

BAB II DASAR TEORI

2.1 Fisika Batuan

2.1.1 Densitas batuan

Secara umum densitas adalah jumlah substansi atau material yang terdapat di dalam suatu volume tertentu. Di dalam fisika, densitas diartikan sebagai rasio antara massa suatu benda terhadap volumenya dan dihitung dengan membagi massa terhadap volume (Encarta, 2009). Sementara itu, istilah densitas batuan diartikan sebagai kerapatan matriks per satuan volume yang dipengaruhi oleh beberapa faktor, yaitu:

- Banyaknya mineral atau presentasinya
- Komposisi kimia dan mineral
- Suhu dan tekanan
- Porositas atau rongga rekahan batuan
- Bentuk cairan atau material yang mengisi pori

Apabila diasumsikan bahwa mineral dari matrik batuan adalah seluruhnya dan terdapat cairan dalam pori, maka menurut persamaan Wyllie yaitu:

$$\rho_{hc} = \rho_m(1 - \phi) + \rho_f \phi \quad \dots\dots\dots(2.1)$$

dimana :

$$\rho_f = \rho_w S_w + \rho_{hc}(1 - S_w) \quad \dots\dots\dots(2.2)$$

$$\rho_b = \rho_m(1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc}(1 - S_w)\phi \quad \dots\dots\dots(2.3)$$

Dengan :

- ρ_b = densitas bulk batuan
- ρ_m = densitas batuan matrik
- ρ_f = densitas fluida atau cairan
- ρ_w = densitas air
- ρ_{hc} = densitas hidrokarbon
- S_w = saturasi air (*water saturation*)
- Φ = porositas batuan

2.1.2 Porositas

Porositas, ditandai dengan symbol Φ , adalah bagian dari volume total batuan yang berpori. Pada formasi renggang (*unconsolidated formation*) besarnya porositas bergantung pada distribusi ukuran butiran, bukan pada ukuran mutlak butiran. Porositas akan menjadi tinggi dengan nilai antara 0.35 hingga 0.4 jika semua butirannya memiliki ukuran yang hampir sama dan akan menjadi rendah jika ukuran butir bervariasi sehingga butiran yang kecil akan mengisi ruang pori di antara butiran yang besar. Sementara pada batuan dengan porositas yang lebih rendah, partikel-partikel batuan pada umumnya bergabung bersama material yang mengandung silika ataupun zat kapur yang menghasilkan formasi rapat (*consolidated formation*) dengan porositas mendekati nol (Harsono, 1997).

Menurut Harsono, 2000, terdapat beberapa macam porositas yang dapat dikelompokkan sebagai berikut:

- Porositas Total (Φ_t), adalah perbandingan antara ruang kosong (pori-pori, retakan, rekahan, gerowongan) total yang tidak diisi oleh benda padat yang ada diantara elemen-elemen mineral dari batuan.

$$\Phi_t = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{V_p}{V_t} \dots\dots\dots(2.4)$$

dimana :

- V_p = Volume ruang kosong, biasanya terisi oleh fluida
- V_s = Volume yang terisi oleh zat padat
- V_t = Volume total batuan

Porositas total terdiri atas :

- a. Porositas Primer (Φ_1), merupakan porositas yang dibentuk oleh hubungan antar butir, terutama tergantung pada bentuk, ukuran, dan pemilahan butir yang biasanya dijumpai pada batuan klastik. Adapun faktor-faktor utama yang mempengaruhi porositas primer, diantaranya butiran dan karakter geometris (susunan, bentuk, ukuran dan distribusi), proses diagenesis, kandungan semen, kedalaman dan tekanan.

- b. Porositas Sekunder (Φ_2), antara lain berupa porositas gerowong yang diperoleh dari proses disolusi, porositas rekahan yang diperoleh secara mekanik. Porositas ini banyak berhubungan dengan batuan zat kimia atau biokimia.

$$\Phi_t = \Phi_1 + \Phi_2 \dots\dots\dots(2.5)$$

- Porositas bersambungan ($\Phi_{connected}$), adalah bagian dari ruang kosong bersambungan didalam batuan. Bisa jauh lebih sedikit dibandingkan porositas total jika pori-porinya tidak bersambungan.
- Porositas Potensial (Φ_{pot}), berhubungan dengan ukuran jalur pori-pori pada batasan tertentu dimana fluida tidak dapat mengalir lagi.
- Porositas Efektif (Φ_e), adalah porositas yang dapat dilalui oleh fluida bebas, tidak termasuk porositas yang tidak bersambungan, ruang yang terisi oleh air resapan dan air ikat serpih.

2.1.3 Permeabilitas

Permeabilitas, yang ditandai dengan symbol K, adalah suatu sifat batuan reservoir untuk dapat meneruskan cairan melalui pori-pori yang berhubungan tanpa merusak partikel pembentuk atau kerangka batuan tersebut.

Batuan dikatakan permeabel bila mempunyai porositas yang saling berhubungan, misalnya pori-pori, *vugs*, kapiler, retakan, dan rekahan. Porositas besar sering memberikan permeabilitas besar, akan tetapi hal ini tidaklah selalu benar. Parameter yang berpengaruh terhadap permeabilitas disamping porositas adalah ukuran pori, bentuk butiran, dan kontinuitas (Harsono, 1997).

2.1.4 Kejenuhan air

Bagian dari ruang pori yang berisi air disebut sebagai kejenuhan air atau saturasi air yang ditandai dengan symbol S_w . Sisa bagian yang tidak berisi air disebut sebagai kejenuhan hidrokarbon, S_h , atau sama dengan $1-S_w$. Dari hubungan ini bias diperoleh bagian

dari volume total formasi yang mengandung hidrokarbon adalah $\Phi \cdot S_h$ atau $\Phi \cdot (1 - S_{h_i})$.

2.2 Log Sumur

Log adalah suatu grafik kedalaman (bisa juga waktu), dari suatu data yang menunjukkan parameter yang diukur secara berkesinambungan didalam sebuah sumur (Harsono, 1997). Dengan data log dapat diketahui sifat petrofisika batuan baik secara kualitatif maupun kuantitatif. Sifat petrofisika batuan ini antara lain, jenis lithologi, porositas, permeabilitas, kejenuhan air, serta kandungan hidrokarbon yang ada di dalamnya.

Ada beberapa jenis log yang digunakan dalam identifikasi kandungan hidrokarbon, yaitu log elektron, log radioaktif, dan log akustik.

2.2.1 Log elektrik

Log elektron adalah jenis log yang digunakan untuk mengukur sifat kelistrikan batuan. Log elektron terdiri atas :

a. *Log Spontaneous Potential (SP)*

Log SP pada prinsipnya mengukur perbedaan antara potensial arus searah dari suatu elektroda yang bergerak di dalam lubang bor dengan potensial elektroda yang berada di permukaan. Aplikasi dari log SP antara lain adalah untuk membedakan batuan yang permeabel dan nonpermeabel dan sebagai *clay indicator*, mencari batas lapisan permeable dan korelasi antar sumur berdasarkan batasan lapisan tersebut, menentukan nilai resistivitas air formasi, serta memberikan indikasi kualitatif lapisan serpih.

b. *Log Resistivity*

Log resistivity adalah log yang bekerja berdasarkan konduktivitas batuan. Jadi semakin tinggi nilai konduktivitasnya maka resistivitasnya (hambatan) semakin kecil. Arus listrik dapat mengalir didalam formasi batuan dikarenakan konduktivitas dari air yang dikandungnya. Resistivitas formasi diukur dengan cara mengirim arus bolak-balik langsung ke formasi atau menginduksikan arus listrik ke dalam formasi (alat induksi).

Dalam aplikasi lapangan, laterolog menawarkan banyak kelebihan, antara lain resolusi vertikal lebih baik daripada alat konduksi dan mampu mengukur resistivitas dari 0.2 sampai dengan 40.000 ohm. Akan tetapi untuk mendeteksi hidrokarbon diperlukan data geologi setempat atau dari data sumur disekitarnya, dimana untuk resistivitas rendah digunakan Induksi sedangkan untuk resistivitas tinggi adalah Laterolog (Harsono, 1997).

c. *Log Induksi*

Prinsip kerja log ini didasarkan pada sistem kerja arus sekunder yang dihasilkan oleh alat logging, yang kemudian diterima oleh kumparan sebagai arus konduktivitas yang sebanding dengan konduktivitas formasi, dimana selanjutnya akan dikonversikan ke dalam nilai resistivitas. Pengukuran log ini akan menghasilkan kurva *Induction Log Medium (ILM)* dan *Induction Log Depth (ILD)*.

2.2.2 Log radioaktif

a. *Log Densitas*

Beberapa kelebihan dari *log Densitas* antara lain mampu mengukur berat jenis batuan yang kemudian digunakan untuk menentukan porositas batuan tersebut, dapat membedakan minyak dari gas dalam ruang pori-pori karena fluida tadi berbeda berat jenisnya, dan bersama log lain, misalnya log netron, lithologi batuan dan tipe fluida yang dikandung batuan dapat ditentukan.

Densitas *sandstone* biasanya lebih kecil dari densitas batubara (*coal*) oleh sebab itu porositas *sandstone* lebih tinggi dari porositas batubara. Pada pemakaian "*sandstone compatible scales*", maka kurva RHOB (densitas) dan NPHI (neutron) akan *crossover* (berpotongan) jika terdeteksi adanya konsistensi keberadaan gas atau minyak.

b. *Log Gamma Ray*

Prinsip log *gamma ray* adalah suatu rekaman tingkat radioaktifitas alami yang terjadi karena tiga unsur, yaitu *Uranium (U)*, *Thorium (Th)*, dan *Potassium (K)* yang ada pada batuan. Sinar Gamma sangat efektif dalam membedakan lapisan permeabel dan impermeabel karena unsur-unsur radioaktif

cenderung berpusat didalam serpih yang tak permeabel, dan tidak banyak terdapat dalam batuan karbonat atau pasir yang secara umum adalah permeabel. Pada formasi permeabel tingkat radiasi *gamma ray* lebih rendah dan kurva akan turun ke kiri. Sehingga log *gamma ray* adalah log permeabilitas yang bagus sekali karena mampu memisahkan dengan baik antara lapisan serpih (shale) dari lapisan permeabel (Harsono,1997).

c. *Log Neutron*

Prinsip dari log neutron adalah menembakkan atom neutron ke formasi dengan energi tinggi. Neutron akan bertumbukan dengan atom hydrogen pada formasi yang akan memperlemag energi dari neutron. Log neutron mengukur jumlah atom hydrogen dalam satuan neutron porositas unit (*npu*) yang ada di dalam formasi. Besarnya kandungan hidrogen ini akan mengindikasikan jumlah hidrokarbon atau air yang ada dalam batuan.

2.2.3 Log akustik

Log sonik sering disebut juga log akustik yang mengukur lama waktu tempuh (interval transit time) yang diperlukan oleh gelombang suara untuk menempuh sepanjang 1 feet di formasi. Lama waktu tempuh berbanding terbalik terhadap nilai kecepatan. Kecepatan gelombang suara pada batuan bervariasi, tergantung jenis batuan, besar porositas, kandungan fluida dan lain-lain (Harsono, 1997).

2.3 Gelombang Seismik

Gelombang adalah fenomena perambatan energi dari satu tempat ke tempat lain. Dalam gelombang mekanik, perambatan energi tersebut tidak menyebabkan pentransferan partikel-partikel medium. Pada satu titik di sepanjang jalur transmisi, terjadi perpindahan periodik atau osilasi yang terjadi pada posisi netral (Encarta, 2009). Osilasi yang terjadi bisa berupa pergeseran kedudukan partikel-partikel medium, osilasi tekanan maupun osilasi rapat massa.

Gelombang seismik merupakan gelombang mekanik yang muncul akibat proses pelepasan energi yang terjadi di dalam bumi. Gelombang ini termasuk gelombang elastis karena osilasi partikel-

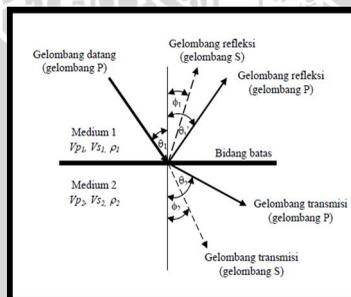
partikel medium terjadi interaksi antara gaya gangguan melawan gaya elastik. Interaksi tersebut akan menghasilkan gelombang longitudinal, gelombang transversal maupun keduanya.

Menurut Munadi (2000), sumber gelombang seismik berasal dari gempa bumi alam yang dapat berupa gempa vulkanik dan tektonik dan sumber gelombang seismik buatan seperti dinamit, *air gun*, *water gun*, maupun vibroseis. Gelombang seismik membawa informasi mengenai litologi bawah permukaan dalam bentuk waktu rambat (*travel time*), amplitudo refleksi, dan frekuensi serta fasa.

2.3.1 Konsep seismik refleksi

Seismik refleksi adalah metode yang didasarkan atas analisa refleksi gelombang elastik dari lapisan-lapisan batuan bawah permukaan. Refleksi gelombang direkam direkam di permukaan berupa respon amplitude dan waktu waktu kedatangan (*arrival time*) dari masing-masing reflektor (Sukmono, 2000).

Penjalaran gelombang seismik ini mengikuti hukum Snellius dimana gelombang datang dipantulkan dan ditransmisikan jika melewati reflektor. Hukum Snellius ini menyatakan bahwa sudut pantul dan sudut bias merupakan fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang. Jika gelombang P datang mengenai permukaan bidang batas antara dua medium berbeda akan menimbulkan gelombang refleksi dan refraksi. Sebagian energi akan dipantulkan sebagai gelombang P dan gelombang S, dan sebagian lagi akan diteruskan sebagai gelombang P dan gelombang S (Sukmono, 2000).



Gambar 2.1 Refleksi dan transmisi gelombang P untuk sudut datang tidak sama dengan nol (Sukmono, 1999)

Lintasan gelombang pada Gambar 2.1 menunjukkan penjalaran gelombang pada Hukum Snellius:

$$\frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta'_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{P2}} = \frac{\sin \phi_1}{V_{S1}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{S2}} = p \quad \dots\dots(2.6)$$

2.3.2 Kecepatan gelombang P (V_p) dan kecepatan gelombang S (V_s)

Secara umum, kecepatan gelombang mekanik, dalam hal ini gelombang sesimik, dapat dirumuskan sebagai kuadrat dari perbandingan antara modulus elastik terhadap kerapatan suatu material yang ditunjukkan oleh persamaan 2.7

$$v = \sqrt{\frac{M}{\rho}} \quad \dots\dots\dots(2.7)$$

Dengan :

M = modulus elastik

ρ = densitas.

sedangkan kecepatan gelombang P dapat dirumuskan sebagai

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \dots\dots\dots(2.8)$$

V_p = kecepatan gelombang P (m/s)

K = modulus Bulk

μ = modulus geser

ρ = densitas

λ = konstanta Lamé

Kecepatan gelombang S dapat ditulis :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \dots\dots\dots(2.9)$$

Dari kedua persamaan di atas tampak bahwa kecepatan gelombang seismik bergantung pada konstanta elastik suatu material. Karena rigiditas μ dan modulus bulk K bernilai positif, maka gelombang P menjalar lebih cepat daripada gelombang S. Gelombang S tidak bergantung pada modulus bulk K karena gelombang ini tidak menyebabkan perubahan volume sehingga dapat

dikatakan bahwa gelombang S tidak dapat menjalar melalui fluida ideal ($\mu=0$) (Stein dan Wysession, 2003).

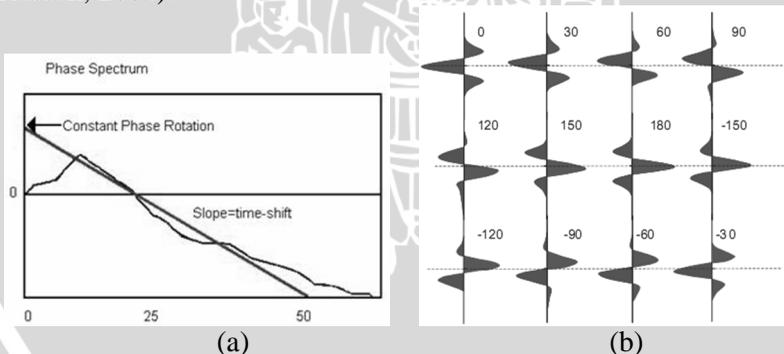
Dari persamaan (2.3) dan (2.4) dapat disusun kembali hubungan antara V_p dan V_s sebagai berikut :

$$V_p = V_s \sqrt{K + \frac{4}{3}} \quad \dots\dots\dots(2.10)$$

2.3.3 Wavelet

Wavelet merupakan kumpulan dari sejumlah gelombang seismik yang mempunyai amplitudo, frekuensi dan fase tertentu serta bersifat *time limited*. Sebuah *wavelet* didefinisikan sepenuhnya oleh spektrum amplitudo (plot amplitudo vs frekuensi) dan spektrum fasenya (plt pergeseran fase vs frekuensi). Dua *wavelet* yang mempunyai bentuk dan frekuensi yang simetri sehingga mencapai nilai maksimum dan minimum pada waktu yang sama disebut dalam keadaan sefase. Sedangkan *wavelet* yang tidak sefase memiliki perbedaan sudut, seperti sebesar 180 derajat yang dinamakan *out of phase* (Russell, 2004).

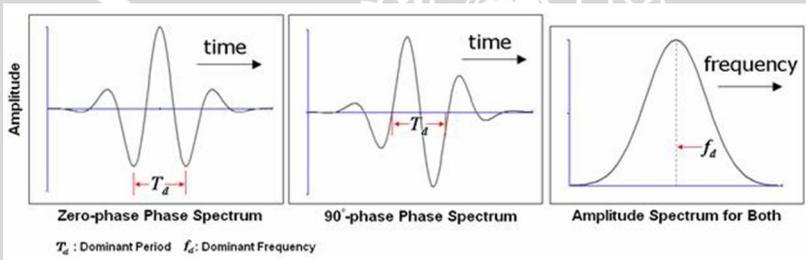
Dalam rentang frekuensi yang terbatas, spektrum fase seringkali dapat diaproksimasi dengan menggunakan garis lurus (Gambar 2.2). Perpotongan garis ini adalah rotasi fase konstan yang paling baik di dalam mengkarakterisasi suatu *wavelet*. Sementara gradien garis tersebut mendefinisikan pergeseran waktu *wavelet* (Russell, 2004).



Gambar 2.2 (a) Aproksimasi rotasi spektrum fase konstan (Russell, 2004), (b) Rotasi fase wavelet berfase nol (White, 2002)

Berdasarkan konsentrasi energinya *wavelet* dapat dibagi atas beberapa jenis (Sismanto, 1996):

1. Fase nol, *wavelet* berfase nol (disebut juga *wavelet* simetris), adalah *wavelet* yang energinya terkonsentrasi pada titik referensi nol (puncak pada batas *acoustic impedance*). *Wavelet* ini mempunyai resolusi maksimum.
2. Fase minimum, adalah *wavelet* yang energinya terkonsentrasi di depan sedekat mungkin dengan titik referensi nol ($t = 0$) dan tidak ada energi sebelum $t = 0$.
3. Fase maksimum, memiliki energi yang terpusat secara maksimal di bagian akhir dari *wavelet*.
4. Fase campuran, merupakan *wavelet* yang energinya tidak terkonsentrasi di bagian depan maupun di bagian belakang.



Gambar 2.3 Tipe *wavelet* dan spektrum amplitudo (Russell, 2004)

2.3.4 Polaritas seismik

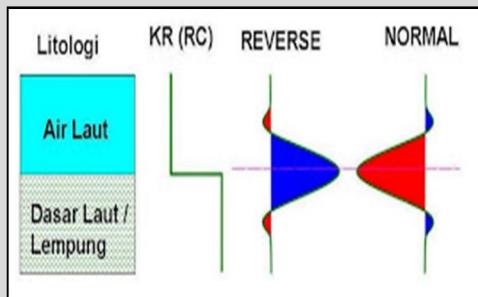
Tipe polaritas seismik merupakan salah satu hal penting yang harus diketahui oleh seorang interpreter dalam melakukan analisis data seismik. Tipe polaritas yang digunakan akan menjelaskan bagaimana *wavelet* mencerminkan koefisien refleksi baik positif maupun negatif.

Brown dalam Sukmono (2001) membagi kedua jenis polaritas tersebut menjadi polaritas konvensi Amerika (SEG) dan konvensi Eropa yang polanya saling berkebalikan (Gambar 2.4). Dari kedua jenis polaritas tersebut, polaritas konvensi Amerika (SEG) adalah yang sering digunakan sebagai polaritas standar. Badley mendefinisikan polaritas normal dan terbalik menurut SEG sebagai berikut (Sukmono, 2001):

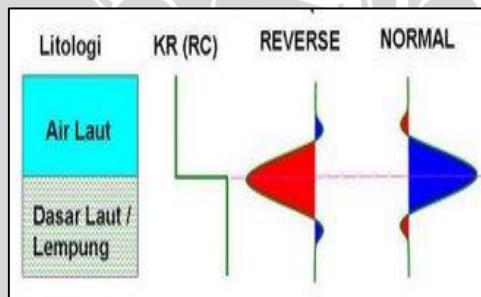
- 2) Sinyal seismik positif akan menghasilkan tekanan akustik positif pada hidropon di air atau pergeseran awal ke atas pada geophon di darat.
- 3) Sinyal seismik positif akan direkam sebagai bilangan negatif pada tape, defleksi negatif pada monitor dan sebagai *through* pada penampang seismik.

Dengan menggunakan polaritas normal konvensi SEG tersebut maka:

- 1) pada bidang batas refleksi dimana $IA_1 < IA_2$, akan berupa *through*.
- 2) pada bidang batas refleksi dimana $IA_1 > IA_2$, akan berupa *peak*.



(a) Standar SEG



(b) Standar Eropa

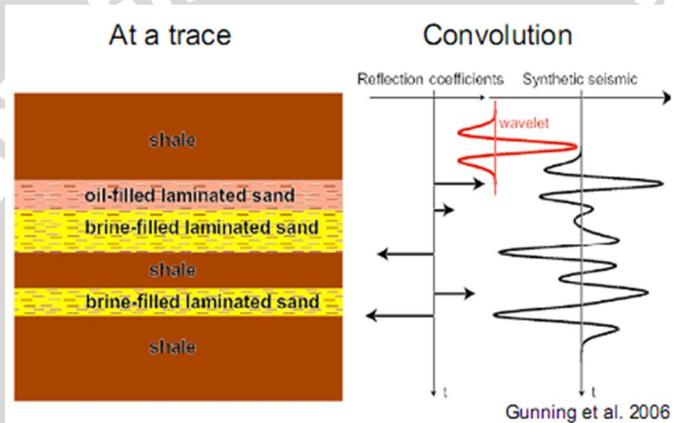
Gambar 2.4 Polaritas *zero phase* (Abdullah, 2007)

2.3.5 Seismik sintetik

Di dalam pembuatan tras seismic dari data sumur mutlak diperlukan log kecepatan/sonic $v(z)$ dan log densitas $\rho(z)$. produk

perkalian dari kedua data log tersebut menghasilkan model impedansi akustik bawah permukaan. Karena sumur vertikal memiliki sifat yang mirip dengan tras seismic di sekitar sumur, maka model impedansi tersebut dapat digunakan untuk mengestimasi tras seismic di sekitar sumur yang digunakan sebagai *quality control*, korelasi atribut, dan ekstraksi wavelet.

Deret koefisien refleksi (KR) adalah reflektivitas R sebagai fungsi waktu tempuh gelombang. Sebuah tras sintetik dihasilkan dari konvolusi antara KR dan wavelet seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Proses pembuatan seismic sintetik dari model bumi (Gunning, 2006)

2.3.6 Resolusi seismic

Secara umum resolusi didefinisikan sebagai jarak minimum antara dua objek berbeda yang masih dapat dipisahkan oleh gelombang seismic. Terdapat dua tipe resolusi dalam seismic yaitu resolusi vertikal dan resolusi horizontal (Sismanto,1996) Resolusi vertikal berhubungan dengan jarak minimum antara dua reflektor berbeda yang masih dapat ditunjukkan sebagai dua reflektor terpisah sedangkan resolusi horizontal berhubungan dengan seberapa jauh antara dua objek yang terpisah dalam reflektor tunggal masih dapat ditunjukkan sebagai dua objek yang terpisah.

- a. Resolusi Vertikal

Ketebalan saat TWT (*two way time*) suatu lapisan mencapai setengah panjang gelombang atau saat tebal lapisan sama dengan seperempat panjang gelombang disebut ketebalan *tuning* (*tuning thickness*). Bila suatu lapisan mempunyai ketebalan kurang dari ketebalan *tuning* maka refleksi bidang bawah dan atasnya akan nampak seperti bidang reflektor tunggal. Hubungan antara frekuensi, kecepatan, dan panjang gelombang dapat dirumuskan sebagai:

$$\lambda = \frac{V}{f} \dots\dots\dots(2.12)$$

dengan λ : panjang gelombang (m)
 V : kecepatan gelombang (m/s)
 f : frekuensi (*herzt*)

b. Resolusi Horizontal

Resolusi horizontal ditentukan oleh besar *radius* zona Fresnell yang dirumuskan dengan:

$$r_f = \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \dots\dots\dots(2.13)$$

Dengan:

r_f adalah radius zona Fresnell (m)
 V adalah kecepatan rata-rata (m/s).
 t adalah two way time (s).
 f adalah frekuensi dominan (hertz).

Dari persamaan tersebut dapat diketahui bahwa resolusi horizontal akan berkurang dengan bertambahnya kedalaman dan berkurangnya kecepatan.

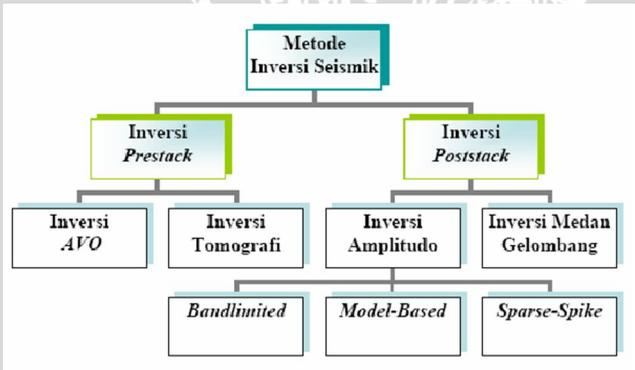
2.4 Inversi Seismik

Inversi adalah sebuah usaha untuk menentukan properti sesuatu dengan mengobsevasi efek yang ditimbulkannya. Dalam kasus data seismik, inversi digunakan untuk menentukan impedansi seismik (perkalian antara kecepatan dan densitas) dengan menghilangkan efek wavelet (bersifat sebagai filter bandpass) yang berasal dari tahap akuisisi dan processing. Dalam hal ini data sumur

digunakan sebagai kontrol wavelet yang digunakan dan untuk mengembalikan komponen frekuensi rendah yang tidak dimiliki oleh data seismik (Russell, 2004).

Inversi seismik dapat dilihat dalam beberapa sudut pandang sebagai berikut:

- Amplitudo seismik diinversi untuk menghasilkan properti fisis batuan seperti impedansi. Dengan menggunakan prinsip fisika batuan, kita dapat menghasilkan parameter yang secara langsung digunakan pada simulasi seperti porositas, kedalaman lapisan, dan sturasi fluida
- Inversi seismik menghasilkan gambaran bawah permukaan dengan resolusi tinggi karena di dalamnya terdapat proses penghilangan efek wavelet seperti *tuning* melalui dekonvolusi
- Inversi impedansi akustik membutuhkan data log sumur sehingga inversi merupakan tahapan integrasi data yang dicocokkan dengan data seismik itu sendiri
- Dibandingkan dengan amplitudo seismik, inversi memberikan resolusi Gambaran stratigrafi yang lebih tinggi dan lebih baik di dlaam estimasi properti suatu reservoir (Kalla, 2008).



Gambar 2.6 Pembagian inversi

2.4.1 Inversi model based

Russel (1990) mendefinisikan inversi *model based* sebagai *modelling* iteratif yang dapat dilihat sebagai dekonvolusi berdasarkan penampang geologi karena reflektivitas diekstrak secara penuh. Pada metode ini, model geologi dibangun dan dibandingkan dengan data

seismik. Hasil dari perbandingan tersebut digunakan untuk mengiterasi atau mengupdate model untuk mendapatkan hasil yang lebih baik.

2.4.1.1 Inversi model stokastik

Metode stokastik (soft constrain) untuk inversi blocky menganggap bahwa tras seismik dan model impedansi awal adalah dua data yang memungkinkan mengalami konflik yang harus digabung untuk menghasilkan penampang inversi akhir. Dengan menyatakan impedansi dugaan awal dinyatakan sebagai

$$Z_{0i}, i=1, NSAMP \dots\dots\dots(2.14)$$

Maka kita dapat menyatakannya dalam bentuk logaritmik sebagai

$$L_i = \log[Z_{0i}] \dots\dots\dots(2.15)$$

Kita juga memiliki ekspansi impedansi sebagai

$$Z_{0i} \cong L_1 + \sum_{j=2}^i 2 \left[r_j + \frac{r_j^3}{3} + \frac{r_j^5}{5} + \dots \right] \dots\dots\dots(2.13)$$

Untuk koefisien refleksi r_j sangat kecil diperoleh

$$L_i - L_1 = \sum_{j=2}^i 2r_j \dots\dots\dots(2.16)$$

Hal in berarti bahwa logaritma impedansi sampel i kurang lebih sama dengan dua kali jumlah semua koefisien refleksi di atas lapisan i dengan definisi sbb:

$$L = \begin{bmatrix} L_1 - L_1 \\ L_2 - L_1 \\ \dots \\ L_{NSAMP} - L_1 \end{bmatrix} \quad H = \begin{bmatrix} 2 & 0 & \dots & 0 \\ 2 & 2 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & 2 & \vdots \\ 2 & 2 & \vdots & 0 \\ 2 & 2 & 2 & 2 \end{bmatrix} \quad \dots\dots(2.17)$$

Maka persamaan 2.16 dapat ditulis kembali sebagai

$$\mathbf{L} \cong \mathbf{Hr} \quad \dots\dots\dots(2.18)$$

yang merupakan sistem persamaan linier. Vektor **L** analog dengan tras seismik, sementara matrix **H** bertindak seperti wavelet. Solusi eror kuadrat terkecil untuk persamaan 2.18 untuk menghitung reflektivitas yang menghasilkan kemiripan optimal dengan batasan L adalah

$$e = \begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \\ \vdots \\ e_{NSAMP} \end{bmatrix} = \mathbf{L} - \mathbf{Hr} \quad \dots\dots\dots(2.19)$$

Fungsi objektif diperoleh sebagai

$$\mathbf{J} = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = (\mathbf{L} - \mathbf{Hr})^T (\mathbf{L} - \mathbf{Hr}) \quad \dots\dots\dots(2.20)$$

Persamaan 2.20 dapat diselesaikan dengan yang menghasilkan fungsi baru baerupa

$$\mathbf{H}^T \mathbf{Hr} = \mathbf{H}^T \mathbf{L} \quad \dots\dots\dots(2.21)$$

Solusi persamaan 2.21 tanpa mengalami *pre-whitening* dapat dituliskan sebagai

$$\mathbf{r} = (\mathbf{H}^T \mathbf{H})^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{L} \quad \dots\dots\dots(2.22)$$

Karena terdapat noise yang terkandung di dalam data log, maka kemiripan 100% tidak diharapkan. Atau dengan kata lain terdapat komponen noise pada L yang mirip dengan noise pada data seismik. Kombinasi problem kuadrat terkecil diselesaikan dengan meminimalisasi fungsi objektif total pada persamaan 2.23

$$\mathbf{J} = \mathbf{w}_1(\mathbf{L}-\mathbf{Hr})^T(\mathbf{L}-\mathbf{Hr}) + (\mathbf{1} - \mathbf{w}_1)(\mathbf{T}-\mathbf{Wr})^T(\mathbf{T}-\mathbf{Wr}) \quad \dots\dots(2.23)$$

Dengan \mathbf{w}_1 adalah faktor pembobot antara 0 dan 1 yang menandakan tingkat kepercayaan pada dua pengukuran

2.4.1.2 Inversi model *constrained*

Inversi *constrained* menggunakan batasan dugaan impedansi awal sebagai titik awal inversi dan menetapkan batas 'keras' atau absolut bagaimana parameter yang ada boleh menyimpang dari dugaan dugaan awal. Pada tiap langkah, parameter impedansi dapat diatur dengan bebas selama tidak melewati batas yang ditetapkan

Diasumsikan kita memiliki lapisan dengan jumlah $m+1$ yang nilai impedansinya

$$L_0, L_1, L_2, \dots, L_m \quad \dots\dots\dots(2.24)$$

Maka vektor L dengan panjang $m+1$ dapat ditulis sebagai

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} L_0 \\ L_1 \\ \vdots \\ L_m \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots(2.25)$$

Sehubungan dengan $m+1$ lapisan, maka terdapat m koefisien refleksi:

$$\begin{aligned}
 r_1 &= \frac{1}{2} [L_1 - L_0] \\
 r_2 &= \frac{1}{2} [L_2 - L_1] \\
 r_m &= \frac{1}{2} [L_m - L_{m-1}]
 \end{aligned}
 \quad \mathbf{r} = \begin{bmatrix} r_0 \\ r_1 \\ \vdots \\ r_m \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots(2.26)$$

Kita dapat menulis kembali hubungan tersebut sebagai

$$\mathbf{r} = \mathbf{DL} \quad \dots\dots\dots(2.27)$$

dengan

$$\mathbf{D} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & .. & 0 & .. \\ 0 & -1 & 1 & 0 & .. \\ 0 & 0 & -1 & 1 & .. \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & .. \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots(2.28)$$

Perhatikan bahwa matriks **D** memiliki m+1 kolom dan m baris. Dengan menggabungkan hasil ini dengan teori konvolusi, maka kita harus menemukan vektor L yang meminimalisasi fungsi objektif

$$\mathbf{J} = (\mathbf{T} - \mathbf{WDL})^T (\mathbf{T} - \mathbf{WDL}) \quad \dots\dots\dots(2.29)$$

Dengan solusi L

$$\mathbf{L} = (\mathbf{D}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{D})^{-1} \mathbf{D}^T \mathbf{W}^T \mathbf{T} \quad \dots\dots\dots(2.30)$$

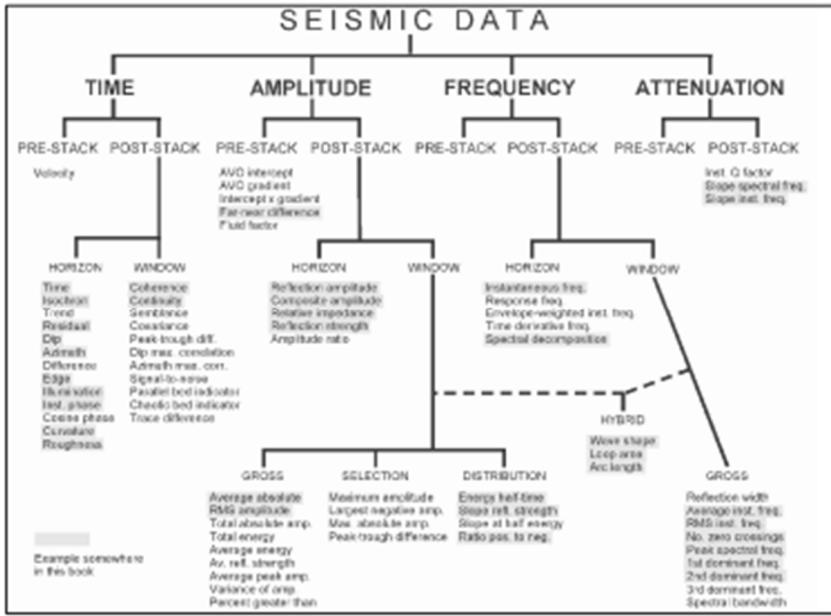
Akan tetapi prosedur ini tidak memungkinkan menggunakan batas absolut pada solusi dan tetap akan mengalami instabilitas komponen frekuensi rendah. Alternatif lain adalah dengan menggunakan metode *conjugate gradient* yang mengasumsikan adanya tiga vektor impedansi sbb:

$$\mathbf{L}_L = \begin{bmatrix} L_L(0) \\ L_L(1) \\ \vdots \\ L_L(m) \end{bmatrix} \quad \mathbf{L}_0 = \begin{bmatrix} L_0(0) \\ L_0(1) \\ \vdots \\ L_0(m) \end{bmatrix} \quad \mathbf{L}_U = \begin{bmatrix} L_U(0) \\ L_U(1) \\ \vdots \\ L_U(m) \end{bmatrix} \quad \dots\dots\dots(2.31)$$

2.5 Atribut Seismik

Atribut seismic pada dasarnya adalah turunan dari pengukuran seismic dasar. Semua atribut horizon dan formasi yang ada tidak independen antar satu dengan lainnya, hanya merupakan jalan lain dalam merepresentasikan dan mempelajari informasi dasar seismic yang terbatas. Informasi terbatas tersebut berupa waktu, amplitude, frekuensi, dan atenuasi yang mendasari klasifikasi atribut (Brown, 2004).

Sebagai pengeneralisasian secara luas, atribut derivasi waktu memberikan informasi structural, atribut derivasi amplitude memberikan informasi stratigrafi dan reservoir. Sementara itu atribut derivasi frekuensi masih belum dipahami dengan baik akan tetapi terdapat optimism bahwa atribut ini akan menyediakan informasi yang berguna tentang stratigrafi dan reservoir. Atribut atenuasi sekarang belum digunakan, akan tetapi terdapat kemungkinan di masa yang akan datang bahwa atribut ini akan memberikan informasi mengenai permeabilitas (Brown, 2004).



Gambar 2.7 Pembagian atribut seismic (Brown, 2004)

2.5.1 Atribut sesaat

Atribut sesaat pertama kali dideskripsikan oleh Taner, dkk pada tahun 1979. Atribut ini dihitung dari tras kompleks $C(t)$ yang terdiri atas tras seismic $s(t)$ dan transformasi Hilbertnya, $h(t)$ yang merupakan pergeseran fase dari tras seismic sebesar 90° yang dirumuskan sebagai:

$$\begin{aligned}
 C(t) &= s(t) + h(t) \\
 &= A(t)\exp(i\phi(t)) \quad \dots\dots\dots(2.32) \\
 &= A(t)\cos\phi(t) + iA(t)\sin\phi(t)
 \end{aligned}$$

$$i = \sqrt{-1}$$

dengan $A(t) = \sqrt{s^2(t) + h^2(t)}$

$$\phi(t) = \tan^{-1}\left(\frac{h(t)}{s(t)}\right)$$

$A(t)$ disebut sebagai atribut amplitude sesaat dan *envelope amplitude*, sementara $\phi(t)$ disebut sebagai atribut fase sesaat. Sedangkan atribut frekuensi sesaat dirumuskan sebagai

$$\omega(t) = \frac{d\phi(t)}{dt} \dots\dots\dots(2.33)$$

Atribut sesaat lainnya merupakan kombinasi dari atribut-atribut di atas, antara lain;

- a. Cosinus fase sesaat = $\cos \phi(t)$
- b. Cosinus fase sesaat berbobot amplitude = $A(t)\cos\phi(t)$
- c. Fase sesaat berbobot amplitude = $A(t) \phi(t)$
- d. Frekuensi sesaat berbobot amplitude = $A(t)\omega(t)$
- e.

2.5.2 Atribut slice frekuensi

Atribut ini merupakan sebuah filter bandpass yang diaplikasikan pada volume seismic dengan band frekuensi yang sempit seperti 5/10-15/20 Hz, 15/20-25/30,25/30-35/40,.....,55/60-65/70 (Russell, 2004).

2.5.3 Atribut turunan

Menurut Russell (2004), atribut ini diperoleh dari turunan pertama dan kedua tras seismic atau amplitude sesaat. Atribut ini dihitung dengan cara sbb:

$$d1_i = \frac{s_i - s_{i-1}}{\Delta t} \dots\dots\dots(2.34)$$

$$d2_i = \frac{d1_i - d1_{i-1}}{\Delta t} = \frac{s_i - 2s_{i-1} - s_{i-2}}{\Delta t^2}$$

dengan s_i = sampel seismic atau *envelope amplitude* ke- i
 $d1_i$ = turunan pertama ke- i
 $d2_i$ = turunan kedua ke- i
 Δt = laju cuplik

2.5.4 Atribut tereintegrasi

Atribut ini diperoleh berdasarkan integrasi tras seismic atau *envelope amplitude* yang dihitung sbb:

$$I_i = s_i + I_{i-1} \dots\dots\dots(2.35)$$

Di akhir proses perhitungan persamaan di atas, tras seismic yang dihasilkan difilter dengan menggunakan *smoother* dengan panjang

operator 50 dan menghilangkan trend frekuensi rendah yang dihasilkan. Kemudian atribut ini dinormalisasi dengan membaginya dengan beda antara sampel minimum dan maksimum terhadap banyaknya sampel (Russell, 2004).

2.5.5 Atribut waktu

Atribut ini merupakan nilai waktu dari tras seismik yang ada dan merupakan fungsi *ramp* yang dapat menambah tren pada parameter reservoir yang dihitung (Russell, 2004).

2.6 Seismik Multiatribut

Seismic multiatribut adalah sebuah metode untuk melakukan analisa terhadap data seismic dan sumur dengan menemukan hubungan antara keduanya dengan menggunakan metode geostatistika. Dengan hubungan tersebut akan dilakukan prediksi atau mengestimasi suatu volume dari properti log pada setiap lokasi pada volume seismik.

2.6.1 Regresi linier multiatribut

1. Conventional Crossplotting

Prosedur paling sederhana untuk memperoleh hubungan antara data target dengan atribut seismik adalah dengan melakukan crossplot antara keduanya dengan asumsi bahwa data target telah mengalami integrasi dengan data seismic sehingga memiliki resolusi yang lebih rendah. Dengan asumsi bahwa terdapat hubungan linear antara log targer dan atribut, maka diperoleh persamaan garis lurus yang memenuhi regresi sbb :

$$y = a+bx \dots\dots\dots(2.36)$$

koefisien a dan b ditentukan dengan memperkecil kuadrat rata-rata prediksi error :

$$E^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - a - bx_i)^2 \dots\dots\dots(2.37)$$

dengan sigma mencakup semua sampel data dalam *crossplot* (Hampson, 2001).

2. Pengembangan cross plotting menjadi multiple attributes

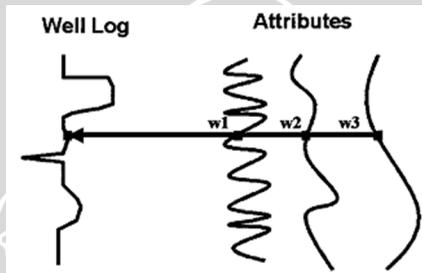
Pengembangan analisa linear konvensional menjadi *multiple attribute* memiliki hubungan secara langsung. Secara sederhana

diasumsikan terdapat 3 atribut (Gambar 2.8). Pada tiap sampel waktu, log target dimodelkan dengan persamaan linear

$$L(t) = w_0 + w_1 A_1(t) + w_2 A_2(t) + w_3 A_3(t) \quad \dots\dots\dots(2.38)$$

Bobot pada persamaan ini dapat diperoleh dengan meminimalisasi kuadrat rata-rata eror prediksi yang merupakan pengembangan persamaan 2.37 sbb:

$$E^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (L_i - w_0 - w_1 A_{1i} - w_2 A_{2i} - w_3 A_{3i})^2 \quad \dots\dots\dots(2.39)$$



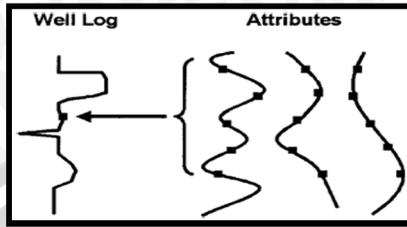
Gambar 2.8 Multiple attributes dengan 1 operator (Hampson, 2001)

3. Operator Konvolusi

Penurunan metode regresi multiatribut mengasumsikan bobot tunggal untuk tiap atribut. Hal ini menyebabkan korelasi data log dan seismic menjadi tidak optimal karena data log memiliki frekuensi yang lebih tinggi. Alternative yang digunakan adalah operator konvolusi yang mengasumsikan bahwa log target memiliki hubungan dengan sekelompok sampel seismic terdekat (Gambar 2.9) yang dapat dinyatakan sebagai:

$$L = w_0 + w_1 * A_1 + w_2 * A_2 + w_3 * A_3 \quad \dots\dots\dots(2.40)$$

dengan * merepresentasikan konvolusi dan w_i adalah operator length untuk menghubungkan atribut seismic dengan log target.



Gambar 2.9 Operator Konvolusional (Hampson, 2001)

2.6.2 Menentukan atribut dengan *step-wise regression*

Stepwise regression merupakan suatu metode untuk menentukan atribut terbaik yang digunakan. Metode ini mengasumsikan jika kombinasi terbaik dari M atribut telah diketahui, maka M atribut termasuk dalam kombinasi terbaik dari $M+1$ atribut. Prosedur ini dimulai dengan mencari 1 atribut terbaik, kemudian pasangan atribut terbaik, kemudian mencari 3 atribut terbaik, dst dengan eror prediksi terendah.

Permasalahan dari *stepwise regression* adalah tidak dapat menentukan dengan pasti solusi optimal. Atau dengan kata lain, kombinasi lima atribut terbaik belum tentu merupakan lima atribut terbaik. Akan tetapi, tiap penambahan atribut mempunyai prediksi error yang sama atau lebih kecil dari kombinasi atribut sebelumnya.

Satu keuntungan dari *stepwise regression* adalah tidak adanya kekhawatiran apakah atribut-atribut yang digunakan tidak saling bergantung secara linear karena *step wise regression* secara otomatis memilih atribut berikutnya dengan kontribusi terbesar (Hampson, 2001).

2.6.3 Validasi

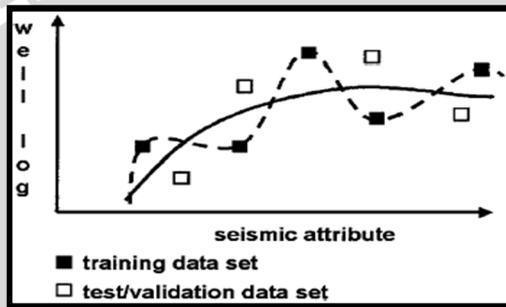
Validasi merupakan cara untuk menentukan jumlah atribut yang digunakan karena dengan bertambahnya atribut, maka nilai eror prediksi akan selalu bertambah kecil. Akan tetapi hal tersebut dapat menyebabkan *overtraining* dengan ketidakmampuannya untuk memprediksi data baru yang tidak terdapat pada data training.

Cross-validation dilakukan terhadap dua tipe data, yaitu data training dan data validasi. Data training terdiri atas sampel dari semua sumur dan digunakan untuk menurunkan transformasinya, sedangkan data validasi terdiri atas sample dari sumur yang

tersembunyi dan digunakan untuk mengukur error prediksi akhir. Error validasi total adalah *Root Mean Squares* rata-rata dari error individual:

$$E_v = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e_{vi}^2 \quad \dots\dots\dots(2.41)$$

dimana E_v adalah error validasi total, e_{vi} adalah error validasi sumur i , dan N adalah jumlah sumur dalam analisis (Hampson, 2001).



Gambar 2.10 *Cross-validation* (Hampson, 2001)

2.7 Neural Network

Menurut Russell (2004), *neural network* merupakan sebuah program yang meniru cara kerja otak manusia dengan kemampuan dalam melakukan proses non-linear dan bekerja secara parallel. Jaringan ini memerlukan training dengan data dan oleh algoritma untuk dapat bekerja. *Neural network* sering digunakan untuk mengklasifikasi pola berdasarkan training dari satu data set. *Neural network* dengan paradigma berbeda menerapkan aturan pembelajaran yang berbeda pula meskipun secara umum semuanya melakukan determinasi pola statistik dari satu set data training dan kemudian mengklasifikasikan pola baru berdasarkan statistic tersebut.

Beberapa keuntungan yang dapat diperoleh dari neural network antara lain:

- a. Dapat memprediksi log lain selain log impedansi
- b. Dapat menggunakan atribut lain selain amplitude dan waktu
- c. Tidak memerlukan model awal
- d. Tidak memerlukan wavelet deterministic
- e. Dapat melakukan validasi silang

Dua tipe kasus yang dapat ditangani oleh *neural network* adalah klasifikasi dan prediksi suatu data. Pada kasus klasifikasi, data set input dibagi menjadi beberapa kelas tertentu seperti pasir, lempung, karbonat, atau gas, air, dan minyak. Pada kasus prediksi, sebuah parameter target diprediksi dari beberapa input.

Dua cara utama suatu *neural network* dapat ‘belajar’ disebut supervised dan unsupervised learning. Pada supervised learning, *neural network* dihadapkan pada satu set input dan output untuk suatu permasalahan tertentu. Keuntungan dari supervised learning adalah kita dapat melakukan interpretasi output karena kita memiliki perilaku alaminya yang dapat diamati dari data input. Kekurangannya adalah diperlukannya sejumlah data input dan output untuk dapat melakukan training secara memadai. Contoh dari teknik supervised learning adalah MLFN dan RBFN.

Pada *unsupervised learning*, *neural network* dihadapkan pada satu set input dan membiarkan neural network mencari pola yang ada sendiri dengan output yang tidak terspesifikasi. Keuntungan dari teknik ini adalah kita tidak perlu mengetahui jawaban pada tahap awal. Sementara itu, kelemahan yang dimiliki oleh metode ini adalah kesulitan di dalam menginterpretasi output yang dihasilkan

2.7.1 Probabilistic neural network

Probabilistic Neural Network didefinisikan sebagai implementasi algoritma statistic yang disebut sebagai analisa diskriminasi Kernel yang operasinya diatur dengan *multilayered forward network* dengan empat layer, yaitu input, pattern, sumasi dan output. PNN secara umum merupakan classifier karena dapat memetakan sebarang pola input ke dalam beberapa kelompok klasifikasi. Di antara beberapa keunggulan PNN dari algoritma neural network yang lain adalah proses training yang cepat, struktur yang parallel, dapat mencapai konvergensi secara optimal dengan meningkatnya training set dan sampel training dapat ditambah atau dikurangi tanpa training yang ekstensif. Oleh karena itu, PNN

'belajar' lebih cepat dari model neural network lainnya dan memiliki tingkat kesuksesan yang tinggi pada banyak aplikasi yang bervariasi (Rao, 2009).

PNN menggunakan satu set perhitungan parameter yang disebut sebagai *variable independent* untuk menghitung satu variabel dependen yang merupakan interpolasi matematis yang mengasumsikan bahwa setiap output baru tersusun atas kombinasi linear dari data training.

Ketika training, PNN mencari satu set sigma yang meminimalisasi eror validasi. Terdapat satu buah sigma untuk tiap atribut input di mana operator konvolusi meningkatkan jumlah atribut dengan factor ini. Dengan kata lain, apabila terdapat 3 atribut dan sebuah operator dengan panjang 7, maka akan terdapat $3 \times 7 = 21$ sigma yang perlu ditentukan. Hal ini disebut sebagai optimasi non-linear dengan melalui 2 tahap. Pertama, menentukan satu sigma terbaik yang mengasumsikan semua sigma yang berbeda sama. Kedua, menentukan sigma individual dengan menggunakan analisa conjugate-gradient dengan sigma terbaik sebagai nilai awal.

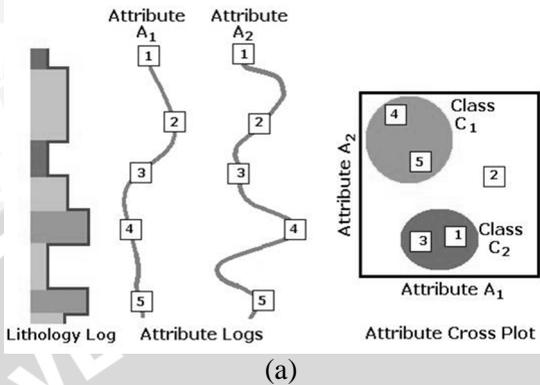
PNN mencakup 2 tipe jaringan, yaitu:

1. Probabilistic Neural Network
2. Generalized regression neural network (GRNN) yang digunakan untuk regresi atau *data mapping*.

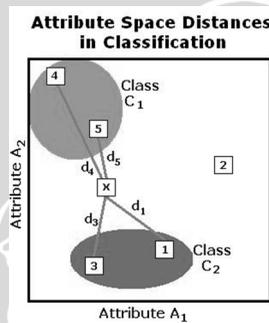
GRNN menggunakan fungsi jarak basis Gaussian pada "*attribute space*". Training dilakukan dengan melakukan minimalisasi eror validasi untuk memperoleh satu set parameter sigma yang optimal, σ_j . Eror diminimalisasi dengan menggunakan algoritma conjugate gradient yang kemudian sigma paling optimum yang diperoleh digunakan untuk memprediksi target. Metode PNN-GRNN lebih stabil dibandingkan dengan MLFN dengan tingkat kepercayaan yang tinggi, tetapi memerlukan waktu yang lama karena melakukan komparasi untuk tiap output dengan tiap data training (Russell, 2004).

2.7.2 Teori klasifikasi PNN

Metode PNN untuk klasifikasi menggunakan pembobotan eksponensial terhadap jarak antara titik data dan titik yang tidak diketahui posisinya.



(a)



(b)

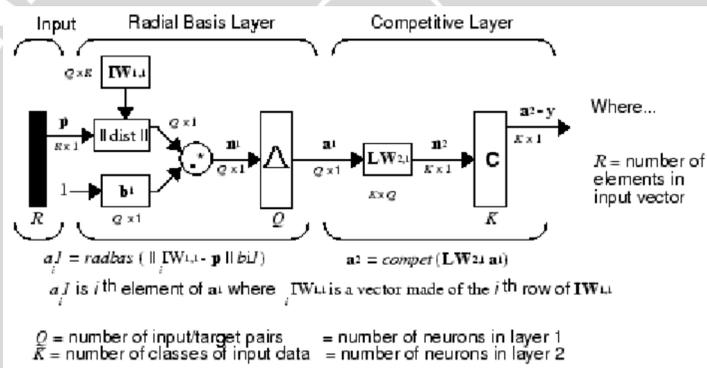
Gambar 2.11 (a) Hubungan kelas litologi dan atribut, (b) Fungsi pembobotan jarak PNN (Hampson, 2001)

Kita dapat menggunakan "*nearest neighbor classifier*" untuk menggunakan titik data terdekat dengan titik x untuk mengklasifikasi titik tersebut. Akan tetapi, metode ini memungkinkan terjadinya eror, terutama ketika titik data memiliki sebaran yang kacau atau batas antar kelas sangat kompleks. Oleh karena itu, kita dapat menggunakan "*sphere of influence*", yaitu menggunakan titik yang lebih jauh dengan menggunakan jarak yang mengalami pembobotan sehingga semua titik yang mengalami klasifikasi dalam rentang tersebut akan digunakan (titik 1, 3, 4 dan 5 pada Gambar 2.11 a dan b).

Metode PNN tidak menggunakan atribut 'jarak' secara langsung, akan tetapi menggunakan fungsi pembobotan eksponensial jarak terhadap jarak. Fungsi tersebut disebut sebagai

Estimator Parzen yang merupakan tipe fungsi probabilitas densitas di mana bobot berkurang dengan bertambahnya jarak (Russell, 2004).

Secara sederhana proses klasifikasi dengan PNN dimulai pada layer pertama dengan perhitungan jarak dari vektor input terhadap training input dan menghasilkan vektor yang penjumlahan elemennya mengindikasikan seberapa dekat data input (titik x) terhadap data input training. Layer kedua menjumlah kontribusi dari masing-masing kelas input untuk menghasilkan output berupa vektor probabilitas. Pada layer ketiga, fungsi transfer kompetisi melakukan pemilihan probabilitas maksimum dan menghasilkan nilai 1 untuk kelas tersebut dan 0 untuk kelas lain. Arsitektur sistem ini dapat dilihat pada Gambar 2.12.



Gambar 2.12 Arsitektur PNN (Matlab, 2011)

2.8 Variogram

Variogram (secara teknis adalah semivariogram karena mengukur setengah nilai varians atau semivarians) adalah sebuah ukuran dari variasi geografis. Pada aplikasinya di software HRS, variogram mengukur data dengan sebaran yang jarang (*sparse*) dan data dengan sebaran yang padat (*dense*). Variogram γ untuk *lag distance* h dihitung sebagai setengah dari rata-rata beda kuadrat antara titik data yang terpisah sejauh h atau

$$\gamma_h = \left(\frac{1}{2}\right) * \frac{\sum (d_{x+h} - d_x)^2}{N} \quad \dots(2.42)$$

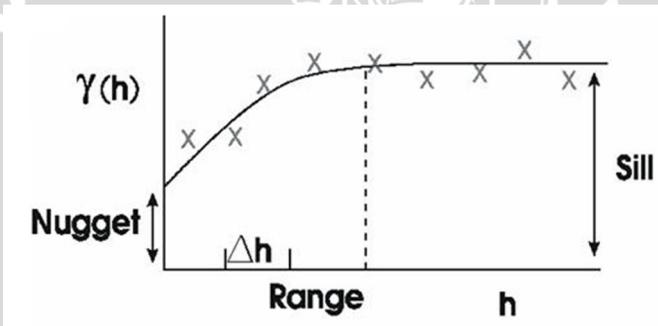
h adalah vector yang mengindikasikan bahwa variogram bergantung pada vector arah yang msmeisahkan pasangan data dan d adalah nilai data pada posisi tertentu.

Berdasarkan tipe data yang digunakan, *sparse* (data sumur) dan *dense* (data seismik), terdapat 3 variogram yang dihitung, yaitu:

$$\text{Well to well: } \gamma_{WW(h)} = \left(\frac{1}{2}\right) * \frac{\sum (W_{x+h} - W_x)^2}{N} \dots (2.43)$$

$$\text{Seismic to seismic: } \gamma_{SS(h)} = \left(\frac{1}{2}\right) * \frac{\sum (S_{x+h} - S_x)^2}{N} \dots (2.44)$$

$$\text{Well to seismic: } \gamma_{WS(h)} = \left(\frac{1}{2}\right) * \frac{\sum (W_{x+h} - S_x)^2}{N} \dots (2.45)$$



Gambar 2.13 Variogram (Hampson, 2001)

Variogram teoritis memiliki nugget, range dan sill. Data yang ditampilkan menunjukkan beda rata-rata nilai-nilai dari nilai pada titik referensi yang biasa disebut sebagai “*unknown value*” ketika variogram digunakan untuk menghitung.

Range merujuk pada jarak dan zona di antaranya. Pada suatu jarak offset, nilai variogram akan berhenti berubah dan mencapai keadaan konstan yang disebut sebagai range. Sill adalah nilai konstan pada variogram yang tidak berubah. Pada sill tidak terdapat hubungan geografis dengan titik referensi sehingga offset h tidak berpengaruh. Akan tetapi terdapat batas maksimal perbedaan sehingga disebut sebagai semivarians. Titik data pada sill tidak

digunakan untuk menghitung *unknown value*. Nugget adalah diskontinuitas pada titik awal. Meskipun secara teori harus bernilai nol, kesalahan sampling dan variasi pada skala kecil (variasi antara titik-titik terdekat) dapat menyebabkan nugget tidak bernilai nol (Russell, 2004).

Beberapa jenis variogram yang sering digunakan untuk memodelkan sebaran titik data adalah:

a. *Spherical*

$$V(h) = c * \left[1.5 * h/a - 0.5 * (h/a)^3 \right] \quad \begin{matrix} \text{jika } h \leq a \\ \text{jika } h \geq a \end{matrix} \quad \dots (2.46)$$

$$= c$$

b. *Exponential*

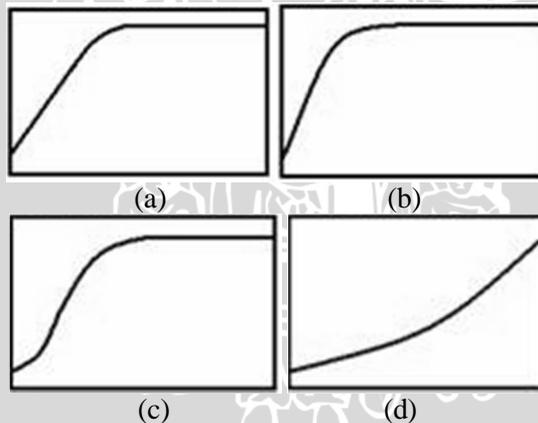
$$V(h) = c * [1 - \exp(-h/a)] \quad \dots (2.47)$$

c. *Gaussian*

$$V(h) = c * [1 - \exp(-h^2/a^2)] \quad \dots (2.48)$$

d. *Power*

$$V(h) = c * h^a \quad \dots (2.49)$$



Gambar 2.14 (a) Spherical variogram, (b) Exponential variogram, (c) Gaussian variogram, (d) Power variogram (Hampson, 2001)

Hubungan variogram dan kovarian dapat dituliskan dalam persamaan sbb:

$$Cov_h = \left(\frac{1}{N}\right) * \sum d_{x+h} * d_x - \left(\frac{1}{N^2}\right) * \sum d_{x+h} * d_x \quad \dots (2.50)$$

$$Cov_h = sill - V_h \quad \dots (2.51)$$

2.9 Kriging

Kriging adalah sebuah teknik untuk menghasilkan peta yang mengalami grid dari data sparse dengan menggunakan BLUE (*Best Linear Unbiased Estimation*). *Best*: meminimalisasi eror varians, *linear*: hasil yang diperoleh merupakan kombinasi bobot linear input, *unbiased*: eror residu rata-rata sama dengan nol, *estimation*: hasil akhir merupakan suatu estimasi.

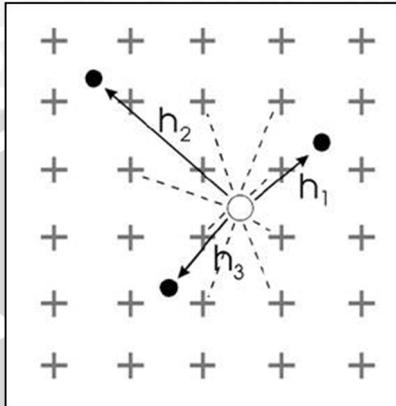
Kriging mirip dengan metode pembobotan *inverse distance* karena jumlah pembobotan input menghasilkan titik output. Perbedaannya kriging tidak hanya menggunakan jarak, tetapi juga menggunakan amplitude yang melibatkan estimasi kuadrat terkecil linear untuk memperoleh estimasi terbaik untuk semua titik yang tidak disampling. Selain itu, perbedaan terbesarnya adalah kriging menggunakan bobot yang diperoleh dari variogram (Russell, 2004).

2.9.1 Cokriging

Metode turunan kriging yang menggunakan informasi dari data set sekunder dengan data set primer adalah cokriging. Pada metode ini, setiap titik output diestimasi sebagai kombinasi linear dari titik data primer dan titik data sekunder terdekat.

$$O = a_1 * W_1 + a_2 * W_2 + \dots + b_1 * S_1 + b_2 * S_2 \quad \dots (2.52)$$

Bobot dihitung dengan menyelesaikan sistem persamaan linear N+1 dengan nilai N setara dengan jumlah sumur dan jumlah titik data seismic terdekat (Russell, 2004).



Gambar 2.14 Prinsip cokriging (Hampson, 2001)

2.9.1.1 Collocated kriging

Apabila kita memiliki dua set data, yaitu data a (data sumur) dan data b (sata seismic) dengan data sekunder yang disampling pada tiap grid seperti data seismic 3D, maka sangat memungkinkan apabila hanya menggunakan variable sekunder yang terletak pada titik output. Metode ini disebut sebagai collocated kriging dan ditulis sebagai:

$$a_0 = \sum_{i=1}^n w_i a_i + w_{n+1} b_0 \dots (2.53)$$

Seperti pada kriging, penskalaan sangat penting pada cokriging dan menghitung variogram secara otomatis yang memungkinkan terjadinya tiga skema *scaling*, yaitu:

- Tidak terjadi *scaling* (sama dengan *simple kriging*)
- Scaling semua bobot $n+m$ sehingga jumlahnya sama dengan 1 (mirip dengan *ordinary kriging*)

$$\sum_{i=1}^{m+n} w_i = 1 \dots (2.54)$$

- Penskalaan pada bobot utama n hingga penjumlahannya menjadi 1, dan penjumlahan bobot sekunder m hingga menjadi 0

$$\sum_{i=1}^n w_i = 1, \quad \sum_{j=1+n}^m w_j = 0 \quad \dots (2.55)$$

Untuk dua data sumur $n=2$ dan data seismic berupa data 3D, maka matriks untuk permasalahan *collocated kriging* diberikan oleh

$$\begin{matrix} & a_1 & a_2 & b_0 & & \\ a_1 & C(a_1a_1) & C(a_2a_1) & C(b_0a_1) & 1 & w_1 \\ a_2 & C(a_1a_2) & C(a_2a_2) & C(b_0a_2) & 1 & w_1 \\ b_0 & C(a_1b_0) & C(a_2b_0) & C(b_0b_0) & 1 & w_1 \\ & 1 & 1 & 1 & 0 & \mu \end{matrix} = \begin{matrix} C(a_0a_1) \\ C(a_0a_1) \\ C(a_0b_0) \\ 1 \end{matrix} \quad \dots (2.56)$$

Pada persamaan 2.50 digunakan dua nilai dari sebarang sumur dan satu nilai dari seismic. Metode ini mempercepat proses perhitungan serta diketahui bahwa dengan menggunakan hubungan linear antara data sumur dan seismic dapat meningkatkan kualitas output yang diperoleh (Russell, 2004).

Untuk mengatasi trend yang dimiliki oleh data yang rapat, maka digunakan asumsi hubungan linear untuk membuat variogram *well to well* dan *well to seismic* dari variogram *seismic to seismic* sbb:

$$S_{xy} = A * W_{xy} + B + noise \quad \dots (2.57)$$

dengan A dan B adalah parameter yang dicari dan noise memiliki rata-rata nol dan tidak berkorelasi dengan variable lain.

Semivariogram, γ , antara variable x dan y terhubung dengan kovarian antara variable tersebut oleh persamaan:

$$2\gamma_{xy} = Cov_{xx} + Cov_{yy} + (\mu_x - \mu_y)^2 - 2Cov_{xy} \quad \dots (2.58)$$

dengan μ_x adalah rata-rata x dan Cov_{xy} didefinisikan sebagai:

$$Cov_{xy} = \left(\frac{1}{N} \right) \sum [(x - \mu_x)^2 (y - \mu_y)^2] \quad \dots (2.59)$$

Kemudian dengan kondisi tersebut, kovarian yang dibutuhkan dapat dihitung dengan mudah. Jika gradient A dan kovarian noise Cov_{nn} diketahui maka ketiga kovarian dapat dihitung dari informasi salah satu variable tersebut.

$$Cov_{SS(h)} = \left(\frac{1}{N}\right) * \sum S_{x+h} * S_x - \left(\frac{1}{N^2}\right) * \sum S_{x+h} * S_x$$

$$\therefore Cov_{SS(h)} = A^2 Cov_{WW(h)} + Cov_{mn} \quad \dots (2.60)$$

$$Cov_{WS(h)} = ACov_{WW(h)} \quad \dots (2.61)$$

Rumusan yang lebih sederhana dan mudah digunakan adalah dengan menggunakan koefisien korelasi ternormalisasi ρ dengan nilai antara -1 dan 1.

$$\rho = \frac{Cov_{WS}}{\sqrt{Cov_{WW} * Cov_{SS}}}, \quad C_{SS} = \left(\frac{A^2}{\rho^2}\right) C_{WW} \quad \dots (2.62)$$

2.10 Sejarah Tektonik

Sejarah tektonik cekungan Sumatra Selatan dapat dibagi menjadi tiga episode (Gambar 2.15), yaitu:

2.10.1 Megasekuen *syn-rift*

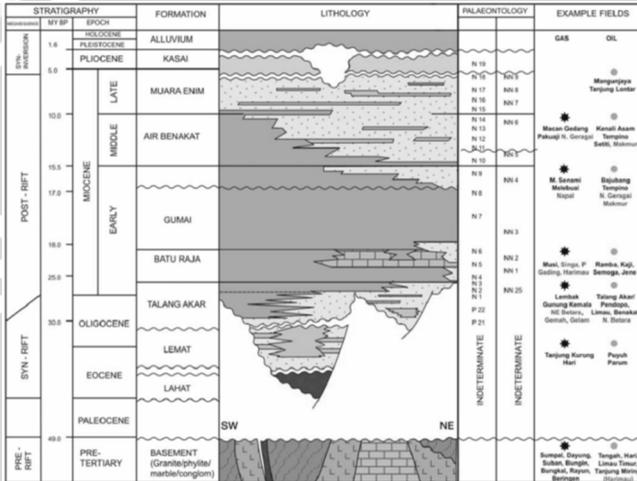
Episode *syn-rift* muncul akibat adanya zona subduksi di sepanjang palung Sumatra Barat sehingga lempeng benua pada daerah Cekungan Sumatra Selatan mengalami proses ekstensional pada masa Eocene hingga awal Oligocene. Proses ini menghasilkan banyak *half-graben* yang orientasinya dipengaruhi oleh heterogenitas basement (Ginger, 2005).

2.10.2 Megasekuen *post-rift*

Episode *post-rift* terjadi setelah proses ekstensional terhenti 29 juta tahun yang lalu. Akan tetapi lempeng benua yang menipis terus mengalami penurunan ketinggian permukaan (subsiden). Di beberapa bagian cekungan terdapat bagian dengan ketebalan mencapai 13000 feet. Dengan adanya laju subsiden yang tinggi dan permukaan air laut yang relative tinggi, maka timbul transgresi dalam jangka waktu yang lama 16 juta tahun yang lalu. Penurunan laju subsiden dan atau peningkatan input sedimen mulai 16 hingga 5 juta tahun yang lalu mengakibatkan terjadinya regresi (Ginger, 2005).

2.10.3 Megasekuen inversi/syn-orogenic

Megasekuen inversi terjadi pada 5 juta tahun yang lalu hingga saat ini. Pada masa ini terjadi patahan transpressional berarah baratlaut – tenggara dengan magnitude yang bervariasi. Beberapa perangkat structural yang mengandung hidrokarbon terdapat di tengah cekungan (Ginger, 2005).



Gambar 2.15 Kolom stratigrafi Cekungan Sumatera Selatan (Ginger, 2005)

2.11 Kronostratigrafi Cekungan Sumatera Selatan

2.11.1 Basement pre-tercier dan awal tersier

Interkalasi kompleks antara batuan beku, metamorf, dan sedimen terjadi pada formasi ini. Basement tertua yang terdeformasi paling sedikit dianggap sebagai bagian dari *Malacca Microplate* pada bagian utara dan timur cekungan. Ke daerah selatan terdapat *Mergui Microplate* yang mengalami deformasi lebih parah yang merepresentasikan fragmen benua yang lebih lemah. Morfologi basement ini dipercaya mempengaruhi morfologi lapisan dengan umur Eosin-Oligosin, lokasi dan tingkat inversi lapisan Plio-Pleistosin (Ginger, 2005).

2.11.2 Formasi lemat/lahat (akhir eosin-pertengahan oligosin)

Pengendapan pada Cekungan Sumatera Selatan berlangsung pada Eosin hingga Oligosin awal. Hasil pengeboran menunjukkan

formasi ini tersusun atas batuan tuff dan *granite wash* yang bertumpuk dengan shale, siltstone, batupasir, dan batubara (Ginger, 2005).

2.11.3 Formasi talang akar (akhir oligosin-miosin awal)

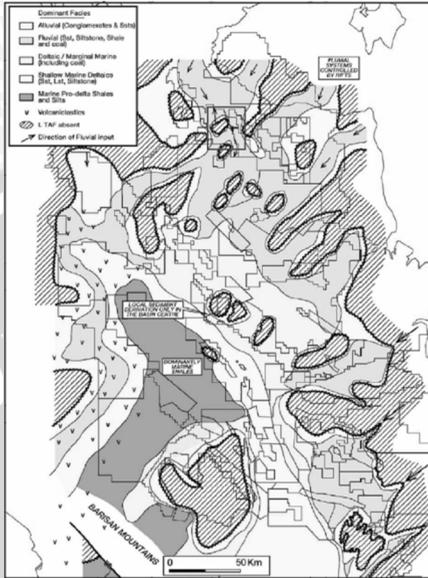
Selama fase syn-rift hingga awal post-rift terjadi pengendapan fluvial dan delta di sepanjang cekungan. Trend dari “*proximal*” *braid-plain* yang kaya pasir hingga “*distal*” *meander belt* yang miskin pasir bertemu dengan *marginal marine* dan *marine* mempengaruhi proses sedimentasi sepanjang subsiden berlangsung (Gambar 2.16 a dan c). Di awal Miosin, kondisi fluvial digantikan oleh fasies delta, *marginal marine* dan laut dangkal hingga laut dalam akibat proses transgresi yang ditunjukkan gambar Gambar 2.16 b dan c (Ginger, 2005).

2.11.4 Formasi Batu raja (Miosin Awal)

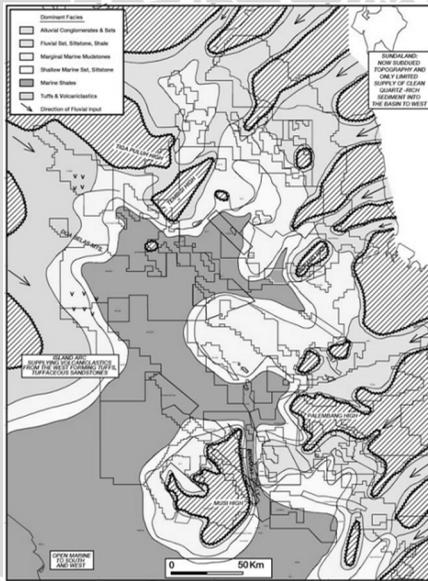
Transgresi masih terus berlanjut pada periode ini dengan deposisi *marine shale* pada daerah graben dan *shallow marine* pada batas antar graben. Pada masa ini produksi karbonat tinggi yang mengakibatkan tingginya deposisi *limestone* pada platform dan sebagai terumbu karang pada daerah antar cekungan yang tinggi (Ginger, 2005).

2.11.5 Formasi gumai (awal miosin – miosin tengah)

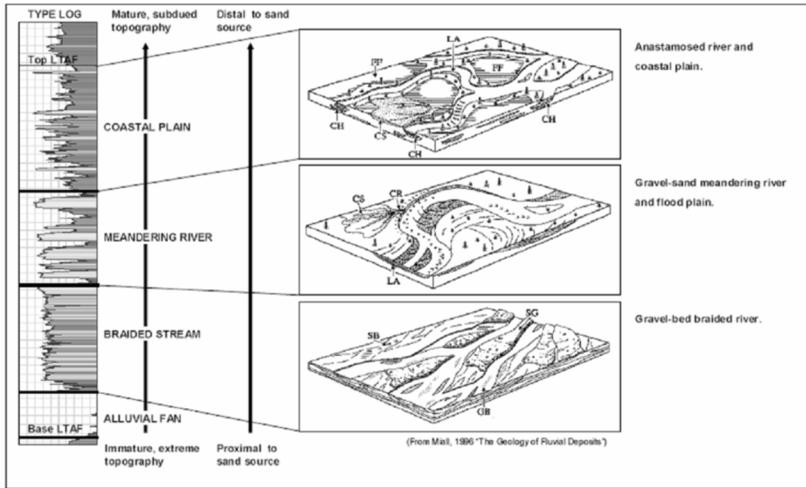
Pada masa ini proses transgresi masih terus berlanjut yang menghasilkan deposisi *marine shale*, *siltstone*, dan batupasir dengan deposisi karbonat yang jarang. Pada puncak transgresi terjadi puncak deposisi *marine shale* yang mendominasi seluruh cekungan. Kemudian setelah mencapai puncak transgresi, terjadi proses regresi di sepanjang cekungan yang mengakibatkan terganyikannya endapan *shale open marine* oleh sedimen laut dangkal (Ginger, 2005).



(a)



(b)



(c)

Gambar 2.15 (a) Peta interpretasi paleogeografi Formasi Lower Talang Akar, (b) Peta interpretasi paleogeografi Formasi Upper Talang Akar, (c) Reservoir Lower Talang Akar, log gamma-ray dan interpretasi sistem pengendapan (Ginger, 2005)

2.11.8 Formasi Kasai (Pliosen-Pleistosen)

Selama Pleistosen, aktivitas vulkanik yang tinggi oleh Pegunungan Barisan mengakibatkan peningkatan komponen vulkanik dan peningkatan laju regresi. Sedimen yang dihasilkan berupa *tuff*, *continental claystone* dan batupasir vulkanik (Ginger, 2005).

2.12 Petroleum System

2.12.1 Batuan Sumber (*Source Rock*)

Batuan induk yang terdapat di Cekungan Sumatera Selatan dirangkum di dalam Tabel 2.1.

2.12.2 Batuan Reservoir

Batuan reservoir yang terdapat di Cekungan Sumatera Selatan dirangkum di dalam Tabel 2.2.

2.12.3. Batuan Tudung

Pada masa awal hingga pertengahan miosen, batulempung yang berasal dari laut terbuka (*open marine shale*) dengan kualitas tertinggi membentuk batuan tudung dalam skala regional. Batas pengendapan fasies ini terjadi pada sejarah transgresi di awal miosen. Tudung pada formasi *Upper Talang Akar* adalah batuan tudung yang paling efektif di bagian tengah cekungan dan telah terbukti membentuk tudung untuk kolom gas setebal 500 m. satu-satunya area dengan batuan tudung yang tidak efektif terdapat di sekitar Pegunungan Barisan karena terdapat endapan *coarse tuff* selama periode pembentukan formasi Gumai (Ginger, 2005).



Tabel 2.1 Karakteristik batuan sumber Cekungan Sumatra Selatan

Formasi	TOC (<i>Total Organic Content</i>)	<i>Hydrogen Index</i>	Tipe Kerogen	Kematangan	
Lahat	1.7 – 8.5 wt%	Sangat bagus	130-290 mgHC/g	I, II, III	Matang
Talang Akar	1.5 – 8 wt%	Bagus - Sangat bagus	150-310 mgHC/g	I, II, III	Matang
Batu Raja	0.5 – 1.5 wt%	Rata-rata - Bagus	-	I, II, III	Matang
Gumai	0.5-11.5 wt%	Rata-rata - Sangat bagus	-	III	Awal matang
Air Benakat	0.5 – 1.7 wt%	Rata-rata - Bagus	-	-	Tidak Matang
Muara Enim	0.5-52.7 wt%	Rata-rata - Sangat bagus	-	-	Tidak Matang

(Bishop, 2000; Ginger, 2005)

Tabel 2.2 Karakteristik batuan reservoir Cekungan Sumatra Selatan

Formasi	Tipe Reservoir	Porositas	Permeabilitas	Cadangan
Pre-Tertiary Basement	Rekahan granit, karbonat, konglomerat dan batupasir	7 %	Buruk	106 MMBOE
Lahat	Konglomerat dan batupasir	Sangat bervariasi	-	88 MMBOE
Talang Akar	Batupasir	15 – 30%	Bagus-sangat bagus	2000 MMBOE
Batu Raja	Terumbu karang, platform karbonat	18 – 38%	Bagus-sangat bagus	1000 MMBOE
Gumai	karbonat, batupasir	20% (rerata)	Bagus	130 MMBOE
Air Benakat	Batupasir	25% (rerata)	Sangat bagus	647 MMBOE
Muara Enim	Batupasir	30%	Sangat bagus	179 MMBOE

(Bishop, 2000; Ginger, 2005)