rata-rata hilangnya frekwensi rendah dari data seismik berkisar antara 0-20Hz. Karena itu model impedansi yang dibuat, baik untuk impedansi gamma-ray maupun impedansi lamda-rho didisain dengan rentang frekwensi rendah antara 0-20Hz.

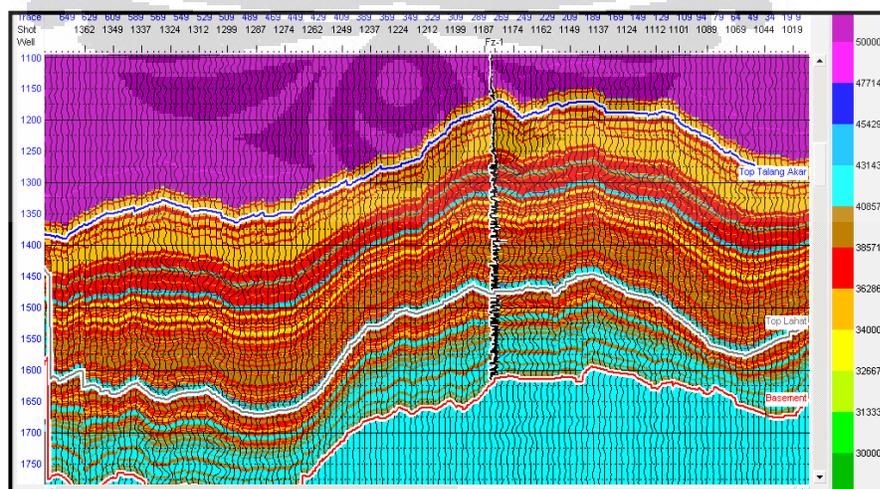
Horizon seismik yang digunakan dalam membuat model impedansi disesuaikan dengan marker stratigrafi, antara lain :

1. Top Talang Akar Formation (1176 ms pada lokasi sumur)
2. Top Lahat Formation (1439 ms pada lokasi sumur)
3. Basement (1634 ms pada lokasi sumur)

Dengan menggunakan horizon-horizon ini, log impedansi gamma ray yang dibuat dari EEI(45°) dan log impedansi lamda-rho yang dibuat dari EEI(20°) diekstrapolasi sepanjang lintasan seismik yang ada. Model impedansi gamma-ray dan impedansi lamda-rho dari salah satu lintasan seismik (lintasan JA02) ditunjukkan oleh Gambar (3.19) dan Gambar (3.20).



Gambar 3.19 Model Impedansi Gamma-ray.



Gambar 3.20 Model Impedansi Lamda-Rho.

3.7 ANALISIS INVERSI

Tahap akhir yang harus dilakukan sebelum melakukan inversi yaitu analisis inversi. Analisis ini dilakukan dengan tujuan untuk mengontrol kualitas hasil inversi dengan suatu parameter inversi tertentu agar nilai impedansi yang dihasilkan menyerupai nilai impedansi yang ada di data sumur. Adapun parameter-parameter penting dalam inversi yang harus dianalisis yaitu sebagai berikut :

1. Window inversi
2. Wavelet yang digunakan dalam inversi
3. Konstrain proses inversi
4. Jumlah iterasi

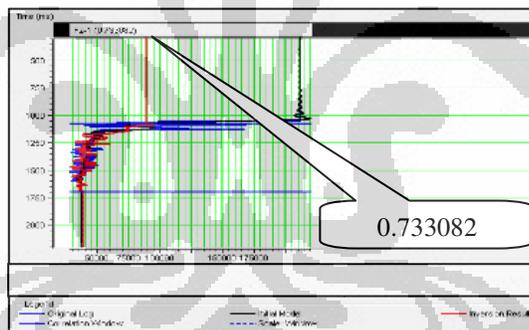
Window inversi merupakan zona dimana proses inversi dilakukan. Window ini dapat berupa *time window* yang konstan atau mengikuti horizon yang ada. Dalam penelitian ini, window inversi yang digunakan yaitu window inversi yang mengikuti horizon Top TAF (-100 ms) dan horizon Basement (+ 100 ms). Diluar zona ini, harga impedansi hasil inversi akan didefinisikan dengan harga nol.

Konstrain inversi merupakan parameter yang mengatur dominasi proses inversi antara model dan data seismik. Rentang nilai dari parameter ini berkisar antara 0 s/d 1. Jika parameter ini di-set dengan harga 1 maka hasil inversi akhir akan sama dengan model karena dominasi model menjadi 100%. Sedangkan jika konstrain inversi di set menjadi berharga 0 maka pengaruh model terhadap hasil akhir inversi ditiadakan. Dalam penelitian ini,

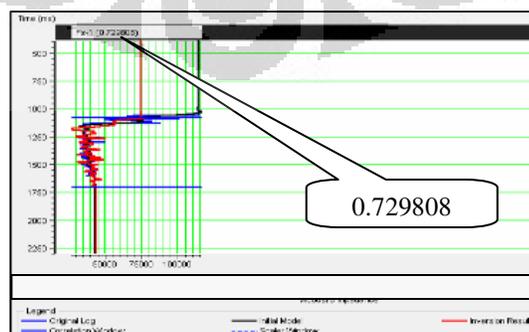
konstrain yang di-set berharga 0.5 sehingga baik model ataupun data seismik memiliki bobot yang sama dalam menentukan hasil akhir inversi.

Seperti yang terlihat pada Gambar (2.16), iterasi dilakukan dalam proses inversi sampai hasil terbaik dari inversi diperoleh. Dalam penelitian ini, jumlah iterasi terbaik untuk menghasilkan hasil inversi yang maksimal yaitu sebanyak 30 kali. Hasil terbaik dari proses inversi ditentukan oleh semakin besarnya nilai korelasi antara impedansi hasil inversi dengan impedansi dari data sumur.

Hasil analisis inversi untuk impedansi gamma-ray ditunjukkan oleh Gambar (3.21). Gambar (3.22) menunjukkan hasil analisis inversi untuk impedansi lamda-rho.



Gambar 3.21 Analisis inversi impedansi gamma-ray. Nilai optimum korelasi sebesar 0.733082.

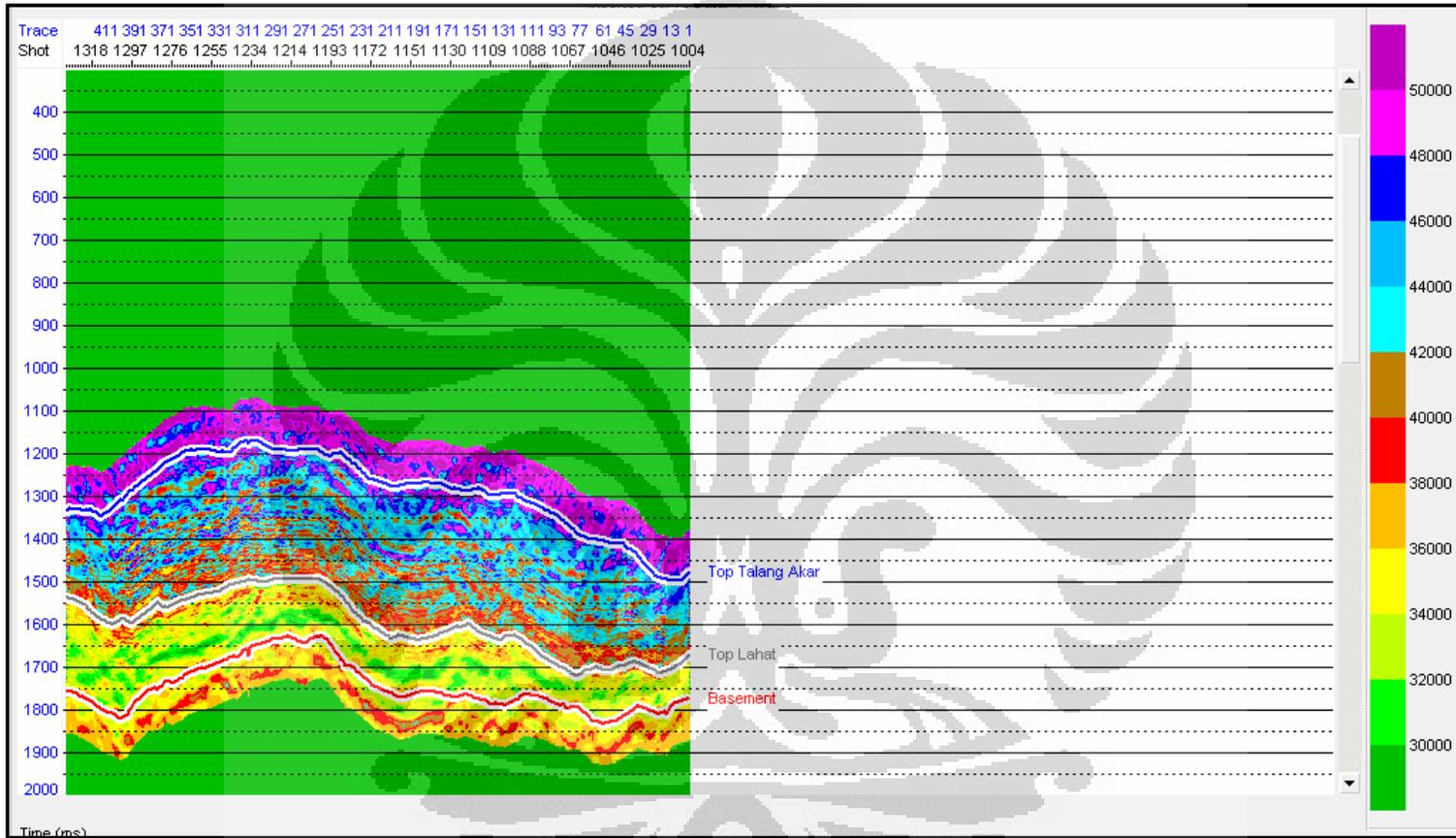


Gambar 3.22 Analisis inversi impedansi lamda-rho. Nilai optimum korelasi sebesar 0.729808.

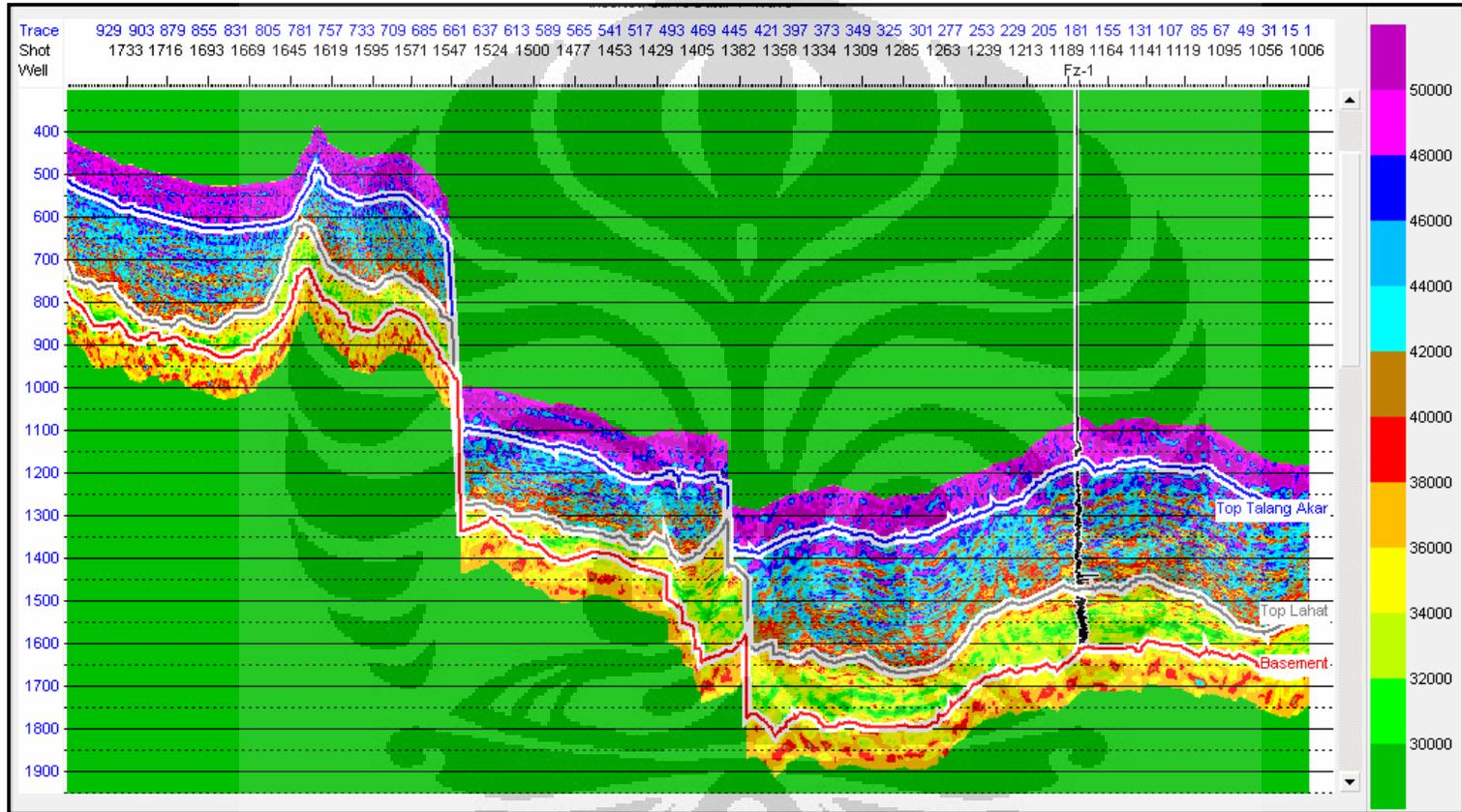
3.8 INVERSI EEI

Hasil inversi impedansi gamma-ray untuk tiap lintasan seismik ditunjukkan oleh Gambar (3.23). Secara umum, Gambar (3.23) menunjukkan persebaran anomali-anomali batuan yang memiliki nilai gamma-ray tinggi dan rendah. Zona interes yang mengindikasikan batuan reservoir ditunjukkan oleh anomali impedansi rendah.

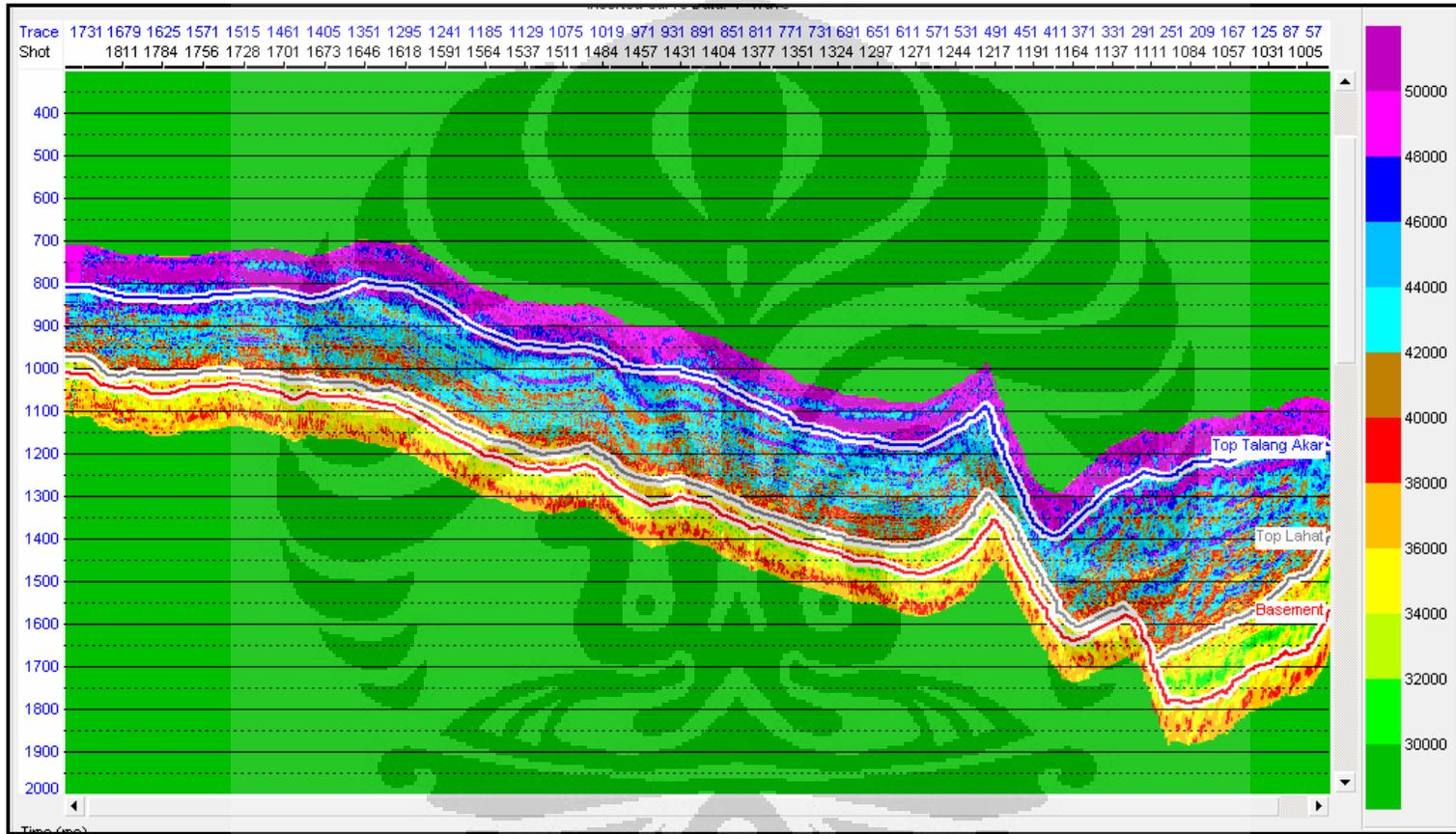
Sedangkan untuk hasil inversi impedansi lamda-rho ditunjukkan oleh Gambar (3.24). Secara umum Gambar (3.24) menunjukkan persebaran dari nilai *incompressibility* batuan sepanjang keempat lintasan seismik. Anomali-anomali impedansi rendah dalam penampang impedansi lamda-rho merupakan zona interes yang mengindikasikan keberadaan gas dalam batuan.



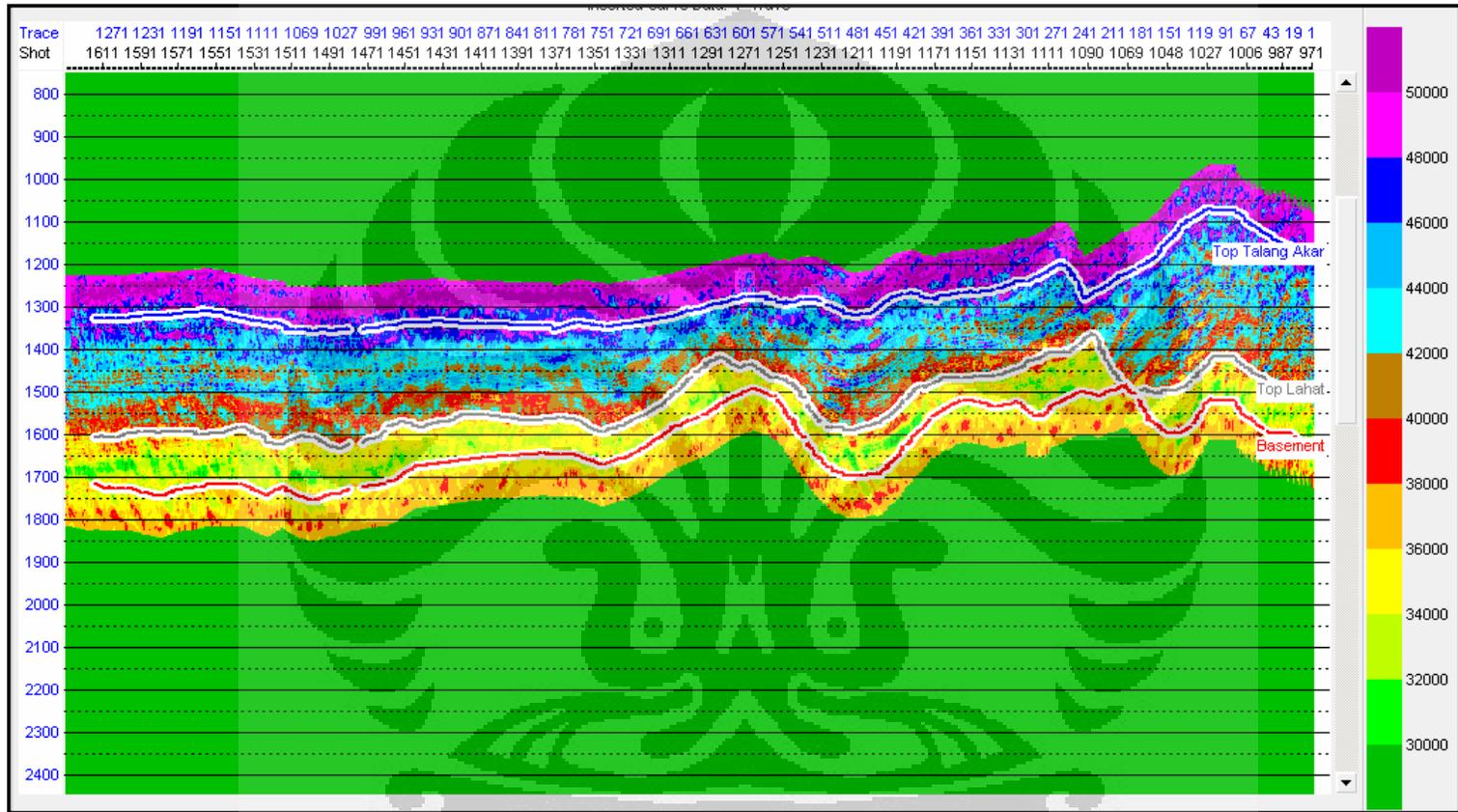
(a)



(b)

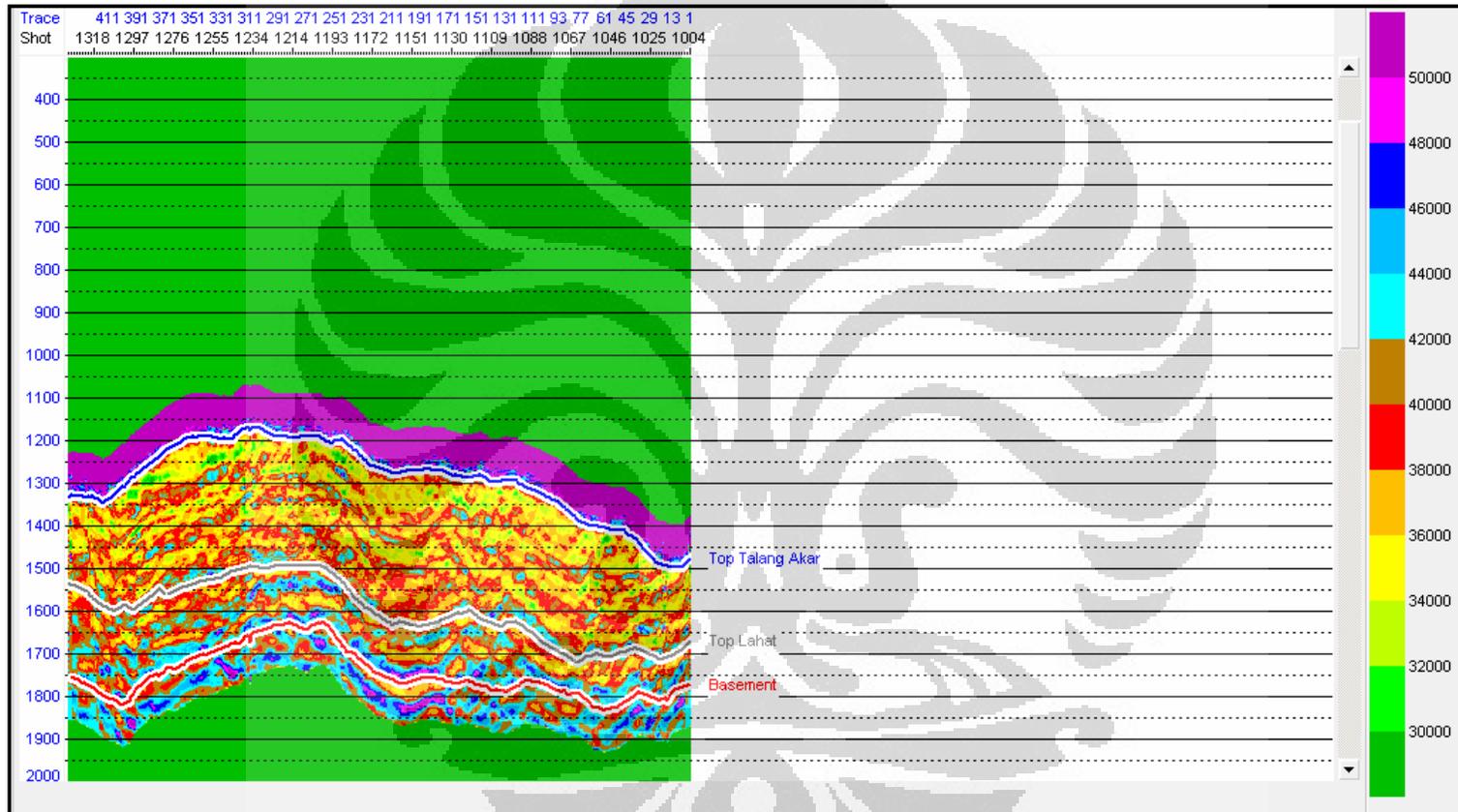


(c)

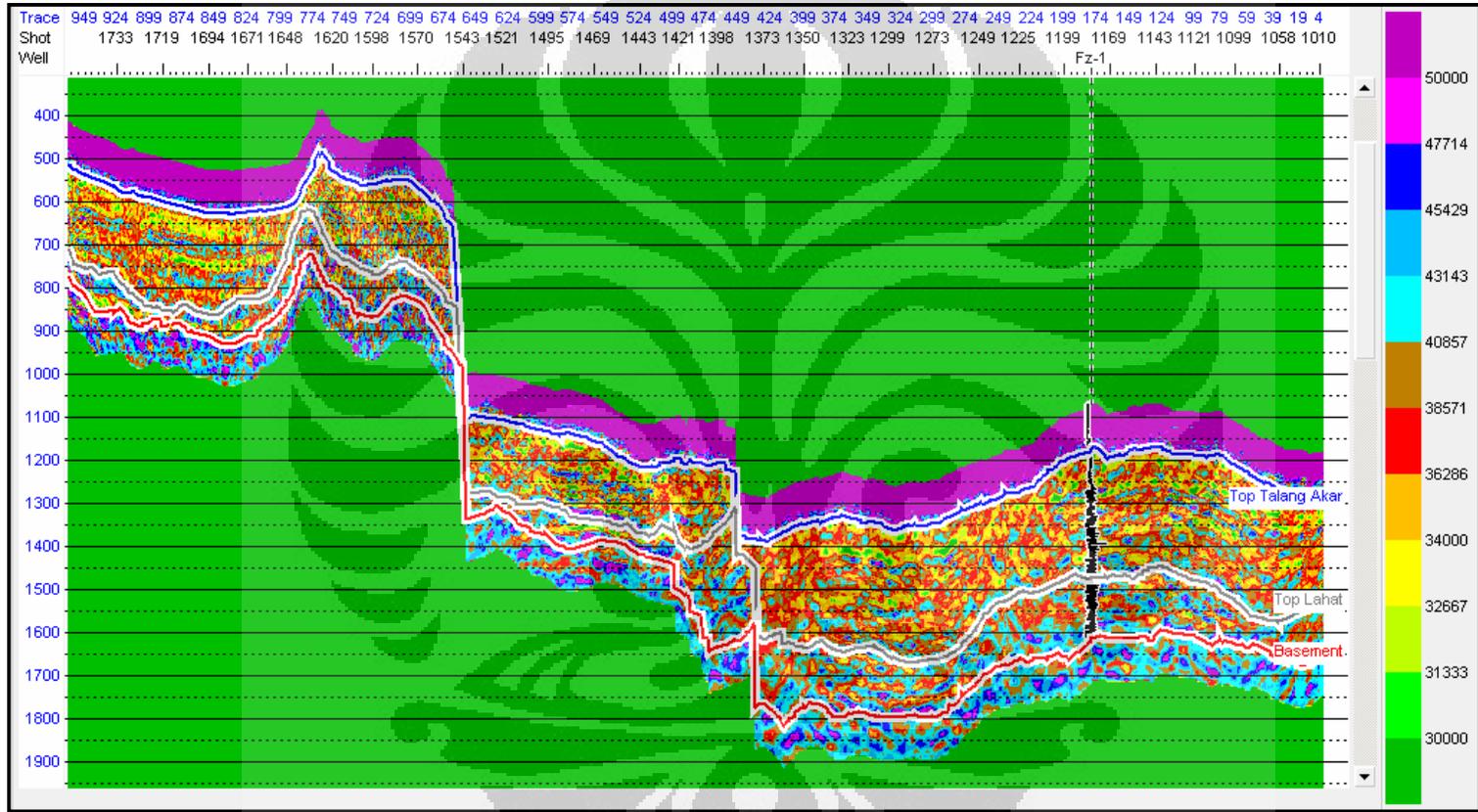


(d)

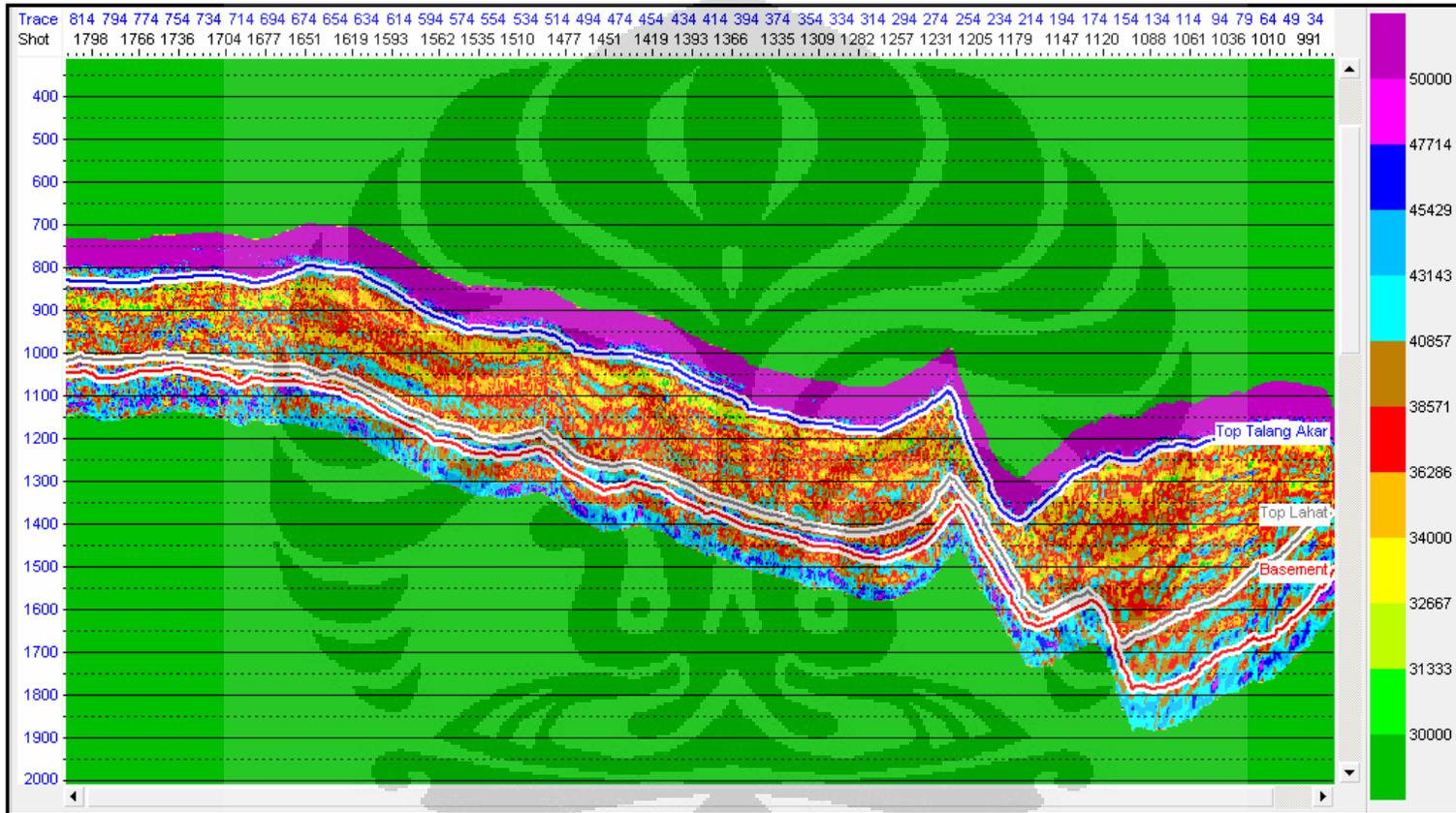
Gambar 3.23 Hasil inversi impedansi gamma-ray. (a) lintasan JA01 (b) lintasan JA02 (c) lintasan RPS03 (d) lintasan RPS06.



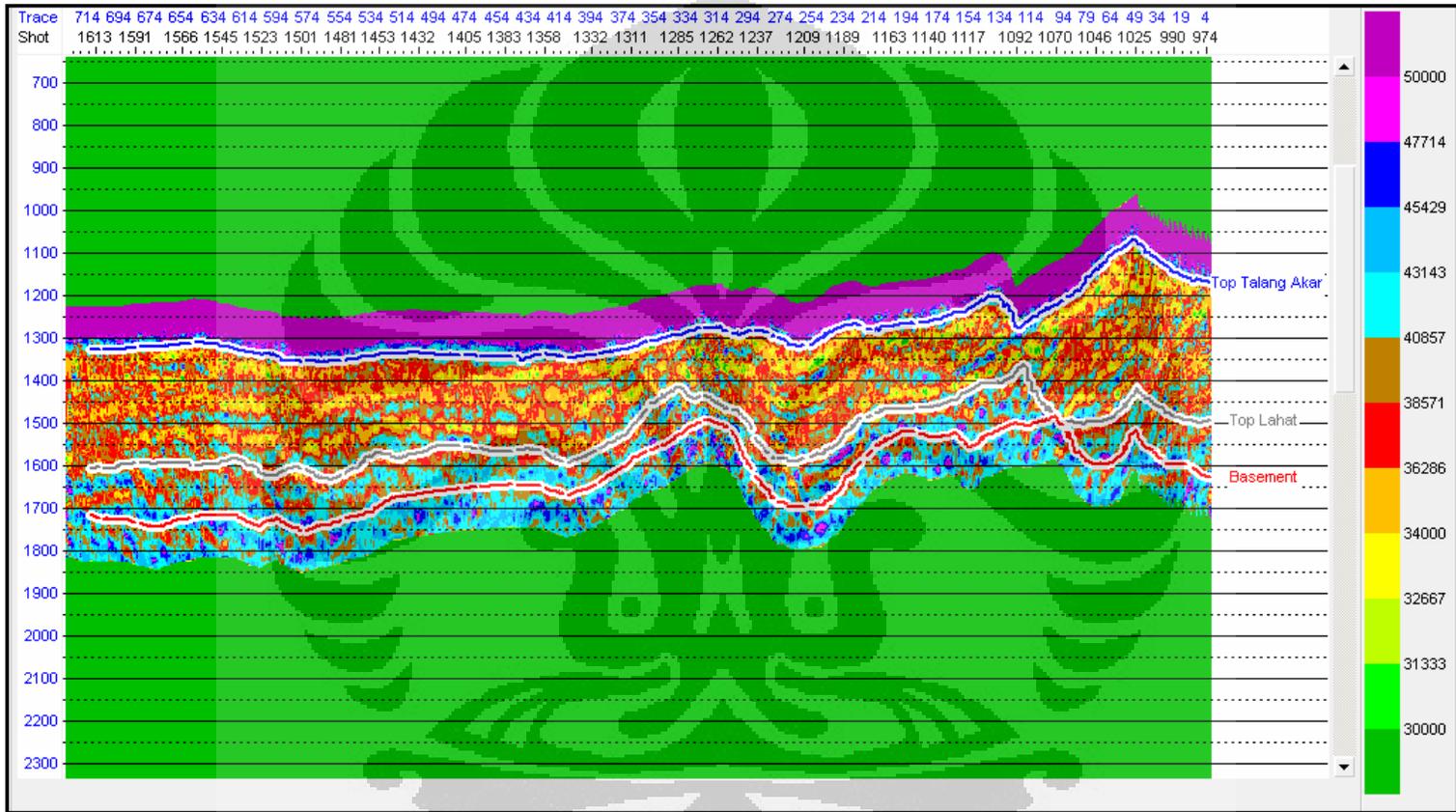
(a)



(b)



(c)



(d)

Gambar 3.24 Hasil inversi impedansi lamda-rho. (a) lintasan JA01 (b) lintasan JA02 (c) lintasan RPS03 (d) lintasan RPS06.

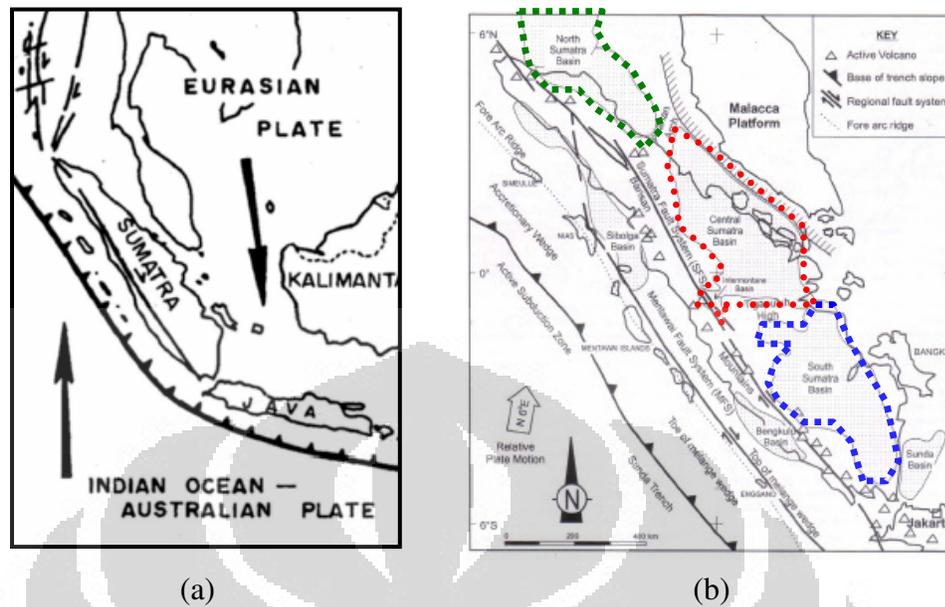
BAB IV

EKSPLORASI SUB CEKUNGAN JAMBI

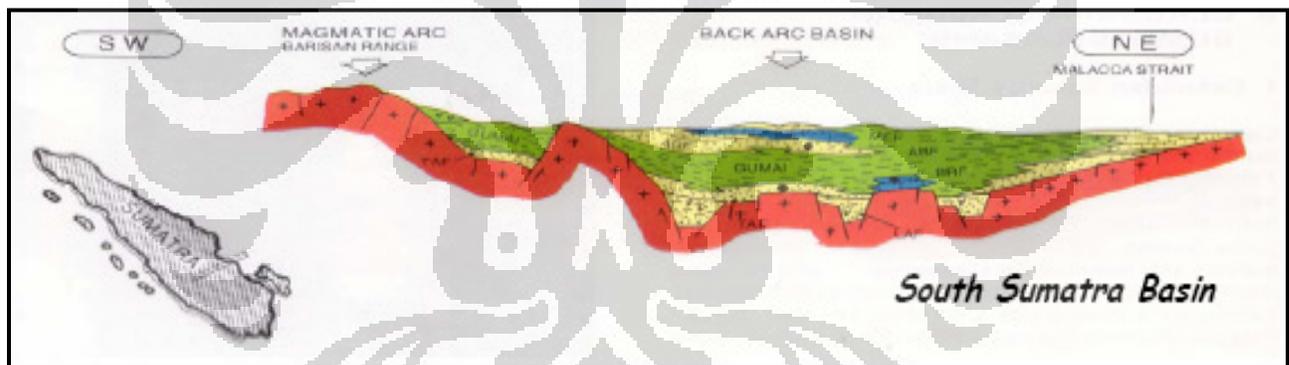
4.1 TATANAN REGIONAL SUB CEKUNGAN JAMBI

Secara regional, Pulau Sumatra terbagi atas tiga cekungan besar yang merupakan produk dari tumbukan antara Lempeng Indo-Australi dan Lempeng Eurasia. Ketiga cekungan ini yaitu: Cekungan Sumatra Utara, Cekungan Sumatra Tengah dan Cekungan Sumatra Selatan. Eksistensi kandungan hidrokarbon di ketiga cekungan ini telah terbukti. Salah satunya prospek yang terdapat di Cekungan Sumatra Selatan. Berbeda dengan kedua cekungan lainnya yang sudah banyak diproduksi, secara umum prospek Cekungan Sumatra Selatan masih dalam fase eksplorasi. Potensi kandungan gas yang terdapat di cekungan ini cukup baik dan masih dibutuhkan banyak studi untuk mengungkap total cadangan yang terkandung di dalamnya.

Potensial kandungan hidrokarbon pada Cekungan Sumatra Selatan terdapat pada Formasi Baturaja dan Talang Akar dengan batuan induk yang terendapkan pada lingkungan *Fluvio-deltaic*, *Terrestrial* dan *Lacustrine*. Secara melintang, profil Cekungan Sumatra Selatan digambarkan oleh Gambar (4.2).

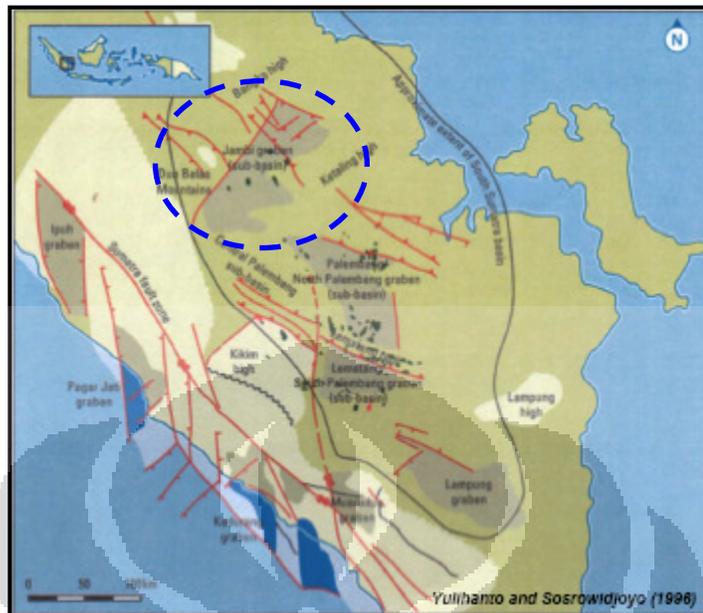


Gambar 4.1 (a) Tektonik regional Sumatra.(b) Cekungan Sumatra.
(Awang H.Satyana, 2005)



Gambar 4.2 Penampang melintang profil Cekungan Sumatra Selatan.
(Awang H.Satyana, 2005)

Cekungan yang tergolong sebagai *Back ark basin* ini terbagi-bagi menjadi beberapa sub cekungan, diantaranya Sub Cekungan Jambi yang menjadi daerah penelitian pada penelitian ini. Profil lokasi Sub Cekungan Jambi dilukiskan oleh Gambar (4.3).



Gambar 4.3 Profil lokasi sub Cekungan Jambi. Lingkaran biru menunjukkan posisi Sub Cekungan Jambi. (Yulihanto dan Sosrowidjoyo, 1996)

Lokasi spesifik daerah penelitian terdapat pada Dalam Berembang (suatu lokasi yang karena gaya tektonik menjadi lebih rendah ketimbang daerah sekelilingnya ketika proses sedimentasi terjadi), dimana keempat lintasan seismik JA01, JA02, RPS03 dan RPS06 di-akuisisi dan sumur Fz-1 di bor. Profil Dalam Berembang serta kondisi tektoniknya dalam Sub Cekungan Jambi digambarkan oleh Gambar (4.4).

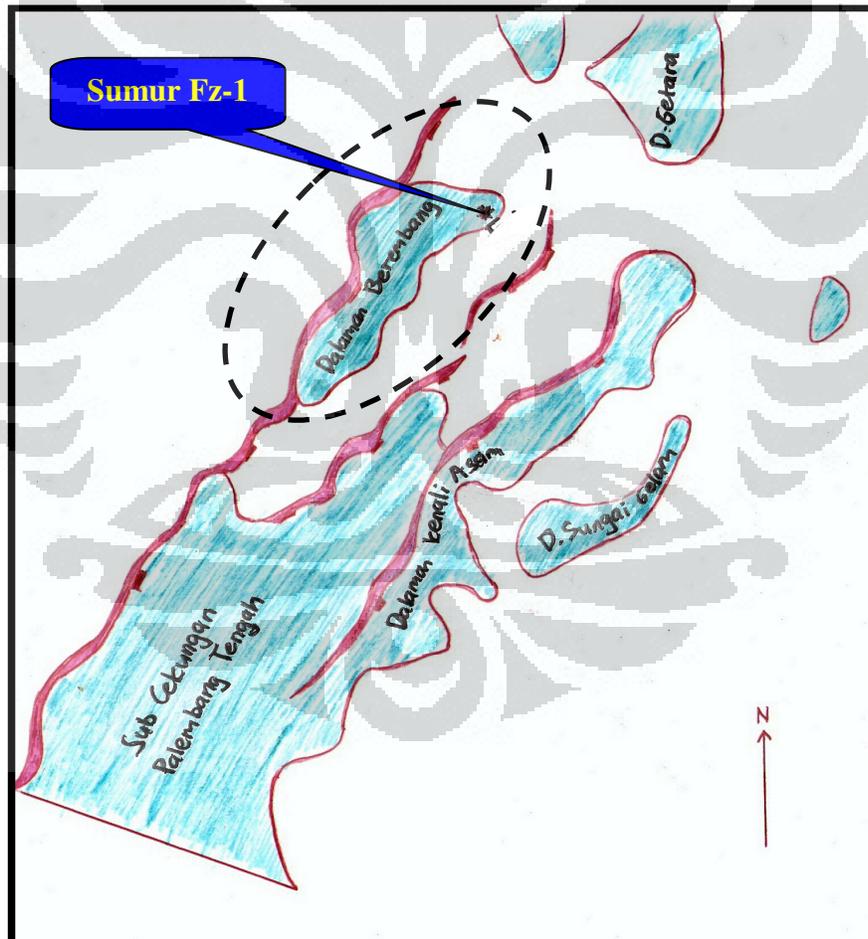
4.2 STRATIGRAFI REGIONAL SUB CEKUNGAN JAMBI

Secara regional, formasi batuan yang diendapkan di Sub Cekungan Jambi antara lain yaitu:

1. Formasi Lahat
2. Formasi Talang Akar
3. Formasi Baturaja

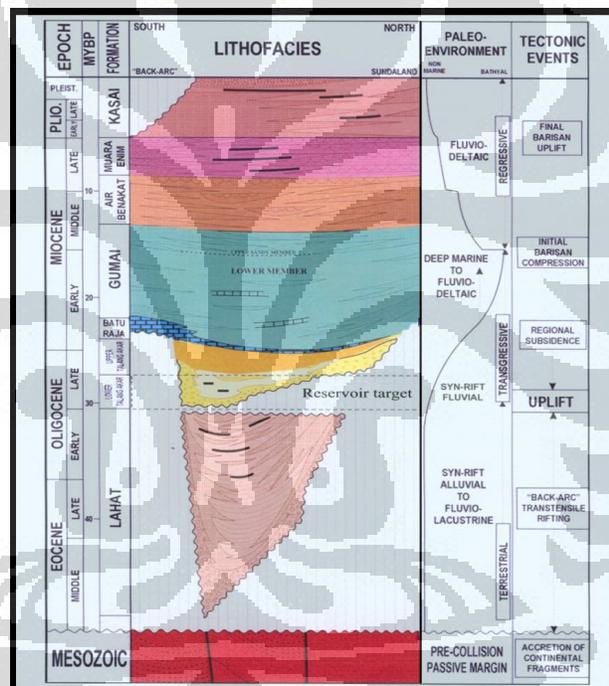
4. Formasi Gumai
5. Formasi Air Benakat
6. Formasi Muara Enim
7. Formasi Kasai

Ketujuh formasi batuan ini diendapkan di Sub Cekungan Jambi dengan mekanisme yang digambarkan oleh Gambar (4.5). Target eksplorasi pada penelitian ini yaitu Formasi Talang Akar yang diendapkan pada akhir Oligocene sampai awal Miocene.



Gambar 4.4 Peta profil Dalaman Berembang.

Secara singkat stratigrafi regional Sub Cekungan Jambi dapat diuraikan sebagai berikut. Batuan dasar Sub Cekungan Jambi berumur pra-tercier dan sempat muncul ke permukaan sehingga mengalami erosi. Kemudian secara tidak selaras diendapkan Formasi Lahat pada lingkungan *terrestrial*, *fluvial* dan *lacustrine* di pertengahan Eocene sampai awal Oligocene. Batuan yang diendapkan pada Formasi Lahat berupa konglomerat, pasir, tufa dan sisipan batu-bara.



Gambar 4.5 Stratigrafi Regional Sub Cekungan Jambi.

Kemudian pada akhir Oligocene terjadi pengangkatan yang membentuk *half-graben* pada Sub Cekungan Jambi ketika Formasi Talang Akar diendapkan sehingga terbentuk endapan *syn-rift*. Formasi Talang Akar diendapkan pada lingkungan *fluvial* dan transisi (delta) dengan komposisi batuan berupa batu pasir, lempung, tufa dan sisipan batu-bara.

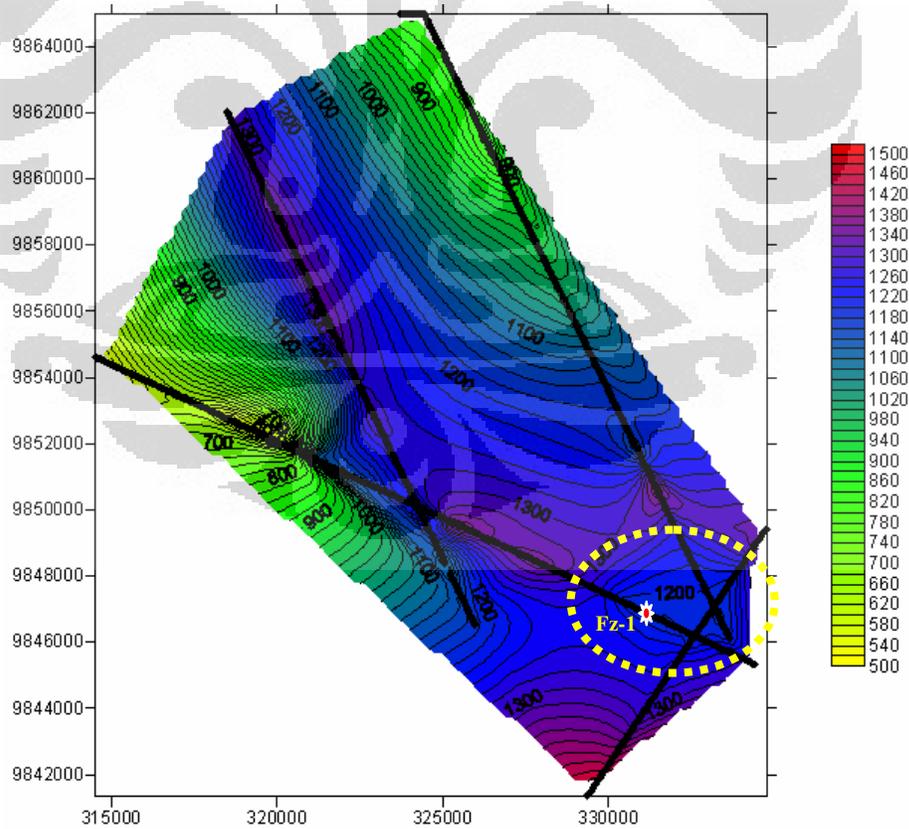
Formasi Baturaja menyusul kemudian terendapkan secara selaras dengan Formasi Talang Akar pada awal Miocene. Pada masa ini pula, Sub Cekungan Jambi mengalami *regional-subsidence* sehingga terjadi perubahan lingkungan pengendapan dari transisi ke laut dangkal. Hal ini menyebabkan dominasi batuan yang diendapkan pada Formasi Baturaja berupa batu gamping.

Eustatik terus meningkat pada masa yang sama hingga pertengahan Miocene ketika Formasi Gumai terendapkan. Formasi ini didominasi oleh lempung endapan laut dalam dengan butir batuan yang sangat halus. Kemudian secara selaras, Formasi Air Benakat terendapkan pada pertengahan Miocene sampai akhir Miocene ketika muka air laut mengalami penurunan. Penurunan muka air laut ini terus berlanjut sampai ketika Formasi Muara Enim dan Formasi Kasai diendapkan secara berturut-turut pada akhir Miocene sampai masa Plio-Pleistocene.

4.3 TARGET EKSPLORASI

Target eksplorasi dalam studi kasus pada penelitian ini yaitu prospek pada struktur antiklinorium Tuba Obi, sebuah struktur antiklin, produk tektonik pada pertengahan Miocene sampai akhir Plio-Pleistocene dengan empat buah kemiringan dan trend arah *strike* barat-timur, seperti yang ditunjukkan oleh peta *time structure* pada Gambar (4.6).

Berdasarkan analisis petroleum system, yang bertindak sebagai batuan induk penghasil minyak dan gas yaitu batuan serpih intra-Talang Akar dan berdasarkan pemodelan geokimia, waktu ekspulsi hidrokarbon (keluarnya hidrokarbon dari batuan induk) terjadi sejak 12 juta tahun yang lalu atau pada pertengahan sampai akhir Miocene. Batu pasir pada Formasi Talang Akar yang berkembang pada lingkungan delta menjadi reservoir utamanya, yang telah terbukti menyimpan gas, minyak dan kondensat di beberapa sumur terdekat, termasuk pada sumur Fz-1. Selain bertindak sebagai batuan induk, batuan serpih intra-Talang Akar bersama-sama dengan batuan serpih dari Formasi Gumai bertindak sebagai *seal* yang menjaga hidrokarbon untuk tetap tersimpan di dalam reservoir.



Gambar 4.6 Peta *time structure* lokasi penelitian pada kedalaman Top Talang Akar. Lingkaran kuning menunjukan struktur Tuba Obi yang menjadi target eksplorasi.

Dengan memperhatikan informasi-informasi yang diekstrak dari analisis petroleum system, dapat disimpulkan bahwa hidrokarbon dapat terperangkap di struktur Tuba Obi karena ekspulsi hidrokarbon terjadi setelah reservoir (Pasir TAF, akhir Oligocene) dan *seal* (Serpit intra-TAF dan Gumai, akhir Oligocene s/d pertengahan Miocene) terbentuk. Selain itu juga ekspulsi hidrokarbon terjadi secara bersamaan dengan pembentukan struktur Tuba Obi.

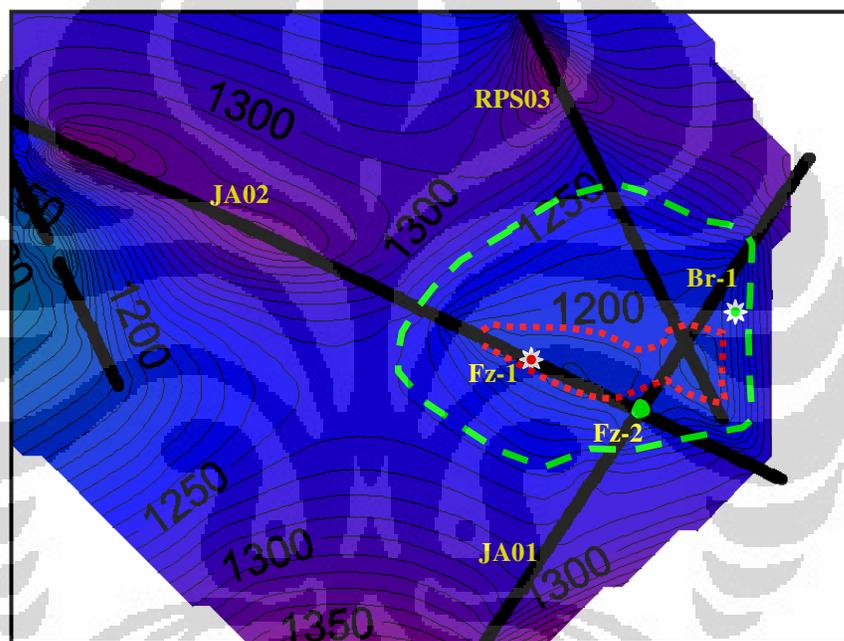
Untuk membuktikan potensi hidrokarbon pada struktur ini, sumur Br-1 dibor pada tepian antiklin sebagai sumur deliniasi prospek, dan terbukti menghasilkan minyak. Jika penyebaran reservoir dalam struktur ini kontinu, seperti model pada Gambar (4.7b), maka di suatu lokasi antara sumur Fz-1 dan Br-1 akan terdapat zona *Oil-Gas Contact* (OGC), dan batas prospek hidrokarbon diperkirakan ada di zona batas tutupan antiklin. Karena itu sebuah sumur tambahan (Fz-2) akan diajukan pada lokasi pertemuan antara lintasan JA01 dan JA02 sebagai pendeliansi batas OGC dalam struktur Tuba Obi.

4.4 UJI KANDUNGAN LAPISAN SUMUR Fz-1

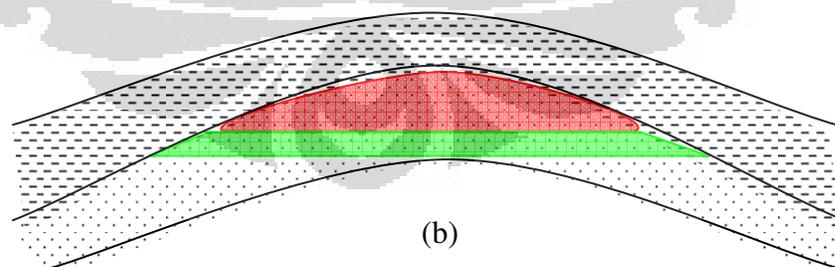
Selain melakukan pengukuran data log, uji kandungan lapisan/DST (*Drill Steam Test*) juga dilakukan pada sumur Fz-1 untuk mengetahui kandungan hidrokarbon yang terdapat pada sumur tersebut. Hasil DST pada sumur Fz-1 ditunjukkan oleh Tabel 1.

Tabel 1. Data DST sumur Fz-1

Nama DST	Kedalaman (m)			Target		Hasil		Status
	Mulai	Akhir	Tebal	Formasi	Lithologi	Fluida	Kualitas	
DST-6	1615.5	1618.5	3	TAF	Pasir	Gas	Baik	Produksi
DST-5	1699	1705	6	TAF	Pasir	Gas	Kurang	non-produksi
DST-4	1744	1753.5	9.5	TAF	Pasir	Gas	Baik	Produksi
DST-3	1901.5	1905	3.5	TAF	Pasir	Minyak	Kurang	non-produksi
DST-2	2051	2056.5	5.5	Lahat	Pasir	Gas	Kurang	non-produksi
DST-1	2233	2239	6	Basement	Metasedimen	Minyak	Kurang	non-produksi



(a)



(b)

Gambar 4.7 (a) Batas prospek struktur Tuba Obi. (b) Model reservoir yang melandasi deliniasi prospek struktur Tuba Obi.

BAB V

ANALISIS DAN PEMBAHASAN

5.1 ANALISIS SENSITIVITAS INVERSI

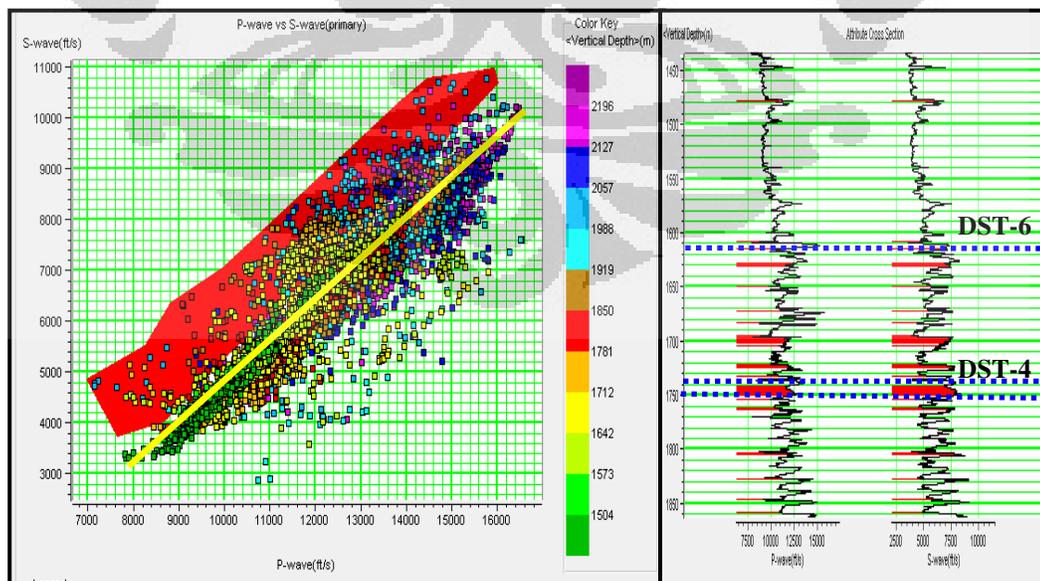
Sebelum melakukan interpretasi pada penampang impedansi gamma-ray dan impedansi lamda-rho, terlebih dahulu perlu dilakukan analisis sensitivitas hasil inversi untuk memetakan anomali-anomali yang ditimbulkan oleh respon reservoir terhadap gelombang seismik pada kedua penampang tersebut. Analisis sensitivitas inversi dapat dilakukan dengan melakukan crossplot antar beberapa parameter sumur.

5.1.1 Sensitivitas Penampang Impedansi Lamda-rho

Seperti yang sudah dijelaskan pada teori dasar, parameter lamda-rho dari suatu batuan menunjukkan sifat *incompressibility* atau daya tahan terhadap tekanan dari luar. Parameter ini digunakan dalam penelitian karena sifat *incompressibility* dari suatu batuan yang mengandung gas akan memiliki kontras nilai lamda-rho yang cukup signifikan terhadap sekelilingnya yang tidak terisi oleh gas. Sehingga dengan menentukan nilai batas “*low incompressibility*”, zona-zona pada penampang impedansi lamda-rho dengan nilai *incompressibility* rendah yang menjadi indikator keberadaan gas dalam batuan dapat terpetakan.

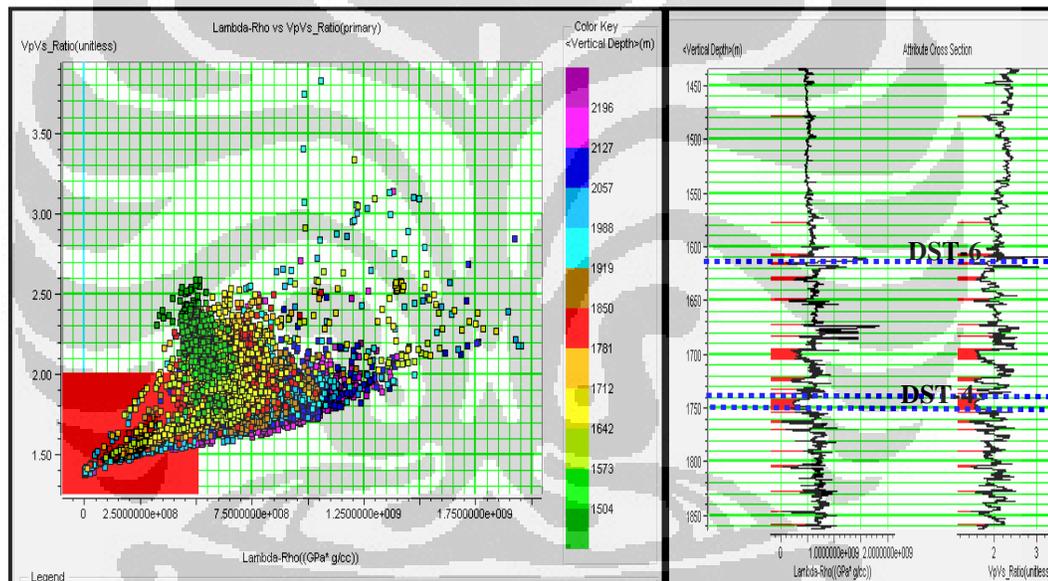
Sensitivitas parameter lamda-rho dalam mendeteksi keberadaan gas pada dasarnya ditentukan dari sensitivitas rasio V_p terhadap V_s pada zona reservoir. Jika nilai rasio V_p terhadap V_s turun secara signifikan maka parameter lamda-rho akan memiliki sensitivitas yang baik dalam mendeteksi keberadaan gas. Kondisi ini dijelaskan oleh persamaan (3.1). Ketika nilai V_p/V_s turun, maka akan muncul nilai *low incompressibility* yang merupakan anomali gas.

Gambar (5.1) menunjukkan crossplot antara V_p terhadap V_s . Anomali gas pada zona reservoir ditunjukkan dengan adanya separasi poin-poin data dari trend garis "mud rock line". Separasi ini menunjukkan terjadinya penurunan nilai V_p yang disertai oleh nilai V_s yang mengalami sedikit kenaikan, yang pada dasarnya juga menunjukkan zona dengan nilai V_p/V_s rendah. Berdasarkan crossplot pada Gambar (5.1), terbukti bahwa V_p/V_s sensitif terhadap keberadaan gas.



Gambar 5.1 Crossplot V_p terhadap V_s . Anomali V_p/V_s rendah tepat terletak di posisi DST-6 dan DST-4 yang merupakan zona yang menghasilkan gas.

Secara teori, sebuah batuan yang tidak terisi gas akan memiliki nilai rasio V_p/V_s sebesar 2.0 (*role of thumb*). Munculnya gas dalam batuan, sekalipun dengan saturasi 10% biasanya akan menurunkan nilai rasio V_p/V_s sampai pada kisaran nilai 1.5 s/d 1.75. Untuk membuktikannya, dilakukan crossplot antara rasio V_p/V_s terhadap lamda-rho, seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (5.2). Dari crossplot ini didapatkan bahwa anomali gas muncul pada nilai V_p/V_s sebesar 2.0, hal ini ditunjukkan oleh pola low V_p/V_s dan lamda-rho (zona warna merah).

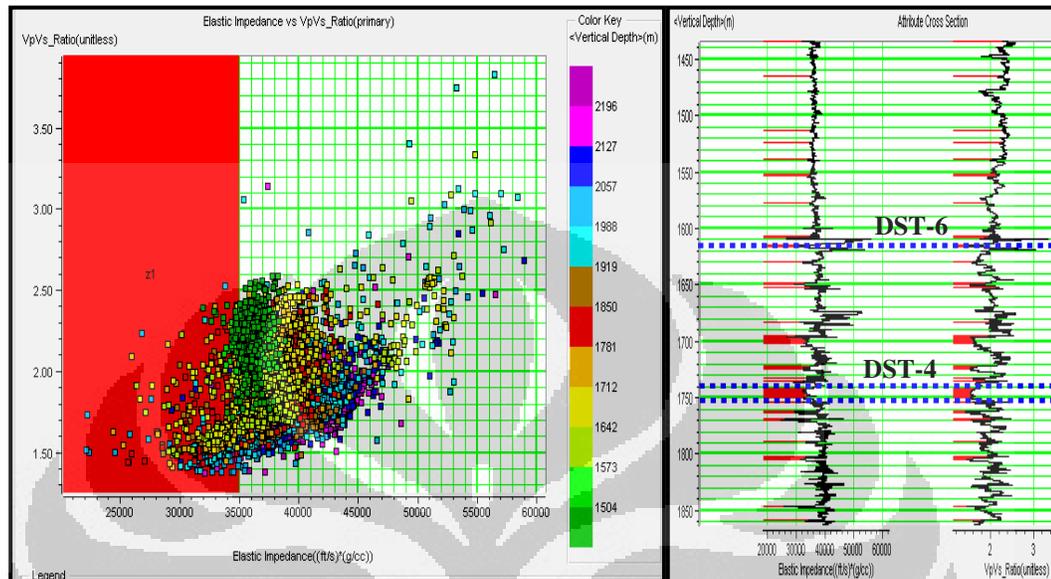


Gambar 5.2 Crosplot Lamda-rho terhadap rasio V_p/V_s . Anomali yang muncul tepat pada posisi DST-6 dan DST-4.

Walaupun nilai batas ini tidak sesuai dengan teori, namun ketepatan posisi anomali gas (arsiran merah) dengan posisi DST-4 dan DST-6 pada penampang sumur menunjukkan bahwa nilai batas ini cukup valid.

Kemudian nilai batas dari *low lamda-rho impedance* yang menjadi indikasi keberadaan gas dapat ditentukan berdasarkan crossplot antara log $EEI(20^\circ)$ atau log pseudo-lamda-rho dengan log rasio V_p/V_s , seperti yang

ditunjukkan oleh Gambar (5.3). Didapatkan nilai cutoff sebesar 35.000 (ft/s)(gr/cc).

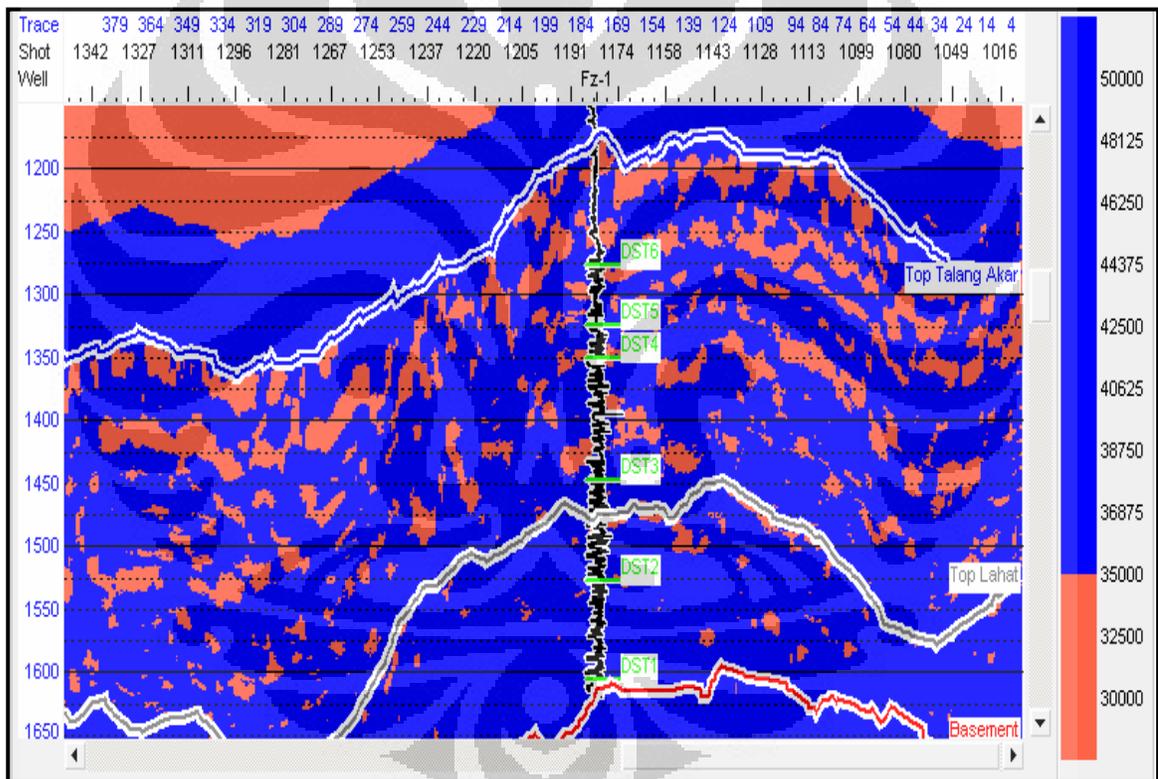


Gambar 5.3 Crossplot antara $EI(20^\circ)$ dengan Vp/Vs . Didapatkan nilai cutoff Impedansi lamda-rho yang menjadi indikasi gas sebesar 35.000(ft/s)(gr/cc).

Dalam penentuan nilai cutoff *low impedance*, data DST digunakan sebagai kontrol kualitas dan terbukti bahwa pengambilan nilai cutoff cukup valid. Hal ini ditunjukkan oleh ketepatan posisi anomali gas dengan posisi marker DST-4 dan DST-6 pada penampang sumur.

Selain itu, data DST juga digunakan untuk memastikan kebenaran posisi anomali gas yang ada di penampang impedansi lamda-rho, seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (5.4). Terlihat bahwa anomali impedansi lamda-rho rendah atau anomali gas (warna merah) terposisi dengan baik pada DST-4 yang merupakan lapisan pasir yang menghasilkan gas. Namun demikian nilai impedansi lamda-rho di titik DST-6 yang juga merupakan lapisan pasir dengan kandungan gas tidak menunjukkan anomali. Hal ini

disebabkan oleh terlalu tipisnya lapisan pasir pada DST-6 dan tidak terjangkau oleh resolusi seismik, sehingga yang terjadi pada lokasi DST-6 yaitu sebuah perata-rataan nilai impedansi lamda-rho dengan lokasi sekitarnya. Pada titik DST lainnya, dimana kandungan gas yang terdapat di lapisan cenderung sedikit dan tipis, diekspresikan dengan nilai lamda-rho yang relatif tinggi (warna biru).



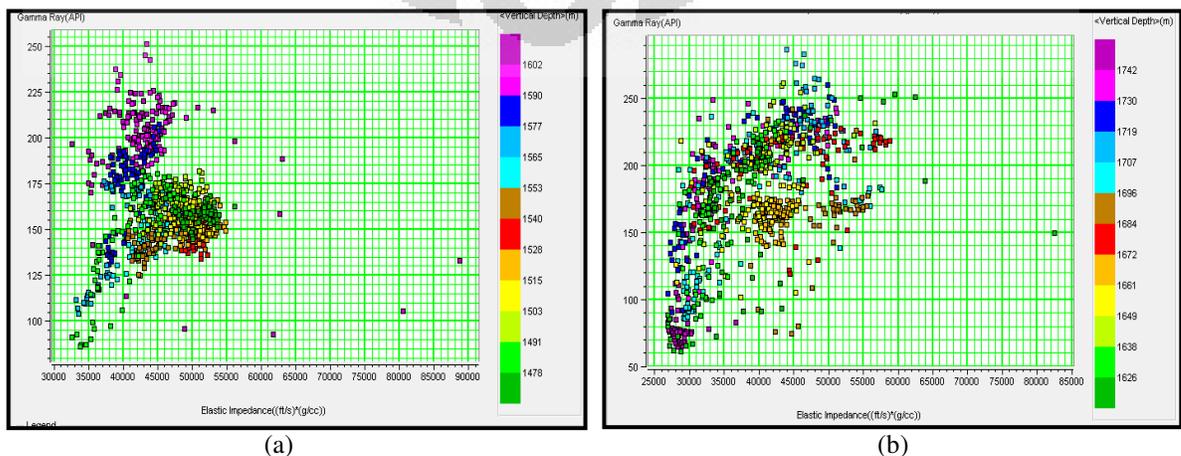
Gambar 5.4 Penampang anomali impedansi lamda-rho.

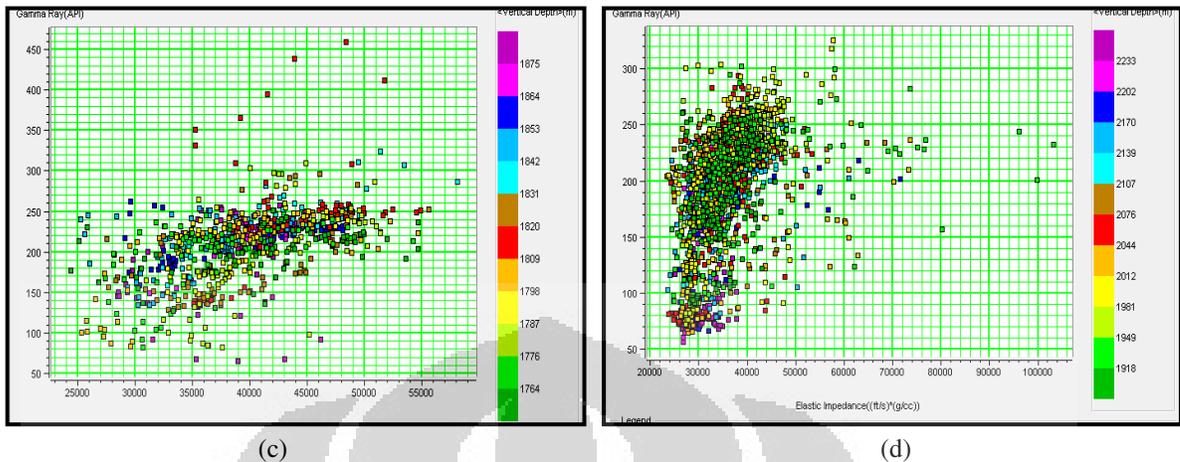
5.1.2 Sensitivitas Penampang Impedansi Gamma-ray

Berbeda dengan pendekatan terhadap lamda-rho, pendekatan EEI terhadap gamma-ray memiliki kualitas sensitivitas yang kurang baik dalam penelitian ini. Namun demikian dengan melakukan analisis yang lebih mendalam, maka impedansi gamma-ray hasil inversi EEI ini dapat digunakan sebagai alat untuk memodelkan distribusi facies.

Seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (3.23), trend nilai impedansi Gamma-ray berubah dengan cukup signifikan menjadi semakin kecil dengan bertambahnya kedalaman. Karena itu, penetapan nilai batas anomali impedansi gamma-ray ditentukan dalam zona-zona yang memiliki trend nilai impedansi yang sama. Zona-zona ini antara lain:

1. 1176 ms s/d 1276 ms (Top TAF s/d DST-6) dengan cutoff 41.000 (ft/s)(gr/cc)
2. 1276 ms s/d 1356 ms (DST-6 s/d DST-4) dengan cutoff 38.000 (ft/s)(gr/cc)
3. 1356 ms s/d 1439 ms (DST-4 s/d DST-3) dengan cutoff 37.000 (ft/s)(gr/cc)
4. 1439 ms s/d 1634 ms (DST-3 s/d Basement) dengan cutoff 36.000 (ft/s)(gr/cc)



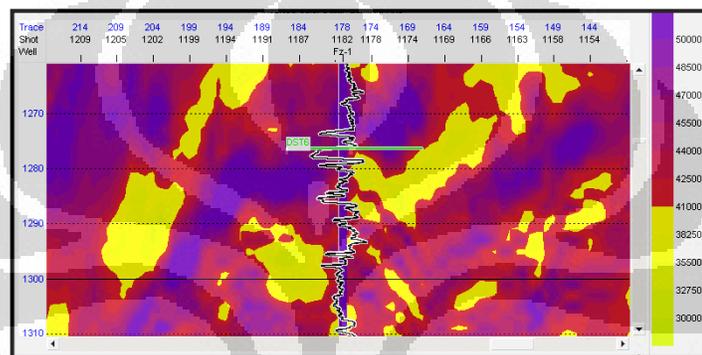


Gambar 5.5 Crossplot EEI(45°) terhadap Gamma-ray. (a) 1176ms s/d 1276ms, cutoff 40.000 (ft/s)(gr/cc). (b) 1276ms s/d 1356ms, cutoff 38.000 (ft/s)(gr/cc). (c) 1356ms s/d 1439ms, cutoff 37.000 (ft/s)(gr/cc). (d) 1439ms s/d 1634ms, cutoff 36.000(ft/s)(gr/cc).

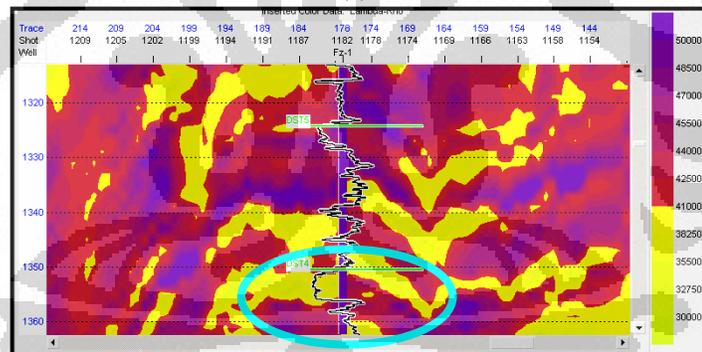
Berdasarkan nilai cutoff ini anomali-anomali impedansi gamma-ray dapat ter-peta-kan dengan lebih jelas seperti yang digambarkan oleh Gambar (5.6). Terlihat bahwa, hanya DST-4 yang memiliki tingkat akurasi impedansi gamma-ray yang paling baik dalam memprediksi keberadaan batu pasir, hal ini ditunjukkan oleh ketepatan posisi anomali impedansi rendah (warna kuning) terhadap posisi defleksi kurva log gamma-ray di lokasi sumur. Sehingga dalam analisis berikutnya, hanya DST-4 yang akan telusuri lebih lanjut pelamparannya secara mendetail.

Walaupun impedansi gamma-ray yang dihasilkan dari inversi EEI ini tidak terlalu peka dalam membedakan antara batuan dengan nilai gamma-ray rendah dan tinggi, namun demikian berdasarkan crossplot yang ditunjukkan pada Gambar (5.5) terlihat adanya respon pemisahan nilai impedansi rendah dan tinggi terhadap nilai gamma-ray rendah dan tinggi.

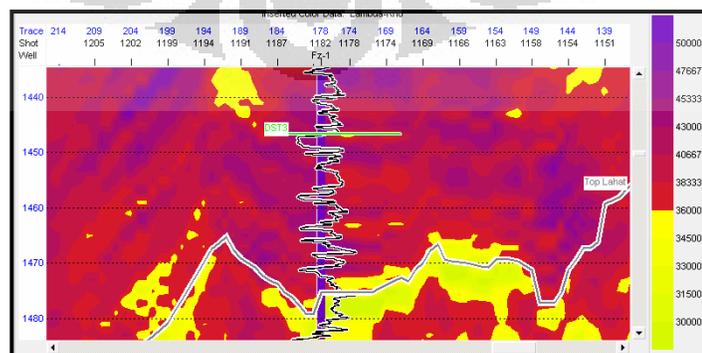
Kualitas respon pemisahan ini semakin baik ketika trend titik-titik crossplot memiliki pola garis dengan kemiringan yang landai, seperti pada Gambar (5.5c). Karena itu, sekalipun tidak dapat secara mendetail memisahkan antara batuan dengan nilai gamma-ray rendah dan tinggi, impedansi gamma-ray hasil inversi EEI ini juga tetap dapat digunakan untuk memprediksi pola penyebaran facies di daerah penelitian.



(a)



(b)



(c)

Gambar 5.6 Anomali impedansi gamma-ray (warna kuning). (a) Pada posisi DST-6 (b) Pada posisi DST-5 & DST-4 (c) Pada Posisi DST-3.

5.2 ANALISIS DAN MODEL DISTRIBUSI FACIES

5.2.1 Analisis Facies

Gambar (3.23) menunjukkan karakter penyebaran nilai-nilai impedansi gamma-ray yang tidak menerus, baik pada arah lateral maupun pada arah vertikal. Kecenderungan pola penyebaran impedansi yang menerus tidak terjadi pada penampang impedansi gamma-ray. Pola ketidak-menerusan ini diperkuat dengan adanya pola penyebaran anomali nilai impedansi gamma-ray rendah yang tidak menerus yang ditunjukkan oleh Gambar (5.6).

Hal ini dapat diinterpretasikan sebagai pola penyebaran facies dengan drajad ketidak-menerusan yang tinggi, baik pada arah lateral maupun pada arah vertikal. Tidak seperti model reservoir yang digambarkan pada Gambar (4.7), pola penyebaran reservoir di daerah penelitian ini cenderung terlokalisasi pada posisi-posisi tertentu.

Indikasi pola penyebaran facies yang ditunjukkan oleh data memperlihatkan suatu kondisi lingkungan pengendapan dengan proses sedimentasi yang sangat dinamis. Energi-energi yang mengontrol pendistribusian faciesnya begitu rupa sehingga tidak memungkinkan suatu facies tertentu terendapan secara menerus. Hal ini cocok dengan informasi yang disampaikan pada Bab 4, yaitu bahwa reservoir pada daerah penelitian ini berkembang pada lingkungan delta. Ketidak-menerusan ini pula memungkinkan proses pemerangkapan gas dan minyak dalam reservoir dapat terjadi secara acak di mana saja, seperti yang ditunjukkan oleh anomali

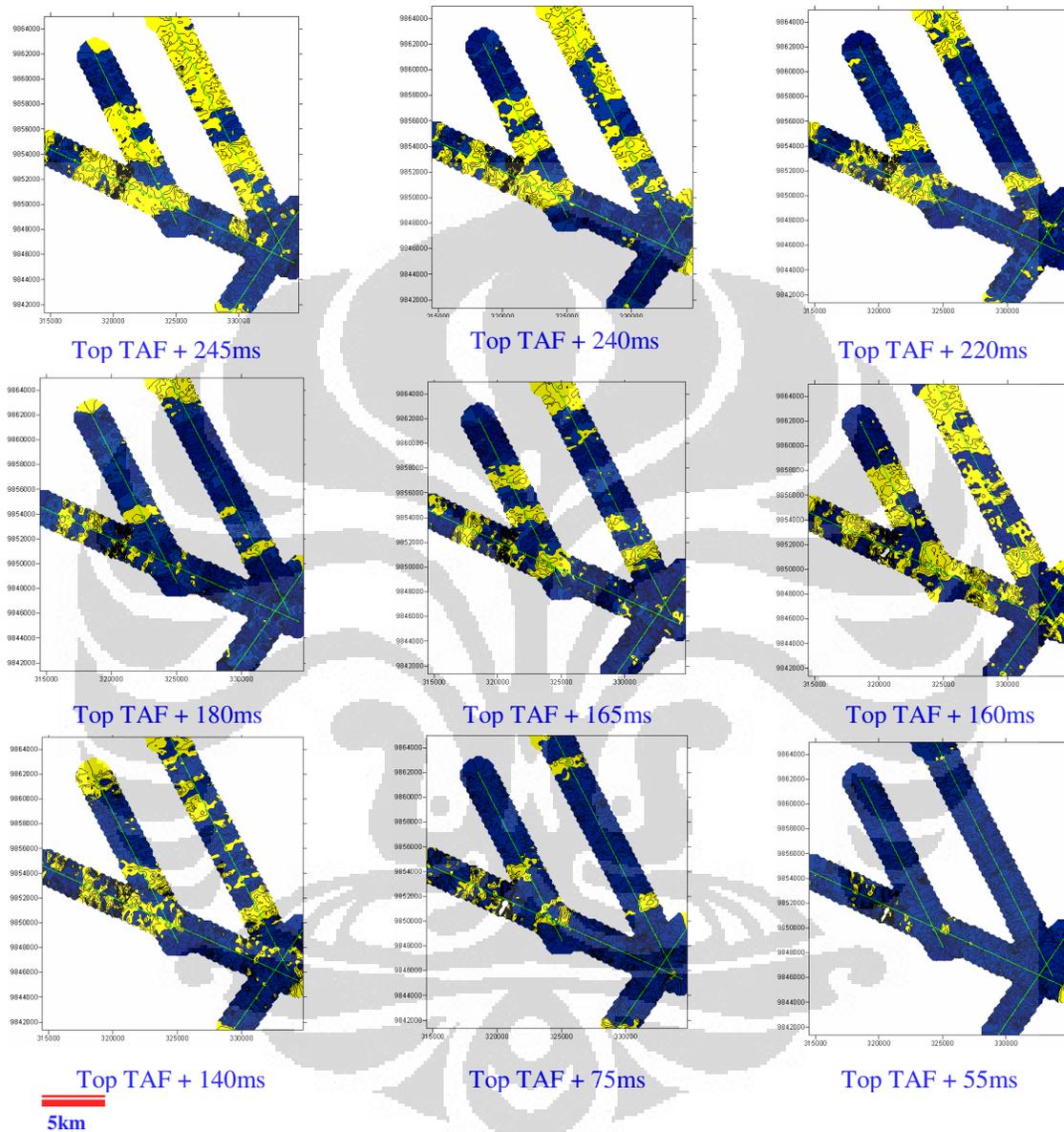
impedansi rendah pada penampang impedansi lamda-rho, sehingga akan sangat sulit untuk menentukan zona *Oil Gas Contact* atau *Gas Water Contact*-nya.

Untuk mengetahui pola penyebaran facies secara lateral di daerah penelitian, maka diperlukan sebuah peta anomali impedansi gamma-ray. Dalam penelitian ini, peta impedansi gamma-ray dibuat berdasarkan *slicing* pada ke-empat lintasan seismik 2D dengan ekspansi 1,5 km dari posisi lintasan dan di-*slice* per 5ms dari kedalaman Top Talang Akar sampai Top Lahat. Cuplikan dari hasil *slicing* ini ditunjukkan oleh Gambar (5.7).

Gambar (5.7) menunjukkan pola penyebaran anomali impedansi gamma-ray yang tidak menerus baik secara lateral maupun secara verikal. Perubahan-perubahan lokasi akumulasi dari anomalnya berubah dengan sangat cepat terhadap kedalaman sehingga dalam proses pembuatannya, peta *slice* impedansi gamma-ray ini perlu di *slice* per 5ms secara kontinu agar perkembangannya dapat terlihat.

Kenampakan ini dapat diinterpretasikan sebagai proses pengendapan yang dipengaruhi oleh siklus pasang surut muka air laut yang biasa terjadi pada lingkungan delta. Siklus pasang surut ini dimulai dari proses sedimentasi pada peta Top TAF + 250ms. Peta ini dapat diinterpretasikan sebagai kondisi lingkungan delta ketika pengaruh pasang surut air laut tidak terlalu mendominasi. Kemudian pada sequence pengendapan berikutnya, yaitu pada Top TAF + 240ms s/d 180ms, pengaruh pasang surut air laut

mulai mendominasi sehingga sedimen yang terendapkan berupa sedimen dengan butiran halus seperti lempung dan clay.

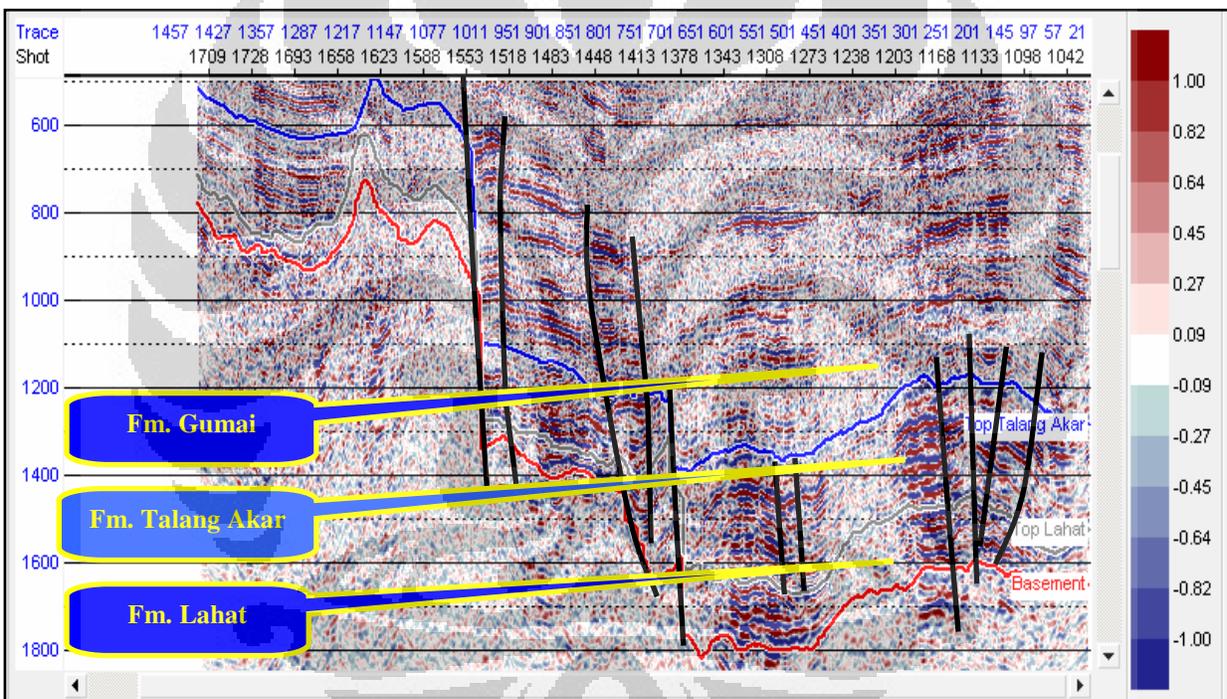


Gambar 5.7 Slice map impedansi gamma-ray. Pola penyebaran anomali impedansi gamma-ray(kuning) mengindikasikan siklus eustatik yang biasa terjadi pada delta.

Pada Top TAF + 165ms s/d 160ms, pengaruh pasang surut mulai berkurang sehingga banyak sedimen yang lebih kasar (pasir) mulai terendapkan, sampai pada akhirnya, sebagai penutup dari siklus ini, mulai dari Top TAF +

140ms sampai Top TAF + 0ms, daerah penelitian ini diperkirakan mulai tertutup oleh air laut menjadi lingkungan laut dangkal atau laut dalam, sehingga dominasi sedimen menjadi sedimen halus.

Interpretasi dari siklus naik turunnya muka air laut ini juga didukung oleh stratigrafi regional yang dibahas pada Bab 4, yaitu bahwa trend eustatik regional untuk Formasi Talang Akar berubah dari lingkungan *fluvio-deltaic* menuju ke laut dangkal dan laut dalam (Fm. Baturaja dan Fm. Gumai).



Gambar 5.8 Urutan stratigrafi pada data seismik. Terlihat bahwa Formasi Baturaja yang diwakili oleh endapan batu gamping tidak nampak pada data seismik.

Namun demikian kenampakan reflektor yang mencirikan batu gamping yang merupakan produk endapan pada Formasi Baturaja dalam data seismik tidak terlihat. Hal ini juga didukung oleh informasi pemboran sumur Fz-1 yang mengatakan bahwa tidak ditemukannya batu gamping pada lokasi sumur.

Kesimpulannya, pada daerah ini, lepas dari Fm.Talang Akar, terjadi *subsidence* yang cukup signifikan sehingga terjadi perubahan drastis level eustatik dari zona transisi menjadi laut dalam. Kesimpulan ini sejalan dengan seting tektonik regional yang dinyatakan dalam kolom stratigrafi pada Gambar (4.5).

5.2.1 Model Distribusi Facies

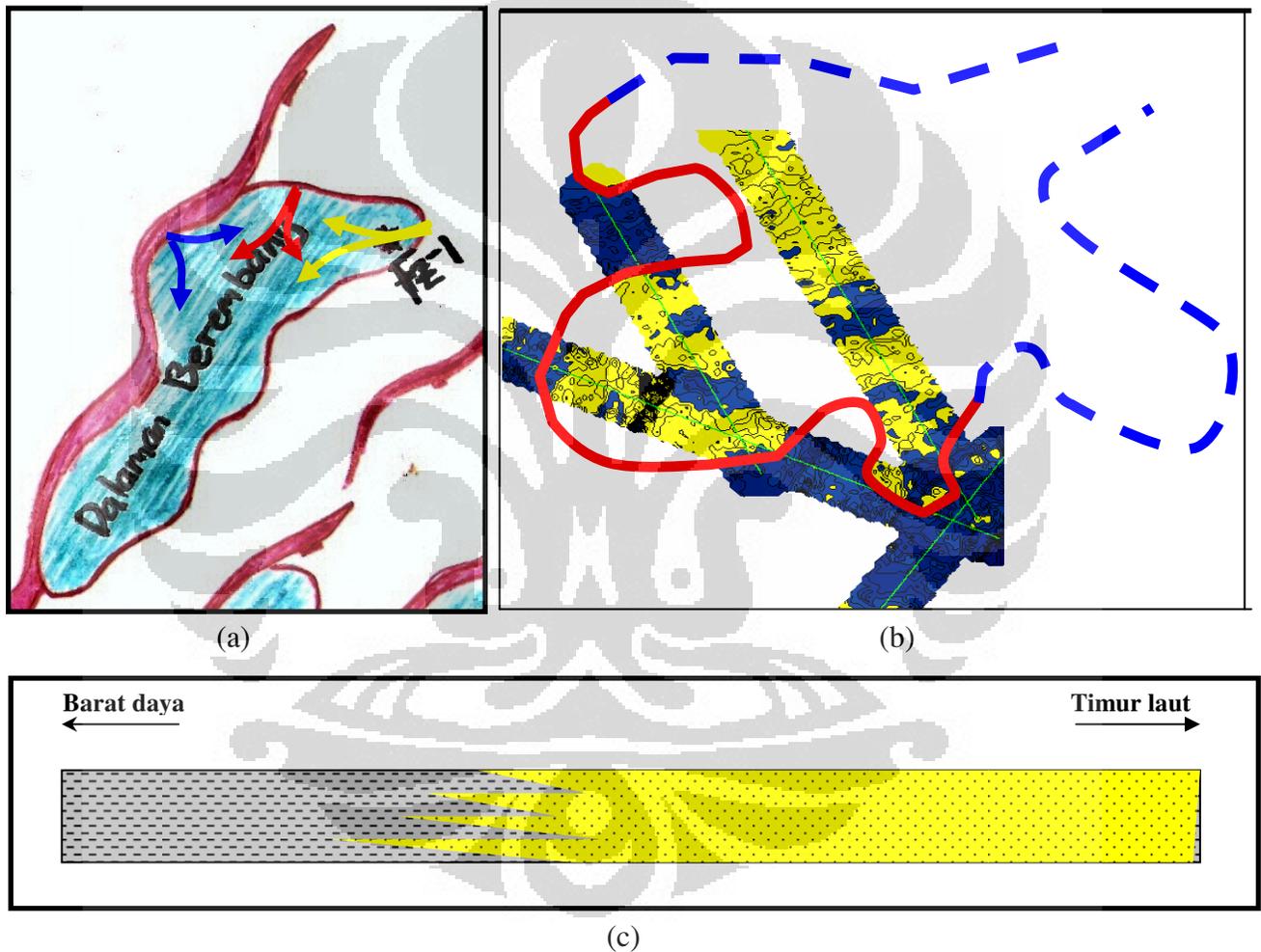
Berdasarkan analisis yang telah dibahas di atas, dan didukung oleh data-data pendukung yang disebutkan di Bab 4 serta dituntun oleh konsep sistem pengendapan pada lingkungan delta, maka sebuah model interpretatif dari distribusi facies pada daerah penelitian ini dibuat seperti yang ditunjukkan oleh Gambar (5.9).

Seperti yang digambarkan oleh Gambar (5.9a), sebuah dalaman atau cekungan kecil (Dalaman Berembang) yang dikontrol oleh sesar normal dengan trend arah *strike* Timur laut - Barat daya memungkinkan proses pengendapan sedimen memenuhi kemungkinan-kemungkinan arah pengendapan seperti yang diilustrasikan oleh ketiga warna panah merah, kuning dan biru.

Kemudian dengan melihat pola penyebaran anomali impedansi gamma-ray, dan lokasi dari sumur Fz-1, maka model distribusi facies dibuat seperti Gambar (5.9b) yang tidak lain merupakan bentuk dari delta plain

dengan arah pengendapan searah dengan arah *strike* dari Dalam Berembang.

Secara umum, facies akan berubah dari butiran kasar pada arah Timur laut menjadi butiran halus pada arah Barat daya. Model dari perubahan facies ini ditunjukkan oleh Gambar (5.9c).



Gambar 5.9 Model interpretatif dari distribusi facies di daerah penelitian. (a) Dalam Berembang (b) Model distribusi facies (c) Penampang melintang profil perubahan facies.

5.3 EVALUASI PROSPEK RESERVOIR

Konsep delta yang digunakan dalam penelitian ini telah mampu menjelaskan fenomena kenampakan anomali-anomali yang begitu cepat berubah baik pada arah vertikal maupun pada arah lateral, dan berdasarkan model facies yang ditunjukkan pada Gambar (5.9), secara umum prospek reservoir pada daerah penelitian berkembang ke arah Timur laut, dimana material sedimen yang kasar terendapkan.

5.3.1 Prospek Reservoir Pada Struktur Tuba Obi

Analisis prospek reservoir pada struktur Tuba Obi membutuhkan studi yang lebih mendetail ketimbang sekedar melihat trend penyebaran dari anomali-anomali. Dibutuhkan tingkat keakuratan yang tinggi dalam melakukan analisis pada struktur ini sehingga diharapkan deliniasi dari prospek dapat dilakukan.

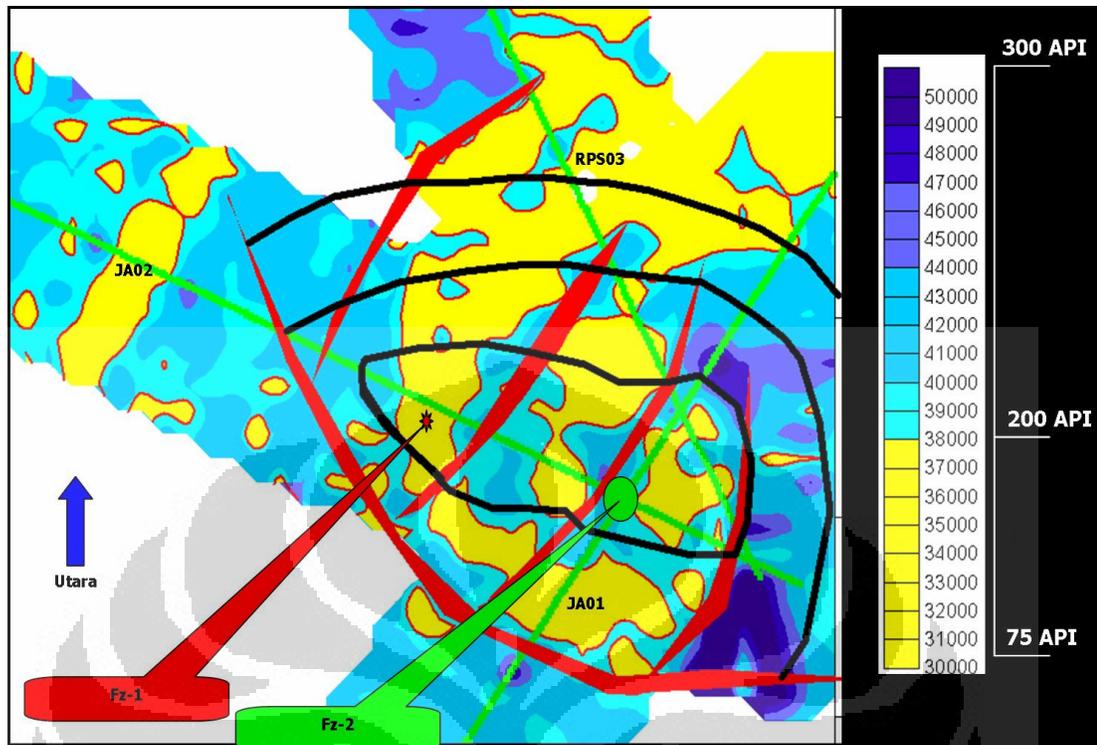
Untuk melakukan analisis prospek pada struktur Tuba Obi, hanya reservoir pada kedalaman DST-4 yang akan dianalisis. Pada kedalaman ini, dibuat sebuah peta persebaran anomali impedansi lamda-rho dan impedansi gamma-ray dengan mekanisme sebagai berikut. Sebuah horizon dibuat berdasarkan marker DST-4 pada lokasi sumur, yang kemudian diberi nama horizon DST-4. Pelamparan horizon ini, secara interpretatif dibuat mengikuti pola anomali impedansi gamma-ray dan pola struktur dari horizon-horizon marker formasi. Kemudian dengan horizon ini proses *slicing* dilakukan pada

ke-empat lintasan seismik sehingga dihasilkan peta reservoir seperti yang digambarkan oleh Gambar (5.10).

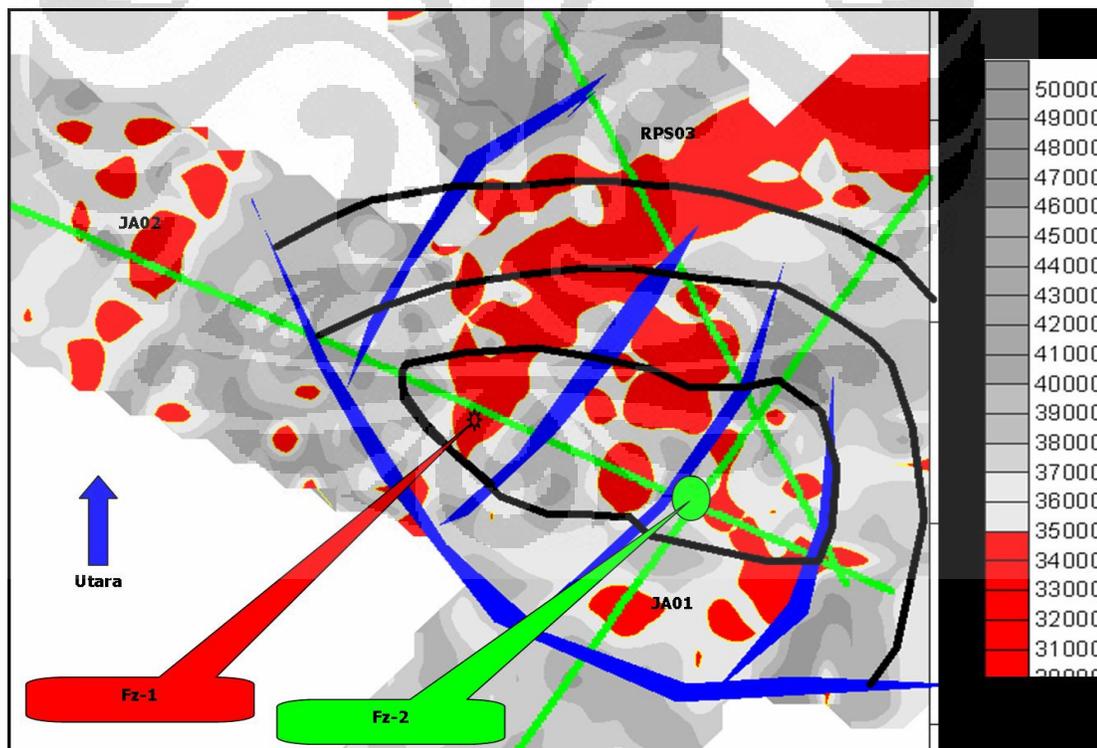
Gambar (5.10a) menunjukkan distribusi reservoir pada kedalaman DST-4 di daerah sekitar struktur Tuba Obi. Terlihat jelas bahwa reservoir terdistribusi secara tidak menerus dan hanya terakumulasi pada lokasi-lokasi tertentu, sehingga deliniasi prospek lebih dikontrol oleh pola distribusi reservoir ketimbang struktur.

Pasir DST-4 pada lokasi sumur Fz-1 kurang berkembang ke arah posisi sumur rekomendasi Fz-2, melainkan secara sirkular memutar posisi tersebut sehingga pada kedalaman DST-4, prospek sumur rekomendasi Fz-2 kurang baik. Begitu juga dengan akumulasi gas-nya, pada kedalaman ini juga tidak terdapat akumulasi gas yang cukup signifikan. Akumulasi gas lebih cenderung mengikuti arah perkembangan pasir DST-4. Zona irisan antara anomali impedansi gamma-ray dan lamda-rho pada Gambar (5.10) menunjukkan zona dengan prospek reservoir terbaik.

Kontras dengan model deliniasi prospek yang ditunjukkan oleh Gambar (4.7), deliniasi prospek pada struktur Tuba Obi dengan menggunakan inversi EEI pada penelitian ini ditentukan oleh zona irisan antara anomali impedansi lamda-rho dan impedansi gamma-ray.



(a)



(b)

Gambar 5.10 Peta anomali pada kedalaman DST-4 dilengkapi dengan kontur struktur pada kedalaman tersebut. (a) Peta anomali impedansi gamma-ray (kuning) (b) Peta anomali impedansi lamda-rho (merah).

BAB VI

KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan

Inversi EEI sebagai pendekatan dari gamma-ray dan lamda-rho telah bekerja dengan baik pada penelitian ini. Dan dengan menggunakan inversi EEI, akses untuk menganalisis karakteristik reservoir terbuka lebar. Tidak terbatas pada kedua parameter yang dianalisis di dalam penelitian ini, masih banyak parameter reservoir lainnya yang dapat dilihat pelamparannya dengan menggunakan inversi EEI. Korelasi yang kuat dari spektrum EEI terhadap parameter reservoir tertentu menjadi kunci kesuksesan metode ini dalam pengkarakterisasian suatu reservoir.

Model delta yang digunakan dalam interpretasi telah memenuhi aspek regional dan lokal-nya. Hal ini berarti model yang dibuat cukup valid berdasarkan data-data yang digunakan dalam penelitian. Model ini akan terus berkembang seiring dengan diperolehnya data baru yang dapat merubah model ini.

Secara regional, prospek reservoir berkembang ke arah Timur laut berdasarkan model facies yang dibuat dan khusus untuk struktur Tuba Obi, deliniasi reservoir lebih dikontrol oleh akumulasi jebakan-jebakan stratigrafi ketimbang struktur. Pasir DST-4 kurang berkembang ke arah posisi sumur rekomendasi Fz-2. Selain itu, profil peta lamda-rho pada kedalaman DST-4

juga menyimpulkan bahwa akumulasi gas tidak berkembang ke arah posisi sumur tersebut. Karena itu, berdasarkan penelitian ini, dapat dikatakan bahwa prospek sumur Fz-2 pada kedalaman DST-4 kurang baik.

6.2 Saran

Pendekatan EEI terhadap beberapa parameter reservoir dapat menjadi alat yang sangat berguna dalam melihat distribusi reservoir, terlebih ketika drajad ketidak-menerusan reservoir cukup tinggi seperti yang terjadi dalam penelitian ini. Semakin banyak parameter reservoir yang dianalisis dengan menggunakan inversi EEI, semakin baik kualitas kesimpulan yang bisa diambil. Maka saran untuk penelitian ke depan, gunakan inversi EEI sebagai pendekatan dari banyak parameter reservoir agar hasil kesimpulan yang diperoleh lebih terintegrasi.

Rekomendasi yang diberikan pada studi kasus ini yaitu survey seismik 3D pada struktur Tuba Obi dengan SOP (*Standard Operation Procedure*) processing: Preserved Amplitude dan dalam format gather PSTM. Survey ini bertujuan untuk mengkonfirmasi deliniasi reservoir yang disimpulkan dalam penelitian.

REFERENSI

- Aki, K. I., and Richard, P. G., 1980, *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman & Co.
- Connolly, Patric, 1999, *Elastic Impedance*, The Leading Edge, no.4, 438-452.
- Dong, W., 1996, *A Sensitive Combination of AVO Slope and Intercept For Hydrocarbon Indicator*, 58th Conference and Technical Exhibition, Eur. Assn. Geosci. Eng, paper M044.
- Goodway, B., Chen, T., and Downtown, J., 1997, *Improved AVO Fluid Detection and Lithology Discrimination Using Lamé's Petrophysical Parameter, " $\lambda\rho$ ", " $\mu\rho$ ", and " λ/μ " Fluid Stack From P and S Inversion*, National Convention, Can. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 183-186.
- Han, De-hua dan Batzle, M.L., 2004, *Gassmann's equation and fluid saturation effects on seismic velocities*, Geophysics, 69, 398-405.
- Shue, R.T., 1985, *A Simplification of The Zoeippritz Equation*, Geophysics, 50, 609-614.
- Whitcombe, David. N, Connolly, Patric, Reagan, R.L., and Redshaw, T.C., 2002, *Extended Elastic Impedance For Fluid and Lithology Prediction*, Geophysics, 67, 62-66.
- Whitcombe, David N., 2002, *Elastic Impedance Normalization*, Geophysics, 67, 60-62.
- Yilmaz, Ozdogan, 2001, *Seismic Data Analysis*, vol II, SEG, hlm 1816 – 2023.

LAMPIRAN

SCRIPT MATLAB PENGOLAHAN DATA SUMUR

```

%*****
%
%           Reservoir Geophysics
%           Exploration and Production Technology Center
%           University of Indonesia
%*****
%=====
%
%                               Loading Data
%=====
%Data sumur diloaded langsung ke dalam script dari folder tempat penyimpanan
%data sumur.
  well = load('D:\well_data\file txt\Fz-1.txt');

depth = well(:,1);
gamma = well(:,2);
p_wave = well(:,3);
s_wave = well(:,4);
density = well(:,5);
vp = (1./p_wave)*10^6;
vs = (1./s_wave)*10^6;

Is = vs.*density;
Ip = vp.*density;
c = 2;
LamdaRho = (Ip.^2) - c*(Is.^2);

%=====
%
%                               Reservoir Position
%=====
%Index_top dan Index_bottom merupakan harga ekuivalen kedalaman target yang
%akan dianalisis.Angka yang dimasukan dalam script merupakan kedalaman dari
%data sumur yang akan dianalisis.ds merupakan variable sampling depth.
%Target kedalaman yang dianalisis = Top Talang Akar s/d Basement.
ds = 1;
index_top = min(find(floor(depth)== 1563));
index_bottom = max(find(floor(depth)== 2250));

top = index_top;
bottom = index_bottom;

%=====
%
%                               Target Positioning
%=====

d = depth(top:ds:bottom);
vel_p = vp(top:ds:bottom);
vel_s = vs(top:ds:bottom);
den = density(top:ds:bottom);
gr = gamma(top:ds:bottom);

```

```

LR = LamdaRho(top:ds:bottom);
Zp = Ip(top:ds:bottom);
Zs = Is(top:ds:bottom);

%=====
%
%                               EEI
%=====
%Perhitungan log EEI dengan rentang sudut antara -90 s/d 90.

ao = mean(vel_p);
bo = mean(vel_s);
ro = mean(den);
data = length(d);
dteta = 5;
angle = 90:-dteta:-90;
EEI = zeros(length(d), length(angle));

ksum = 0;
for i = 1:data
    ksum = ksum + (vel_s(i)/vel_p(i))^2;
end
k = ksum/data;

for j = 1:data
    sudut = max(angle)+ dteta;
    for i = 1:length(angle)
        sudut = sudut -5;
        x = sudut*pi/180;
        p = sin(x) + cos(x);
        q = -8*k*sin(x);
        r = cos(x) - 4*k*sin(x);
        EEI(j,i) = ao * ro * ((vel_p(j)/ao)^p) *
        ((vel_s(j)/bo)^q) * ((den(j)/ro)^r);
    end
end

%=====
%
%                               Correlation
%=====
%Untuk melakukan analisis korelasi antara log EEI dengan log target maka
%masukan nama variable log pada bagian'Target Positioning' kedalam
%input variable log_target.
log_target = gr;

for i = 1:length(angle)
    xcorr(i) = corr(log_target,EEI(:,i));
end
figure(1)
plot(angle,xcorr,'r. ');axis([-90 90 -1 1]);title('xcorr');
xlabel('angle');ylabel('correlation');
grid on
hold on;
index=find(xcorr == max(xcorr));
max_corr=num2str(xcorr(index));

```

```

max_angle=num2str(angle(index))

plot(angle(index),xcorr(index),'b.', 'MarkerSize',25);
text(angle(index)-5,xcorr(index)-0.2,['corr = ',max_corr]);

hold off;

%=====
%
%                               Export Log
%=====
%Output log yang di ekspor berupa data nilai log yang berpasangan dengan
'depth'
%sesuai dengan format standard data sumur.

depth(1) = [];
index_log = index;
impedansi_log_target = EEI(:,index_log);
log_export =[depth,impedansi_log_target];

%Kemudian log_export di-copy ke Ms.Excel dan di save dalam format
.txt

%-----End Script -----

```