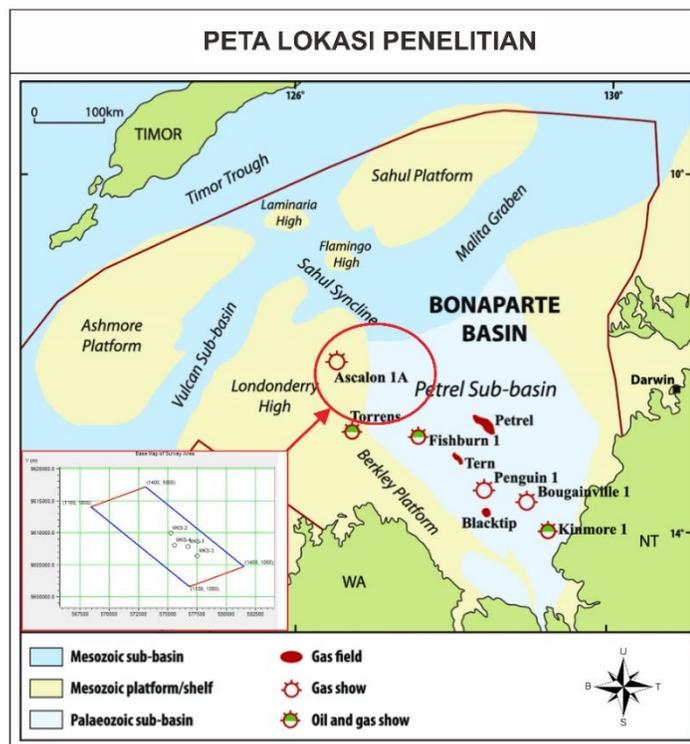


## BAB II. KAJIAN TEORI

### 2.1 Geologi Regional

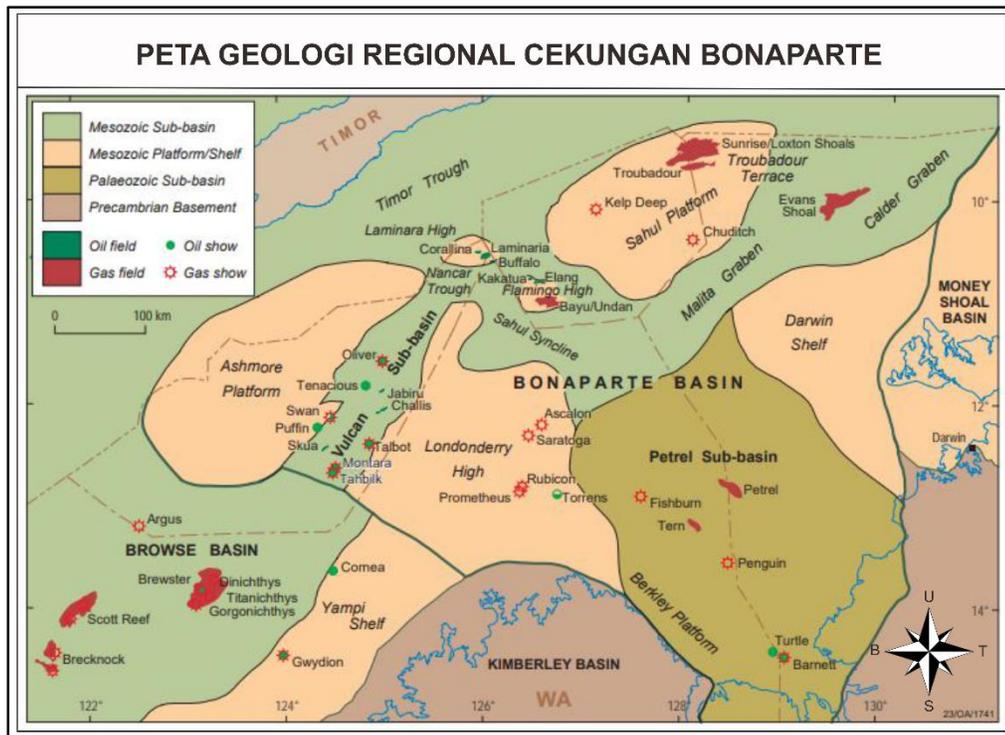
Lokasi penelitian kali ini terletak di Cekungan Bonaparte. Dapat dilihat pada Gambar 2.1, bahwa Cekungan ini sebagian besar berada pada lepas pantai (*offshore*). Secara kontinental, Cekungan ini mencakup 3 negara besar yaitu Indonesia, Australia dan Timor Leste. Secara regional, Cekungan Bonaparte berada pada lepas pantai laut Arafura yang terdapat diantara paparan kontinen Australia dan juga *sundaland*. Cekungan Bonaparte termasuk kedalam kategori Cekungan sedimen yang besar, yang mana Cekungan Bonaparte memiliki luasan sebesar 27.000 km<sup>2</sup>. Pada bagian Utara, Cekungan ini tersusun oleh beberapa sub-cekungan yang berumur *Paleozoic*, *Cenozoic*, dan *Mesozoic* yang memiliki endapan sedimen dengan ketebalan lebih dari 15 km.



Gambar 2.1 Peta lokasi penelitian pada Cekungan Bonaparte (Earl, 2004).

## 2.2 Tektonik Regional

Untuk fase tektoniknya, pembentukan Cekungan Bonaparte memiliki riwayat yang terbilang kompleks. Tektonik dari Cekungan Bonaparte dikontrol oleh dua fase penting, yaitu ekstensi dan juga kompresi pada umur Palaeozoic hingga Trias. Pada puncaknya kembali terjadi fase ekstensi ketika pecahnya daratan Gondwana di umur Jurassic tengah.



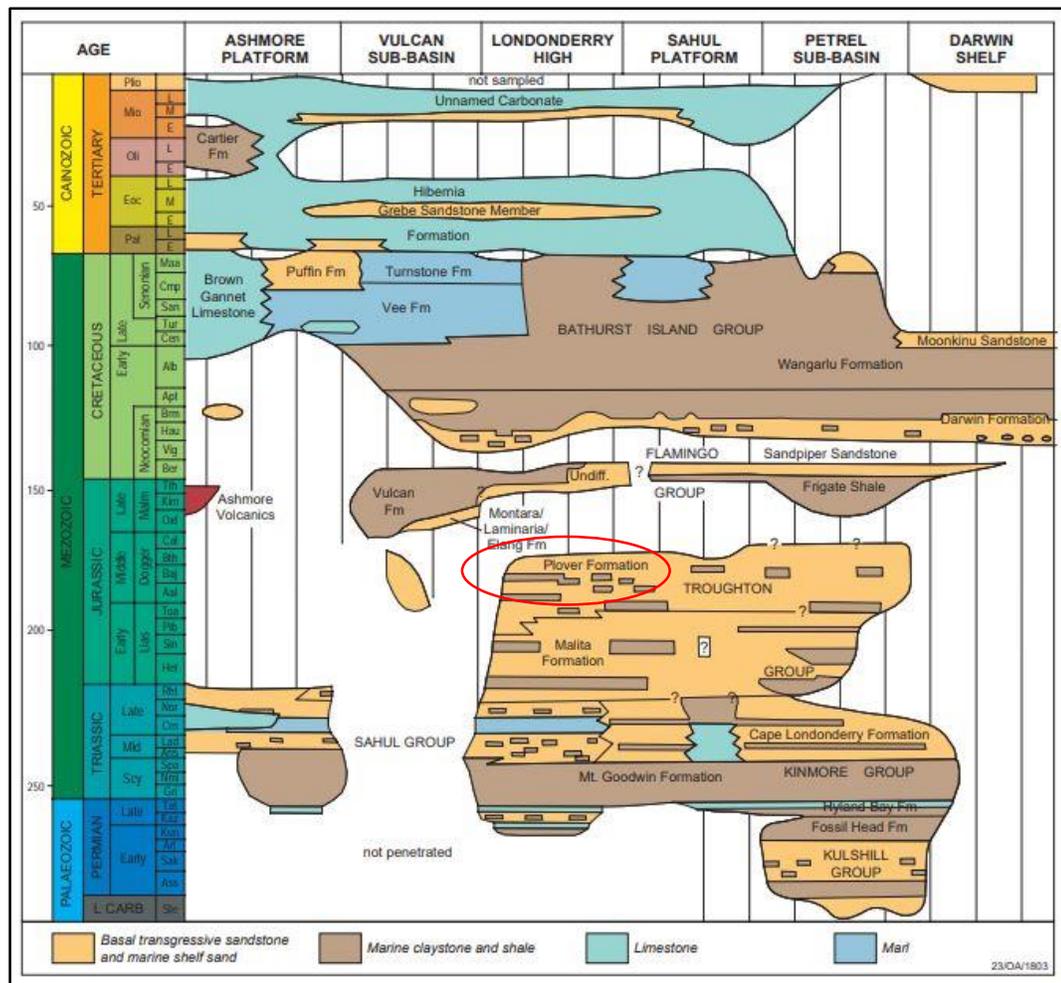
Gambar 2.2 Geologi regional Cekungan Bonaparte (Barret, dkk., 2004).

## 2.3 Stratigrafi Regional

Stratigrafi Cekungan Bonaparte dapat dilihat pada Gambar 2.3. Secara umum, Stratigrafi regional Cekungan Bonaparte dapat diurutkan dari umur tertua hingga termuda secara berturut yaitu pada umur Permian terbentuk formasi Kulshill Group. Setelah itu terbentuk formasi Kinmore Group dan Mt. Goodwin pada umur Triassic awal dan diikuti formasi Cape Londonderry serta Sahul Group pada Triassic tengah,

yang diikuti oleh formasi Malita Group pada Triassic akhir hingga Jurassic awal. Setelah itu barulah terbentuk formasi Plover pada umur Jurassic awal hingga tengah.

Plover merupakan formasi pada daerah penelitian kali ini. Formasi ini mengandung reservoir yang tersusun atas dominasi batupasir dengan pelapisan batu lempung. Formasi Plover sendiri terbagi menjadi dua, yaitu Plover bawah yang terjadi pada fase regresif dan mengandung endapan *fluvio deltaic*. Karakteristik batuan dari Plover bawah yaitu memiliki ketebalan batupasir yang tipis dan juga ukuran butirnya halus hingga sedang. Sedangkan Plover atas terbentuk dari fase *transgesif* dengan endapan sekuen fasies laut dangkal hingga pantai (*shoreline*). Berbeda dari Plover bawah, pada Plover atas memiliki karakteristik batupasir yang lebih tebal dan berlapis dengan ukuran butirnya sedang hingga kasar.

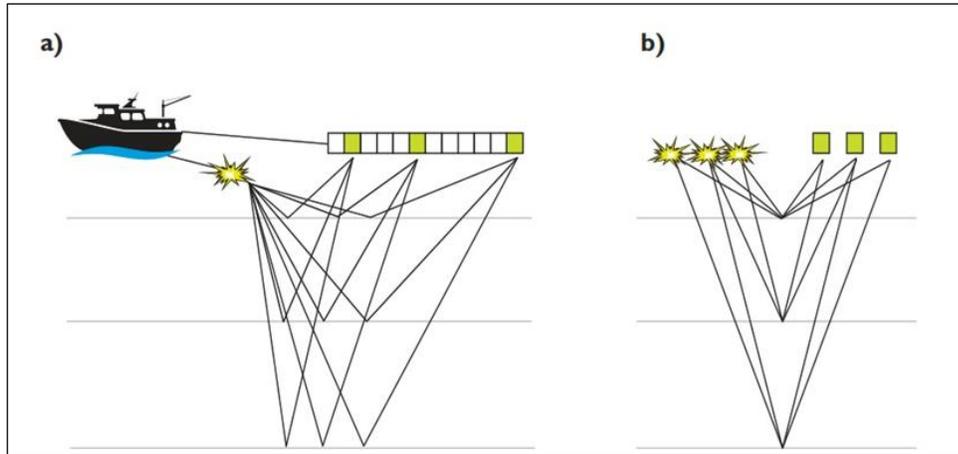


Gambar 2.3 Statigrafi regional Cekungan Bonaparte (Barret, Dkk., 2004).

## 2.4 Gelombang Seismik

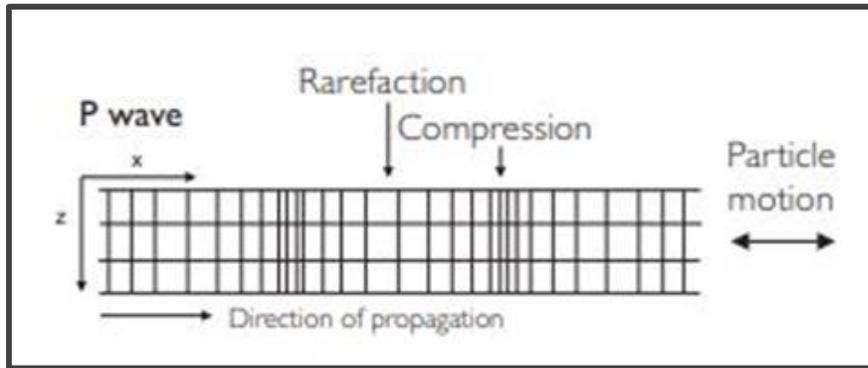
Dalam geofisika metode seismik dikenal juga dengan nama seismologi eksplorasi. Metode ini diawali dengan konsep seismologi kegempaan dan terus dikembangkan untuk memenuhi kebutuhan masyarakat akan sumberdaya minyak dan gas bumi sehingga dapat dimanfaatkan untuk kepentingan eksplorasi. Pada umumnya metode seismik dapat dibagi menjadi 2 jenis, yaitu metode seismik bias dan metode seismik pantul. Pada eksplorasi geofisika khususnya untuk eksplorasi hidrokarbon yang dapat digunakan adalah metode seismik refleksi yang memiliki kemampuan untuk

mengidentifikasi lapisan dibawah permukaan bumi hingga kedalaman berpuluh kilometer. Sedangkan metode seismik refraksi hanya mampu mengidentifikasi lapisan dibawah permukaan pada kedalaman yang dangkal.

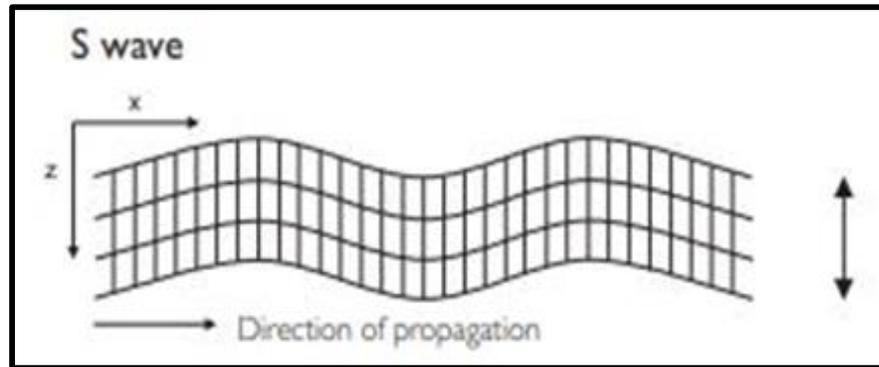


Gambar 2.4 Penjalaran gelombang seismik dari sumber ke penerima (a). akuisisi di lepas pantai/*off-shore* (b). akuisisi di darat/*on-shore* (Simm dan Bacon, 2014).

Menurut jenisnya gelombang dikategorikan menjadi dua jenis. Yang pertama adalah gelombang badan atau *body waves*. Gelombang ini terdiri dari gelombang primer (*P-waves*) dan gelombang sekunder (*S-waves*). Lalu yang kedua adalah gelombang permukaan yang terdiri dari gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh*. Namun pada seismologi eksplorasi yang sering digunakan adalah gelombang badan, terutama gelombang primer (*P-waves*). Gelombang primer berdasarkan arah rambat dan gerakannya dikategorikan kedalam jenis gelombang longitudinal, yaitu arah gerak partikelnya akan searah dengan arah rambat gelombang. Sedangkan untuk gelombang sekunder, berdasarkan arah rambat dan gerakannya termasuk kedalam jenis gelombang transversal, yang mana arah gerak partikelnya tegak lurus terhadap arah rambat gelombang.



Gambar 2.5 Perambatan gelombang-P pada eksplorasi 3D (Simm dan Bacon, 2014).



Gambar 2.6 Perambatan gelombang-S pada eksplorasi 3D (Simm Dan Bacon, 2014).

Kecepatan penjalaran gelombang-P dapat ditunjukkan pada persamaan 2.1 dan kecepatan penjalaran gelombang-S dapat dilihat pada persamaan 2.2.

$$\alpha^2 = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \quad (2.1)$$

$$\beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.2)$$

Dimana:

$\alpha$  = Kecepatan penjalaran gelombang-P

$\beta$  = Kecepatan penjalaran gelombang-S

$\mu$  = Rigiditas medium ( $\text{N/m}^2$ )

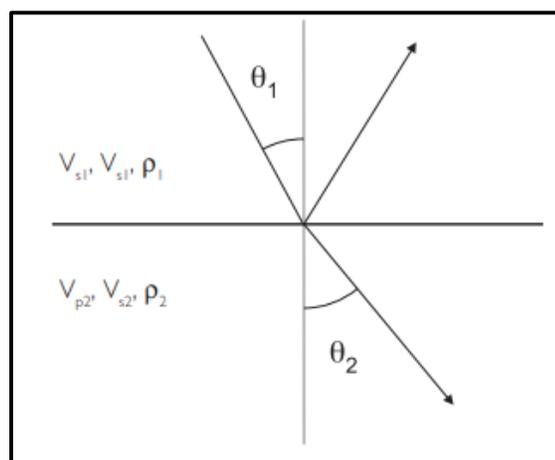
$\rho$  = Massa jenis medium ( $\text{kg/m}^3$ )

$\lambda$  = Konstanta lame ( $\text{m/s}$ )

Pada dasarnya gelombang seismik memiliki sifat yang serupa dengan gelombang cahaya. Oleh sebab itu hukum-hukum fisika dari gelombang cahaya berlaku juga pada gelombang seismik, diantaranya yaitu:

#### 2.4.1 Hukum Snellius

Penjalaran gelombang dibawah permukaan bumi dapat terjadi karena kerak bumi sebagai medium penjalaran gelombang bersifat elastis. Medium penjalaran gelombang tersebut dalam metode seismik disebut dengan istilah lapisan. Setiap lapisan memiliki karakter yang berbeda-beda, oleh sebab itu berlaku hukum *snellius*. Hukum snells menyatakan bahwa apabila adanya suatu gelombang yang mengenai batas antara dua lapisan dengan karakteristik yang berbeda, akibatnya gelombang tersebut akan dipantulkan dan dibiaskan dengan besarnya sudut datang akan sama besarnya dengan sudut biasnya.



Gambar 2.7 Ilustrasi Hukum *Snellius* (Simm dan Bacon, 2014).

Persamaan Hukum *Snellius* adalah sebagai berikut:

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (2.3)$$

Dimana:

$\theta_1$  = Sudut gelombang datang

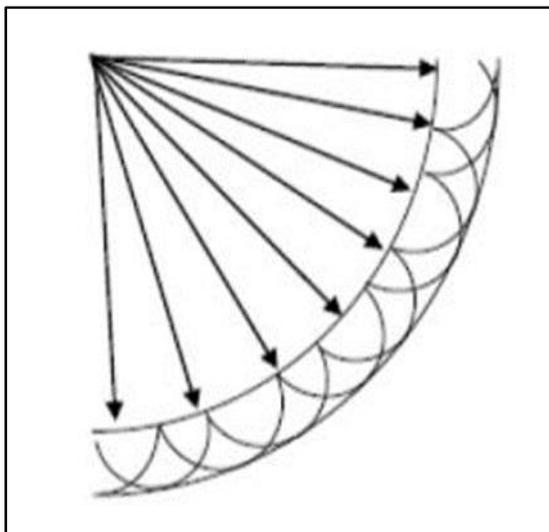
$\theta_2$  = Sudut gelombang bias

$v_1$  = Kecepatan gelombang pada medium 1 (*m/s*)

$v_2$  = Kecepatan gelombang pada medium 2 (*m/s*)

#### 2.4.2 Prinsip *Huygens*

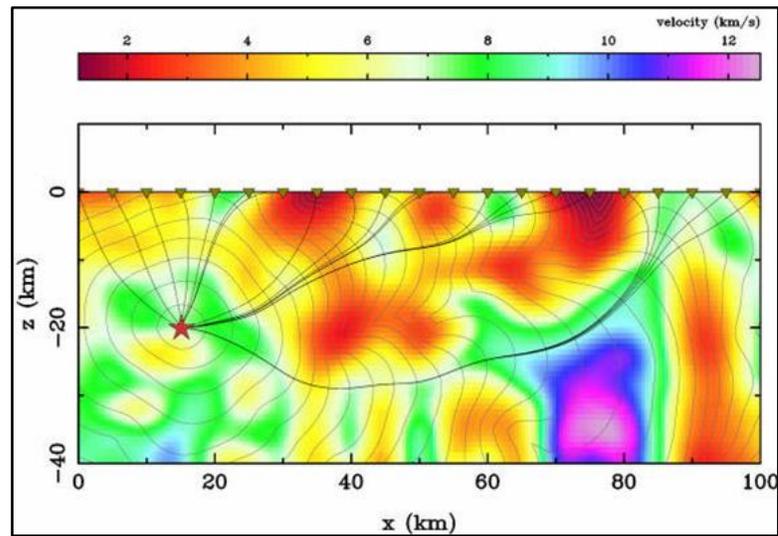
Prinsip dasar dari *Huygens* yaitu setiap muka gelombang merupakan sumber energi bagi gelombang yang baru. Namun energi tersebut akan terus berkurang berbanding lurus dengan jarak tempuh ataupun kedalamannya. Hal tersebut sesuai dengan prinsip *attenuasi* gelombang, dimana suatu gelombang akan melemah seiring dengan bertambahnya kedalaman atau jauhnya jarak yang ditempuh.



Gambar 2.8 Mekanisme penjalaran gelombang berdasarkan prinsip *Huygens* (Gadallah Dan Fisher, 2009).

### 2.4.3 Prinsip Fermat

Fermat menyatakan bahwa suatu gelombang akan merambat dari satu tempat menuju tempat lainya melalui medium dengan waktu perambatan yang tersingkat. Dalam prinsip ini menjelaskan pula bahwa jalur tersingkat yang akan dilalui gelombang bukan diartikan sebagai jarak tetapi sebagai waktu. Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.9.



Gambar 2.9 Prinsip Fermat (Agus Abdullah, 2007).

Pada gambar tersebut menunjukkan indeks variasi dari zona kecepatan yang akan dilalui gelombang. Dapat diketahui dari gambar tersebut bahwa suatu gelombang lebih memilih jalur perambatan dengan area kecepatan yang tinggi dan akan menghindari area dengan kecepatan yang lebih rendah.

## 2.5 Impedansi Akustik dan Koefisien Refleksi

### 2.5.1 Impedansi Akustik

Proses terjadinya penjalaran gelombang di bawah permukaan bumi dipengaruhi oleh kemampuan suatu batuan untuk meloloskan atau memantulkan gelombang yang melewatinya. Impedansi akustik didefinisikan sebagai kemampuan batuan untuk melewatkan gelombang seismik yang melauinya. Secara fisis, impedansi akustik (AI)

adalah hasil perkalian antara gelombang primer ( $v_p$ ) dengan densitas batuan ( $\rho$ ). Semakin keras suatu batuan maka impedansi akustiknya semakin besar pula, sebagai contoh: batupasir yang sangat kompak memiliki impedansi akustik yang lebih tinggi dibandingkan dengan batulempung. Berikut ini merupakan persamaan dari impedansi akustik:

$$AI = \rho v_p \quad (2.4)$$

Dimana:

$AI$  = Impedansi akustik ( $ms^{-1}kgm^{-3}$ )

$\rho$  = Densitas ( $kg/m^3$ )

$v_p$  = Kecepatan ( $m/s$ )

### 2.5.2 Koefisien Refleksi

Koefisien refleksi (RC) dapat didefinisikan sebagai kontras impedansi akustik antar dua lapisan. Secara sederhana dapat dikatakan bahwa koefisien refleksi merupakan selisih antara dua medium dengan nilai imepdansi akustik yang berbeda. Semakin besar perbedaan ataupun selisih dari kedua medium tersebut maka besarnya keofisien refleksi (RC) akan semakin besar pula. Secara matematis, koefisien refleksi dapat ditulis sebagai berikut:

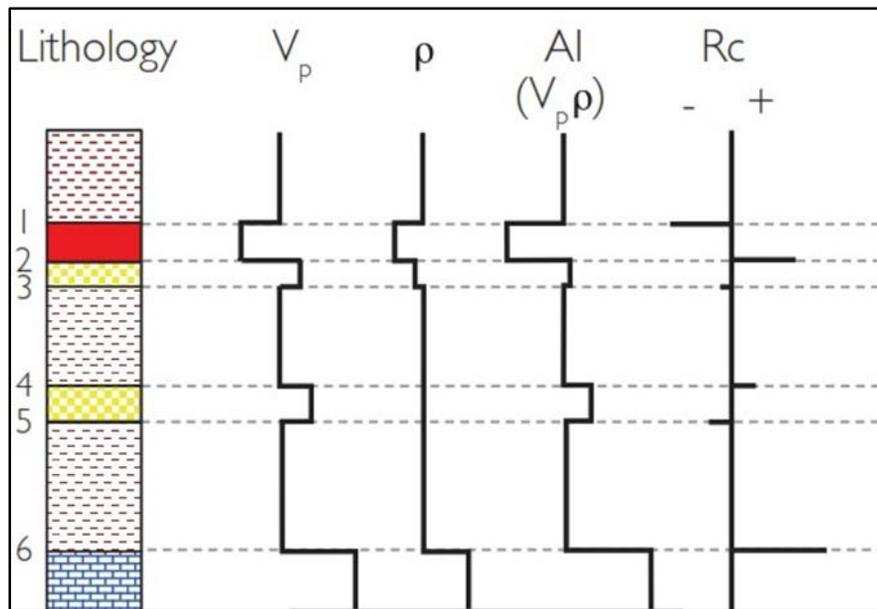
$$RC = \frac{AI_2 - AI_1}{AI_2 + AI_1} \quad (2.5)$$

Dimana:

$RC$  = Keofisien refleksi

$AI_1$  = Impedansi akustik lapisan atas

$AI_2$  = Impedansi akustik lapisan bawah



Gambar 2.10 Impedansi akustik dan koefisien refleksi (Simm dan Bacon, 2014).

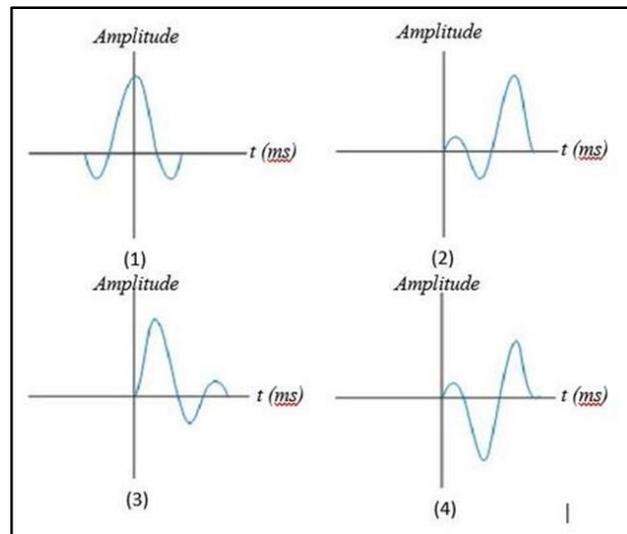
Dapat dilihat pada Gambar 2.10 bahwa impedansi akustik dan koefisien refleksi akan menunjukkan respon yang berbeda-beda. Hal tersebut dipengaruhi oleh adanya perbedaan litologi yang terukur. Adapun parameter yang sangat berperan untuk respon impedansi akustik dan koefisien refleksi adalah densitas batuan serta kecepatan gelombangnya.

## 2.6 Wavelet

*Wavelet* merupakan kumpulan dari sejumlah gelombang seismik yang memiliki amplitudo, frekuensi dan fasa tertentu (Sismanto, 2006). Jenis-jenis wavelet berdasarkan fasanya dapat dilihat pada Gambar 2.11. Berdasarkan konsentrasi energinya *wavelet* dapat dibagi atas beberapa jenis yaitu:

1. *Wavelet* berfase nol, *wavelet* jenis ini energinya terkonsentrasi ditengah gelombang dengan waktu tunda nya adalah nol.
2. *Wavelet* berfase maksimum, yang energinya terpusat secara maksimal dibagian belakang gelombang.

3. *Wavelet* berfase minimum yang energinya terkonsentrasi pada bagian depan gelombang.
4. *Wavelet* fase campuran, yaitu campuran dari ketiga kategori sebelumnya yang energinya tidak terpusat pada bagian depan maupun pada bagian belakang gelombang.



Gambar 2.11 Jenis *Wavelet* (1) *Wavelet* fasa nol, (2) *Wavelet* fasa maksimum, (3) *Wavelet* fasa minimum, (4) *Wavelet* campuran (Sukmono, 1999).

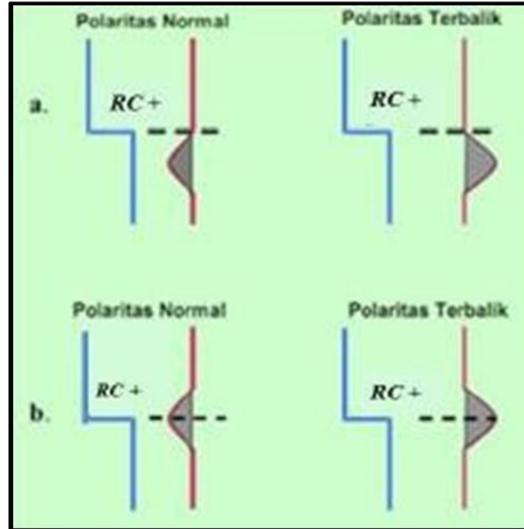
## 2.7 Polaritas Seismik

Polaritas merupakan penggambaran dari koefisien refleksi dalam bentuk gelombang yang bernilai positif atau negatif. Sukmono (2001), membagi kedua jenis polaritas menjadi polaritas konvensi Amerika (SEG) dan konvensi Eropa yang polanya saling berkebalikan. Dari kedua jenis polaritas tersebut, polaritas konvensi Amerika (SEG) yang sering digunakan sebagai polaritas standar. Polaritas normal dan terbalik menurut SEG dapat dilihat pada Gambar 2.12. Badley dan Michael mendefinisikan polaritas normal dan terbalik menurut SEG (*Society of Exploration Geophysicist*) sebagai berikut:

1. Sinyal yang memiliki polaritas positif menandakan adanya kenaikan impedansi akustik, direkam dengan angka negatif pada perekam dan memiliki defleksi

gelombang negatif pada monitor lalu ditampilkan sebagai lembah (*trough*) pada tampilan seismik.

2. Sedangkan sinyal yang memiliki polaritas negatif menandakan adanya penurunan nilai impedansi akustik, dinyatakan dengan puncak (*peak*).



Gambar 2.12 Polaritas normal dan terbalik menurut SEG, (A) pada *minimum phase* dan (B) pada *zero phase* (Sukmono, 1999).

## 2.8 Tras Seismik

Tras seismik merupakan data seismik yang terekam oleh satu penerima sinyal gelombang (*receiver*). Tras seismik mampu menggambarkan model dasar dibawah permukaan bumi dalam bentuk model satu dimensi. Secara matematis, tras seismik dapat ditulis sebagai berikut:

$$S(t) = W(t) * r(t) + n(t) \quad (2.6)$$

Dimana:

$S(t)$  = Tras seismik

$W(t)$  = *Wavelet* seismik

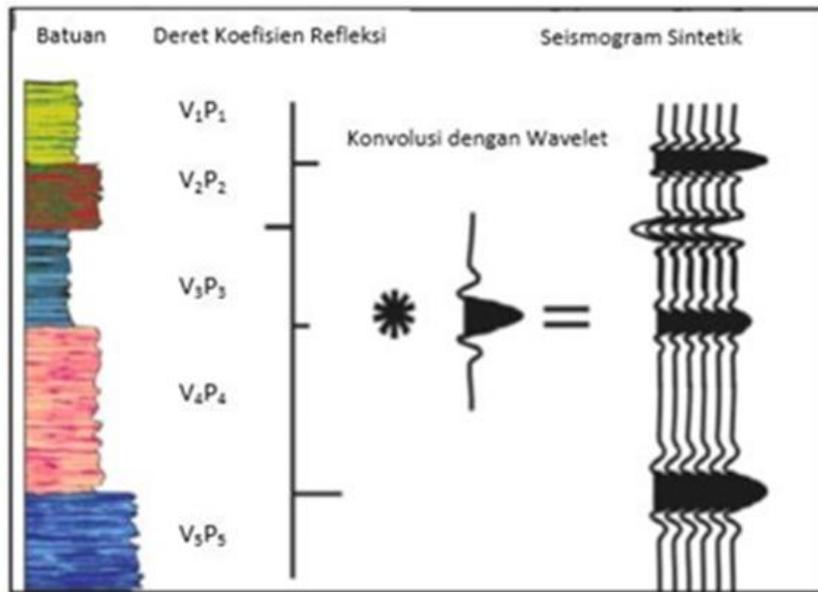
$r(t)$  = Reflektivitas bumi

$n(t)$  = *Noise*

Dari persamaan tersebut dapat dikatakan bahwa tras seismik juga merupakan hasil konvolusi dari *wavelet* seismik dengan reflektivitas bumi ditambahkan dengan *noise*. Tanda (\*) dinyatakan sebagai konvolusi (Russel, 1996).

## 2.9 Seismogram Sintetik

Sintetik seismogram merupakan rekaman seismik buatan yang dibuat dari data sumur, yaitu *log* kecepatan dan *log* densitas (Kearney et al., 2002). Selanjutnya data kecepatan dan densitas akan membentuk deret fungsi koefisien refleksi. Koefisien refleksi yang dikonvolusikan dengan *wavelet* akan membentuk tras seismik buatan atau biasa disebut sintetik seismogram. Proses pembuatan sintetik seismogram dapat dilihat pada Gambar 2.13.



Gambar 2.13 Sintetik seismogram yang didapat dengan mengkonvolusikan koefisien refleksi dengan *wavelet* (Sukmono,1999).

## 2.10 Data sumur (*Log*)

(Harsono, 1997) mendefinisika *Log* merupakan suatu grafik kedalaman (bisa juga waktu) dari suatu data yang menunjukkan parameter yang diukur secara berkaitan di dalam sebuah sumur. Data sumur diperlukan untuk realisasi dari data seismik sebagai tolak ukur geologi pada suatu daerah eksplorasi. Sebuah sumur tidak selalu mempunyai data *log* secara menyeluruh, melainkan bergantung pada keperluan data pada suatu sumur. Data sumur (*log*) memiliki beberapa jenis dan mempunyai fungsinya masing-masing. Fungsi *log* berdasarkan jenisnya dapat dijelaskan sebagai berikut.

### 2.10.1 *Log Gamma Ray*

*Log gamma ray* (GR) adalah suatu *log* yang mampu mengukur besarnya kandungan radioaktif yang terdapat dalam suatu batuan. Unsur radioaktif alami yang terkandung dalam batuan biasanya berupa Uranium (U), Thorium (Th), dan Potassium (K). Radiasi yang dihasilkan oleh ketiga unsur tersebut memiliki tingkat radiasi yang tinggi. Secara umum, unsur radioaktif lebih berpusat di dalam serpih yang bersifat impermeabel dan sedikit terdapat dalam batuan karbonat atau pasir yang bersifat permeabel. Oleh sebab

itu log gamma ray dapat digunakan untuk memisahkan litologi antara reservoir dengan batuan lain disekitarnya.

### **2.10.2 Log Neutron Porosity dan Log Densitas**

*log Neutron Porosity* pada dasarnya hanya mengukur kandungan hidrogen pada pori batuan, dan tidak mengukur porositas yang sesungguhnya dari suatu batuan. Namun, semakin berpori batuan maka semakin tinggi pula kandungan hidrogen yang dimilikinya. Untuk mengantisipasi ketidakpastian tersebut, maka diperlukan pula data pendukung lain, yaitu *log densitas*. *Log densitas* merupakan hasil pengukuran suatu densitas secara keseluruhan dari matriks batuan dan fluida yang terdapat pada pori batuan. Oleh karena itu, hasil kolaborasi antara *log neutron* dan *log densitas* dapat mempermudah untuk mengetahui litologi batuan dan fluida yang dikandung oleh batuan.

### **2.10.3 Log Sonic**

Konsep dari *log sonic* yaitu memanfaatkan kecepatan rambat dari gelombang suara. Gelombang akan diinjeksikan dari sumber dan diterima kembali oleh *receiver* dengan rentang waktu tertentu. Rentang waktu tersebut dapat berubah-ubah berdasarkan pada jenis dan porositas batuan. Sehingga *log sonik* sering digunakan untuk mengetahui porositas litologi.

### **2.10.4 Log resistivitas**

Secara teori, resistivitas dapat diartikan sebagai lawan sifat dari konduktivitas. Karena hubungan yang saling berbanding terbalik tersebut, maka mekanisme kerja dari *log resistivitas* memanfaatkan sifat konduktivitas suatu batuan. Semakin tinggi tingkat konduktivitas batuan maka akan semakin kecil harga dari resistivitasnya, dan juga berlaku sebaliknya. Secara umum, *log resistivitas* digunakan untuk mengetahui kandungan fluida, nilai *log resistivitas* yang tinggi bertanda keberadaan dari zona hidrokarbon.

### 2.10.5 Checkshot

Data *checkshot* berfungsi untuk mendapatkan informasi hubungan fungsi kedalaman yang terukur oleh data sumur, dan fungsi waktu yang didapat dari data seismik. Data *checkshot* yang dimiliki harus melewati proses koreksi terlebih dahulu. Setelah itu *checkshot* yang telah terkoreksi akan digunakan pada tahapan selanjutnya.

## 2.11 Porositas

Menurut Harsono (1997), porositas merupakan rasio antara ruang pori pada batuan dengan volum totalnya. Pada reservoir, porositas dapat menggambarkan seberapa besar ruang yang tersedia untuk ditempati oleh fluida, baik itu minyak ataupun gas. Ada berbagai macam teknik perhitungan porositas, salah satunya porositas densitas yang dinotasikan sebagai ( $\phi_D$ ). porositas densitas dapat diketahui menggunakan persamaan berikut ini:

$$\phi_D = \frac{\rho_{ma} - \rho_{bulk}}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (2.7)$$

Dengan keterangan:

$\phi_D$  = Porositas densitas

$\rho_{ma}$  = Densitas matriks batuan (g/cc)

$\rho_{bulk}$  = Densitas bulk yang terukur pada log RHOB (g/cc)

$\rho_f$  = Densitas fluida (g/cc)

Tabel 2.1 Kualitas Reservoir (Koesomadinata,1978).

Nilai Porositas	Skala
0-5%	Diabaikan
5-10%	Buruk
10-15%	Cukup
15-20%	Baik
20-25%	Sangat Baik
>25%	Istimewa

### 2.12 Well Seismic Tie

*Seismik Well Tie* merupakan suatu proses pengikatan pada data sumur terhadap data seismik. Data seismik umumnya terukur dalam satuan pengukuran berupa waktu (*TWT*) sedangkan data sumur berada dalam satuan pengukuran berupa kedalaman (*depth*). Pengikatan ini sebenarnya ditujukan agar nantinya tidak terjadi kesalahan interpretasi litologi batuan antar lapisan pada data sumur.

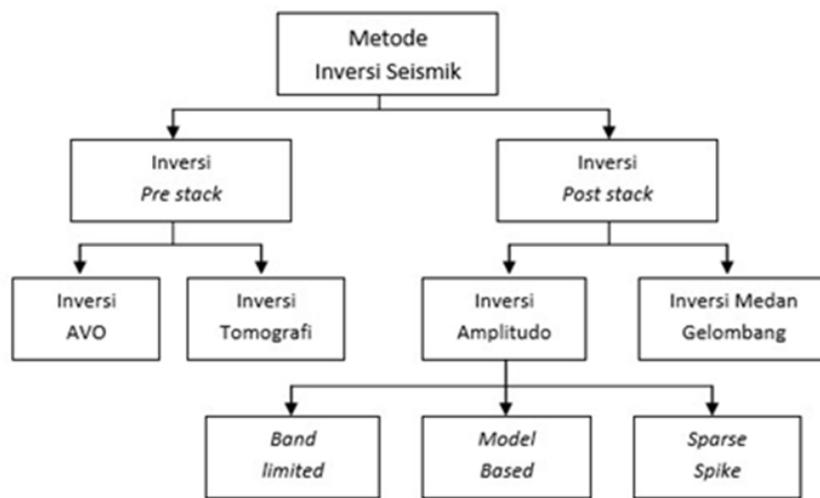
### 2.13 Inversi Seismik

Dikutip dari Simm dan Bacon (2014) inversi seismik merupakan suatu usaha untuk merubah data seismik yang semula merupakan amplitudo sebagai fungsi waktu menjadi impedansi akustik (*AI*) sebagai fungsi waktu. Pengertian secara lebih spesifik dapat didefinisikan sebagai suatu teknik pembuatan model bawah permukaan dengan menggunakan data seismik sebagai *input* dan data sumur sebagai kontrol.

Inversi adalah proses pemodelan geofisika yang dilakukan untuk memprediksi informasi sifat fisis bumi berdasarkan informasi rekaman seismik yang diperoleh.

Penerapan metode inversi dimulai dengan asumsi model awal hasil *picking* yang dilakukan iterasi. Tras yang dihasilkan dari data sintetik akan dibandingkan dengan tras seismik asli sehingga didapatkan selisih nilai *error*. Selisih tersebut apabila kecil maka akan menghasilkan model yang menyerupai keadaan aslinya (Russel, 2008).

Ada tiga macam metode inversi yang umum dipakai dalam melakukan inversi data seismik saat ini. Secara umum, diagram alir sebuah metode inversi akan mengikuti pola sebagai berikut:



Gambar 2.14 Berbagai macam metode inversi seismik (Russel, 1991).

### 2.13.1 Inversi *Model Based*

Konsep dasar metode ini adalah membuat model geologi dan membandingkannya dengan data seismik yang sebenarnya. Hasil perbandingan tersebut digunakan secara iteratif memperbaharui model untuk menyesuaikan dengan data seismik (Russel, 1998). Keuntungan dari metode inversi seismik *model based* yaitu proses inversi tidak dilakukan secara langsung dari data seismik melainkan menginversi model geologinya dan diperbaharui secara iteratif. Selain itu, kelebihan lainnya adalah hasil yang diperoleh menjadi lebih akurat sebab adanya kehadiran frekuensi rendah yang diperoleh dari data sumur dan memiliki nilai impedansi akustik yang cukup kontras sehingga dapat mempermudah dalam menentukan batas atas dan bawah dari zona target.

## 2.14 Analisis Multiatribut

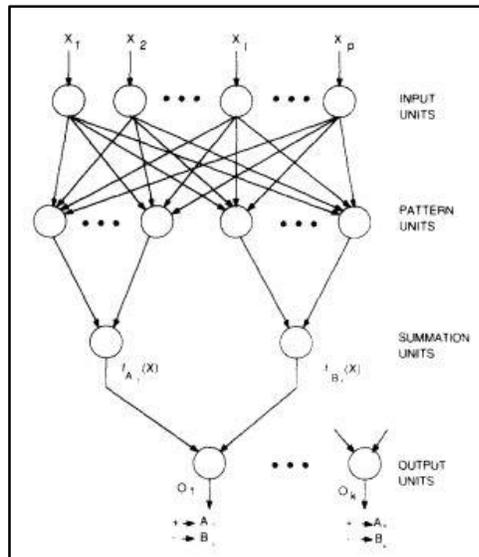
Analisis multiatribut seismik merupakan metode geostatik yang memakai lebih dari satu atribut untuk memprediksi beberapa dari properti fisik bumi (Russel et al., 1997). Pada proses analisis multiatribut dicari hubungan antara data log dengan data seismik pada lokasi sumur. Selanjutnya, hubungan tersebut dapat mengestimasi volume dari properti *log* pada semua lokasi dari volume seismik. secara umum diketahui tiga sub-kategori utama pada teknik analisa multiatribut geostatistik, diantaranya:

1. Perluasan dari *co-kriging* yang menggunakan lebih dari satu atribut sekunder dalam memprediksikan parameter utama.
2. Metode yang digunakan dalam memprediksi suatu parameter secara linear dari atribut input yang telah diberi bobot dengan menggunakan matriks kovariansi.
3. Metode dengan menggunakan teknik optimisasi non-linear atau *Artificial Neural Networks* (AANs) yang mengkombinasikan beberapa atribut seismik menjadi perkiraan dari parameter sesuai dengan yang diinginkan.

Analisa multiatribut yang akan digunakan pada penelitian kali ini adalah *probabilistic neural network* dan termasuk dalam kategori metode yang ketiga.

## 2.15 Multiatribut *Probabilistic Neural Network* (PNN)

Metode *Neural network* merupakan pilihan lain yang dapat digunakan dalam proses multiatribut. *Probabilistic neural network* (PNN) termasuk kedalam salah satu pilihan dari metode *neural network*, metode ini menggunakan teknik interpolasi secara matematis. PNN mengasumsikan setiap keluaran *log* baru sebagai kombinasi linier dari nilai *log* dalam data training. PNN merupakan metode yang dapat memanfaatkan persamaan non-linier untuk mendapatkan nilai korelasi yang baik dan resolusi yang tinggi. Metode ini terdiri dari beberapa layer, diantaranya:



Gambar 2.15 Klasifikasi pola untuk *probabilistic neural network* (D.F.Spect, 1990).

Perhitungan secara matematis dari *probabilistic neural network* dapat ditunjukkan pada persamaan berikut:

$$L'(x) = \frac{\sum_{i=1}^n L_i \exp(-D(x, x_i))}{\sum_{i=1}^n \exp(-D(x, x_i))} \quad (2.8)$$

L adalah nilai prediksi porositas pada setiap titik sampel pada volum seismik. Jumlah dari titik pelatihan dipengaruhi oleh faktor n. Sedangkan  $D(x, x_i)$  adalah jarak antara input data dan setiap titik pelatihan.