

**IDENTIFIKASI RESERVOAR GAS HIDRAT DAN GAS BEBAS
MENGUNAKAN DATA 2-D SEISMIC REFLEKSI MULTICHANNEL
DI CEKUNGAN BUSURMUKA SIMEULEU, SUMATERA**

TESIS

Eko Triarso
NPM : 0606001241



**UNIVERSITAS INDONESIA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM PASCASARJANA FISIKA
KEKHUSUSAN GEOFISIKA RESERVOAR
JAKARTA
2009**

**IDENTIFIKASI RESERVOAR GAS HIDRAT DAN GAS BEBAS
MENGUNAKAN DATA 2-D SEISMIC REFLEKSI MULTICHANNEL
DI CEKUNGAN BUSURMUKA SIMEULEU, SUMATERA**

TESIS

Diajukan sebagai salah satu syarat untuk
memperoleh gelar Magister Sains

Eko Triarso
NPM : 0606001241



**UNIVERSITAS INDONESIA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM PASCASARJANA FISIKA
KEKHUSUSAN GEOFISIKA RESERVOAR
JAKARTA
2009**

**JUDUL : IDENTIFIKASI RESERVOAR GAS HIDRAT DAN GAS BEBAS
MENGUNAKAN DATA 2-D SEISMIC REFLEKSI MULTICHANNEL
DI CEKUNGAN BUSURMUKA SIMEULEU, SUMATERA**

**NAMA : EKO TRIARSO
NPM : 0606001241**

Telah disetujui oleh :

**Dr. Abdul Haris
Pembimbing I**

**Dr. Udrekh
Pembimbing II**

**Prof. Dr. Suprajitno Munadi
Penguji**

**Dr. Waluyo
Penguji**

**Dr. Ricky Adi Wibowo
Penguji**

**Program Magister Fisika
Program Pascasarjana FMIPA UI**

Ketua,

**Dr. Dedi Suyanto
NIP. 130 935 271**

HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

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

Nama : Eko Triarso

NPM : 0606001241

Tanda Tangan :

Tanggal : 05 Juni 2009

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

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

Nama : Eko Triarso
NPM : 0606001241
Program Studi : Magister Sains
Departemen : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Jenis karya : Tesis

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

Identifikasi Reservoar Gas Hidrat Dan Gas Bebas Menggunakan Data 2-D Seismik Refleksi Multichannel di Cekungan Busurmuka Simeuleu, Sumatera.

Beserta perangkat yang ada (jika diperlukan). Dengan Hak Bebas Royalti Noneksklusif ini Universitas Indonesia berhak menyimpan, mengalihmedia/formatkan, mengelola dalam bentuk pangkalan data (database), merawat, dan mempublikasikan tugas akhir saya tanpa meminta izin dari saya selama tetap mencantumkan nama saya sebagai penulis/pencipta dan sebagai pemilik Hak Cipta.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya.

Dibuat di : Jakarta
Pada Tanggal : 05 Juni 2009
Yang menyatakan

(Eko Triarso)

KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadiran Allah SWT atas rahmat dan karunianya yang berlimpah, sehingga penulis dapat menyelesaikan tesis ini sebagai syarat dalam menyelesaikan pendidikan Program Pascasarjana, Universitas Indonesia, di Jakarta.

Penulis juga menghaturkan juga ucapan terimakasih dan penghargaan yang tulus kepada:

1. **Dr. Abdul Haris**, sebagai pembimbing atas diskusi yang selalu mendukung, memotivasi, dengan sabar memberikan arahan dan bimbingan selama mengerjakan tugas akhir serta memberikan jawaban atas berbagai pertanyaan yang dihaturkan penulis,
2. **Dr. Udrekh**, sebagai pembimbing yang dengan sabar dan tekun selalu memberikan bimbingan dalam mengerjakan tugas akhir.
3. **Dr. Dedi Suyanto**, sebagai Ketua Program Pascasarjana Fisika, Universitas Indonesia,
4. **Prof. Dr. Suprajitno Munadi, Dr. Waluyo dan Dr. Ricky Adi Wibowo** sebagai Tim Penguji Tesis,
5. **Dr. Budi Sulisty**, sebagai Kepala Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Non Hayati, Badan Riset Kelautan dan Perikanan yang telah memberikan ijin dalam melaksanakan pendidikan ini,
6. **Dr. Yusuf Surachman, MSc**, sebagai Kepala Pusat Teknologi Inventarisasi Sumberdaya Alam (TISDA-BPPT), atas dukungan baik data maupun fasilitas pemrosesan data,
7. Para dosen pascasarjana Geofisika Reservoir, yang tetap berdedikasi tinggi mendidik kami,
8. Bapak A. Sulaiman, M.Si dan Ibu Sumirah yang telah memberikan masukan dalam mengerjakan tesis ini,
9. Bapak Suparman dan para staff program pascasarjana Geofisika Reservoir di Salemba, yang selalu membantu akomodasi selama perkuliahan,
10. Tim Neonet atas seluruh fasilitas yang digunakan dalam penelitian ini,

11. Semua teman-teman Geofisika Reservoir UI angkatan 2006,
12. Dan yang terakhir, ucapan terimakasih ditujukan penulis untuk keluarga saya atas dorongan semangatnya, Orang tua (Ayah dan Ibu Kami), Istri (Farieza Riksazanny) dan anak-anak kami (Thariq, Ajeng dan Tara).

Semoga Allah SWT membalas segala kebaikan, bantuan yang telah mereka berikan kepada penulis, baik yang berupa moral maupun material, dalam menyelesaikan pendidikan di Program Pascasarjana, Universitas Indonesia.

Penulis menyadari bahwa Thesis ini masih jauh dari sempurna, oleh karenanya penulis mengharapkan kritik dan saran membangun dari para pembaca demi penyempurnaan tulisan ini. Walaupun demikian penulis berharap mudah-mudahan tulisan ini bermanfaat bagi semua pihak yang membacanya.

Jakarta, Juni 2009

Penulis

ABSTRAK

Nama : Eko Triarso
Program Studi : Magister Fisika
Kekhususan : Geofisika Reservoir
Judul Tesis : Identifikasi Reservoir Gas Hidrat Dan Gas Bebas
Menggunakan Data 2-D Seismik Refleksi Multichannel
di Cekungan Busurmuka Simeuleu, Sumatera.

Gas hidrat merupakan sumberdaya energi potensial di masa yang akan datang dimana potensinya melebihi sumberdaya energi konvensional yang ada saat ini seperti minyak, gas dan batu bara. Dengan bertambahnya kebutuhan sumberdaya energi ini maka akan meningkatkan pula eksplorasi yang menjadikan minat riset di bidang ini terus berkembang.

Bottom Simulating Reflector (BSR) muncul pada penampang seismik yang merupakan suatu indikasi akan hadirnya gas hidrat pada lapisan bawah permukaan laut. Kehadiran gas hidrat dapat meningkatkan *velocity* gelombang seismik yang melalui reservoir gas hidrat. Efek ini akan dapat memperlihatkan kenampakan kontras impedansi akustik antara hidrat yang terdapat pada sedimen dengan kecepatan rendah yang dihasilkan dari sedimen yang berisi gas yang dikenal sebagai *Bottom Simulating Reflector* (BSR) pada profil sedimen laut.

Konsep AVO (*Amplitudo Versus Offset*) yang mengamati perubahan amplitudo terhadap *offset* dalam suatu data *CDP gather* dapat memberikan informasi adanya BSR yang berasosiasi dengan gas hidrat.

Untuk mengetahui model geologi yang berasosiasi dengan BSR telah dibuat pemodelan seismik. Respon dari pemodelan seismik diamati berdasarkan konsep AVO analisis terutama pada *angle gather* yang mengindikasikan adanya BSR.

Kata Kunci: Gas hidrat, *Bottom Simulating Reflector* (BSR), AVO, model geologi

ABSTRACT

Name : Eko Triarso
Program Study : Magister of Physics
Specialist : Reservoir Geophysics
Title : Identification Gas Hydrate and Free Gas Reservoir
Using Seismic Reflection Multichannel 2-D Data in
Simeuleu Forearc Basin, Sumatera.

Gas hydrate is potential energy resources in the future which more potential than existing conventional energy resources like oil, gas and coal deposits. Increasing necessity of energy resources will increase interest of exploration so enthusiasms for research in this area will growth.

Bottom Simulating Reflector (BSR) appearance in seismic profile known as tool to identify the presence of gas hydrate in sea bed. The presence of gas hydrate will increase velocity of seismic wave through reservoir gas hydrate. This effect will make contrast acoustic impedance between gas hydrate bearing sediment with lower velocity from gas-filled sediment as known as bottom simulating reflector (BSR) in seabed profile.

AVO concept (amplitude Versus Offset) based on the amplitude variation with increasing offset can detect the existence of BSR which associated with gas hydrate.

Seismic modeling has been made to find out geological model which is associated with BSR. Response of seismic modeling can be determined base on AVO analysis concept particularly on angle gather which is indicating the existence of BSR.

Key words: *Gas hydrate, Bottom Simulating Reflector (BSR), AVO, geological model*

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	
HALAMAN PERSETUJUAN	
HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS	
HALAMAN PERSETUJUAN PUBLIKASI TUGAS AKHIR	
KATA PENGANTAR	vi
ABSTRAK	viii
DAFTAR ISI	x
DAFTAR GAMBAR	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian	2
1.3 Ruang Lingkup Penelitian	2
1.4 Daerah Penelitian	3
1.5 Sistematika Penulisan	3
BAB II TINJAUAN GEOLOGI	5
2.1. Geologi Regional	5
2.2. Cekungan Busurmuka Simeuleu	7
BAB III TEORI DASAR	10
3.1. Gas Hidrat	10
3.1.1. Pengenalan Gas Hidrat	10
3.1.2. BSR dan Properti Fisis Gas Hidrat	14
3.2. Sifat Fisis Batuan	14
3.2.1. Porositas (ϕ)	14
3.2.2. Densitas (ρ)	15
3.2.3. Kecepatan Gelombang P (V_p) dan Kecepatan Gelombang S (V_s)	16

3.2.4. Poisson Rasio (σ)	17
3.3. AVO	19
3.3.1. Teori AVO	19
3.3.2. Penyederhanaan Persamaan Zoppritz	21
3.3.2.1. Aki dan Ricahard (1980)	21
3.3.2.2. Shuey (1985)	22
3.3.3. Analisis AVO	23
3.3.3.1. Klasifikasi Rutherford dan Williams	24
3.3.3.1.1. Kelas I (<i>high impedance contrast sand</i>)	25
3.3.3.1.2. Kelas II (<i>near-zone impedance contrast sands</i>)	26
3.3.3.1.3. Kelas III (<i>low impedance contrast sands</i>)	26
3.3.3.1.4. Kelas IV (<i>low impedance contrast sands</i>)	26
3.3.3.2. Transformasi dari domain jarak ke domain sudut	26
3.3.4. Atribut-atribut AVO	28
3.3.4.1. Intercept (A)	28
3.3.4.2. Gradien (B)	28
3.3.4.3. Intercept*Gradien (A*B)	28
3.3.4.4. Pseudo Poisson Rasio	29
3.3.4.5. Angle stack Limited	29
3.4. Faktor-Faktor yang mempengaruhi Amplitudo	29
3.4.1. Faktor Geometri (Spherical Spreading)	30
3.4.2. Faktor Atenuasi dan Interferensi	30
3.4.3. Efek Tuning	31
3.4.4. Pengaruh bidang batas antar lapisan	31
3.4.5. Faktor Teknis	31
BAB IV METODOLOGI PENELITIAN	32
4.1. Data	32
4.2. Pengolahan Data	32
4.2.1. SEG-D input dari tape	33
4.2.2. Geometry Building dan CDP Sorting	33
4.2.3. Filter	33

4.2.4. Analisis Velocity	34
4.2.5. Post-Stack Time Migration	37
4.3. Pengolahan AVO	38
4.3.1. Maksimum Angle	38
4.3.2. Grafik respon AVO	39
4.3.3. Atribut Intercept dan Gradien	39
4.3.3.1. Atribut Intercept	40
4.3.3.2. Atribut Gradien	40
4.3.3.3. Atribut Hasil Pemodelan Berdasarkan Angle Stack	40
4.3.3.4. Crossplot	41
4.3.3.5. Pemodelan AVO	43
BAB V. HASIL DAN PEMBAHASAN	45
5.1. Lintasan Seismik BGR-06-136	45
5.1.1. Basement	45
5.1.2. Sedimen	45
5.1.3. Bottom Simulating Reflector (BSR)	46
5.1.4. Tektonik	46
5.2. Kenampakan BSR Pada Cekungan Busurmuka Simeuleu	48
5.3. Analisis AVO	50
5.3.1. Penampang A*B stack	50
5.3.2. Penampang Pseudo Poisson Ratio Stack	51
5.3.3. Analisis Near Offset dan Far Offset	51
5.3.4. Crossplot Intercept dan Gradien	52
5.3.5. Analisis Bentuk Gelombang Seismik	54
BAB VI. KESIMPULAN	56
DAFTAR REFERENSI	57

DAFTAR GAMBAR

1.1	Lokasi penelitian di Cekungan Busurmuka Simeuleu, Sumatera	3
2.1	Kondisi Geologi dan Tektonik Regional wilayah Indonesia (Wilson, 2002). Batas tepian benua Indonesia menunjukkan pertemuan tiga lempeng yaitu lempeng Indo- Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Eurasia.	5
2.2	Penampang ideal dari kenampakan geologi pada sistem Subduksi Sunda	6
2.3	Cekungan Busurmuka Simeuleu yang berada di antara Pulau Sumatera dan Pulau Simeuleu, berarah Barat Laut – Tenggara dan Paralel dengan Sistem Sesar Sumatera.	8
2.4	Profil seismik BGR06-139 yang menunjukkan kondisi tektonik Cekungan Busurmuka Simeuleu	9
3.1	Ikatan Atom Gas Hidrat	10
3.2	Distribusi Karbon Organik di Bumi (Sumber: http://marine.usgs.gov/fact-sheets/gas-hydrates/title.html).	11
3.3	Kurva gas hidrat. Hidrat stabil dalam sedimen yang berwarna biru muda (ditandai dengan GHSZ- <i>Gas Hydrate Stability Zone</i>). (Sloan 1990).	12
3.4	Gas hidrat dalam berbagai bentuk pada GHSZ (JNOC-TRC,2002)	13
3.5	Karakteristik batuan yang ditentukan oleh tipe matriks bautan, porositas dan jenis fluida	15
3.6	Hubungan antara <i>offset</i> dengan sudut datang (θ) dan sinyal datang yang terekam dalam titik reflektor yang sama (Chiburis et al., 1993)	19
3.7	Refleksi dan transmisi gelombang P untuk sudut datang tidak sama dengan nol (Yilmaz, 2001)	20
3.8	Model dasar anomali AVO menggunakan lapisan pasir gas diantara dua lapisan shale (Rutherford & Williams, 1985 op.cit. Canning, 200)	24
3.9	Koefisien refleksi gelombang P pada top masing-masing pasir gas, klasifikasi menurut Rutherford dan Williams (1989)(Castagna et.al., 1998)	25
3.10	Amplitudo terhadap offset untuk klasifikasi Rutherford dan Williams (Rutherford dan Williams, 1985 op.cit.Canning, 2000)	25
3.11	(a) CDP <i>gather</i> daalam domain offset, (b) CDP <i>gather</i> dalam domain sudut datang	27
3.12	Faktor-faktor yang mempengaruhi amplitudo (O'Doherty dan Anstey, 1971, op.cit Munadi, 1993)	30
4.1	Geometri posisi GPS, <i>Air Gun</i> , dan <i>Streamer</i>	33
4.2	Velocity picking yang dilakukan pada setiap 20 CDP untuk mendapatkan nilai kecepatan <i>stack</i>	34
4.3	Data CDP <i>gather</i> yang telah terkoreksi NMO dan pada TWT 2140 terlihat adanya kenampakan anomali	36

4.4	Interval velocity yang memperlihatkan adanya low velocity yang mengakibatkan kontras impedansi akustik antara gas hidrat dengan gas bebas yang berada di lapisan bawahnya pada TWT 2140 mili detik	37
4.5	Sudut maksimum yang dihasilkan oleh <i>offset</i> terjauh yaitu 63°	38
4.6	Grafik respon AVO yang memperlihatkan adanya anomali	39
4.7	Kelas-kelas AVO dan <i>Crossplot</i> AVO (Simm et al., 2000)	43
4.8	Diagram alur pengolahan data	44
4.9	Diagram alur analisis AVO dan Model Geologi	44
5.1	Penampang seismik BGR06-136 yang berarah Barat Barat Daya – Timur Timur Laut yang memperlihatkan kondisi <i>basement</i> , sedimen, BSR dan Tektonik	47
5.2	Kenampakan BSR yang merupakan indikasi keberadaan gas hidrat berupa reflektor yang kuat, memotong stratigrafi, polaritas yang berbalik jika dibandingkan dengan dasar laut dan juga mengikuti pola dari permukaan dasar laut.	49
5.3	Penampang product $A*B$ yang berwarna merah menunjukkan nilai positif yang dimungkinkan terdapatnya gas bebas di bawah gas hidrat	50
5.4	Penampang <i>Pseudo Poisson Ratio</i> (A+B) menandakan nilai yang tinggi yang dapat diinterpretasikan sebagai daerah prospek.	51
5.5	Penampang <i>near dan far stack</i> yang menunjukkan adanya anomali AVO pada TWT 2140 mili detik	52
5.6	<i>Crossplot</i> antara <i>intercept</i> dan gradien yang merupakan zona gas kelas III dari klasifikasi Rutherford dan Williams (1989)	53
5.7	Penampang (cross section) hasil <i>crossplot</i> yang menunjukan adanya gas pada TWT 2140 mili detik	53
5.8	Model seismik yang dihasilkan dari pemodelan seismik dan real data	54
5.9	Model respon koefisien refleksi data real (garis merah) dan sintetik (garis biru)	55

BAB I

PENDAHULUAN

1.1. LATAR BELAKANG

Dengan meningkatnya kebutuhan sumber energi, gas hidrat merupakan salah satu energi alternatif pengganti sumber energi fosil seperti batubara, minyak dan gas bumi. Gas hidrat adalah gas alam yang bersenyawa dengan air dalam bentuk kristal es dimana lapisan es tersebut menutupi molekul gas yang terjebak didalamnya. Biasanya gas alam hidrat merupakan gas metan yang menjadi fokus utama dalam pembahasan ini. Gas hidrat menempati ruang pori-pori dari sedimen dan dapat berupa semen, perlapisan, nodul, butiran, *vein* atau *dyke* maupun sebagai material pengisi dari sedimen.

Metoda geofisika yang digunakan dalam melakukan eksplorasi yaitu metode seismik refleksi *multichannel*. Metoda ini cukup baik untuk dapat memberikan gambaran struktur dan perlapisan bawah permukaan dengan cukup detail dan akurat.

Bottom Simulating Reflector (BSR) merupakan satu indikasi akan hadirnya gas hidrat dalam sedimen laut. Kenampakan tersebut adalah kontras impedansi yang terjadi antara gas hidrat dengan keberadaan gas bebas yang berada di bagian bawahnya (Pecher I. A. dan Holbrook W.S, 2000). Ciri yang menunjukkan keberadaan BSR pada profil seismik adalah amplitudo yang tinggi, pembalikan polaritas, lapisan tersebut memotong stratigrafi dan mengikuti bentuk dasar laut.

Metoda analisis AVO adalah metoda analisis yang berdasarkan pada variasi amplitudo dengan bertambahnya *offset*. Metoda ini dapat mendeteksi gas bebas yang berada di bagian bawah dari gas hidrat. Sebagai hasil dari analisis AVO, diperoleh beberapa parameter yang dapat menunjukkan keberadaan hidrokarbon (gas) yaitu *Gradient*(A), *Intercept* (B), *Product* (A*B). Dengan melihat bentuk seismik data lapangan (real), maka dapat dicari model geologi (V_p ,

V_s , dan ρ). Sehingga akan dihasilkan respon seismik sintetik yang mirip dengan respon seismik dari data lapangan (real).

Survei Seismik Refleksi Multichannel yang dihasilkan berkat kerjasama antara Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT-Indonesia) dengan *Bundesanstalt Für Geowissenschaften und Rohstoffe* (BGR-Jerman) dalam ekspedisi SeaCause, yang dilaksanakan di perairan barat Sumatera menghasilkan 43 lintasan seismik refleksi. Dari data tersebut 3 lintasan yang berada di Cekungan Busurmuka Simeuleu yang diinterpretasikan keberadaan BSR sebagai indikasi keberadaan gas hidrat yaitu line BGR06-136, line BGR06-137 dan line BGR06-139. dalam studi ini line BGR06-136 merupakan lintasan yang dipilih untuk dilakukan studi gas hidrat dan gas bebas.

1.2. Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah mengidentifikasi keberadaan gas hidrat dan gas bebas menggunakan data 2-D seismik refleksi multichannel dengan melakukan pengolahan data seismik dan analisis AVO di Cekungan Busurmuka Simeuleu, Sumatera.

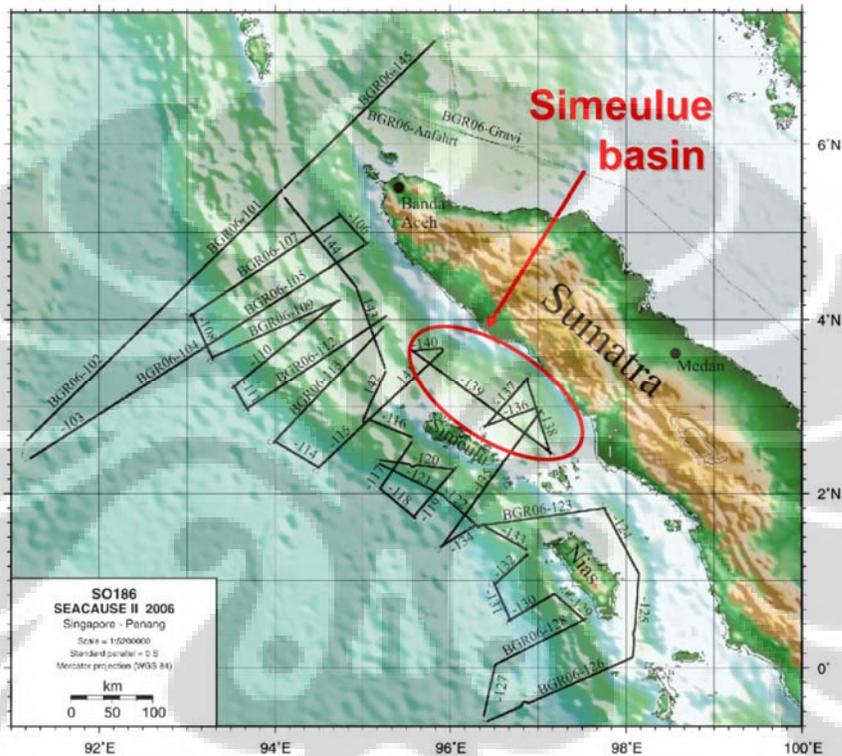
1.3. Ruang Lingkup Penelitian

Ruang lingkup penelitian ini meliputi beberapa bagian, diantaranya adalah:

1. Penelusuran literatur
2. Pengidentifikasian BSR yang berasosiasi dengan Gas Hidrat pada lintasan seismik
3. Penentuan lintasan seismik yang menjadi target untuk dilakukan proses selanjutnya
4. Pengolahan data seismik
5. Analisis AVO
6. Pembuatan model geologi (BSR yang berasosiasi dengan Gas Hidrat)

1.4. Daerah Penelitian

Daerah yang menjadi objek penelitian adalah Cekungan Busurmuka Simeuleu (Gambar 1.1), tepatnya di perairan barat Sumatera Utara yang merupakan cekungan busurmuka dari sistem subduksi Sunda.



Gambar 1.1. Lokasi penelitian di Cekungan Busurmuka Simeuleu, Sumatera

1.5. Sistematika Penulisan

Tugas akhir ini dibagi menjadi beberapa bab yaitu:

1. Pendahuluan, yang terdiri dari latar belakang, tujuan, lokasi penelitian dan sistematika penulisan.
2. Tinjauan Geologi, merupakan penjelasan singkat mengenai kondisi geologi daerah penelitian secara regional baik struktur maupun stratigrafi.
3. Teori dasar, merupakan acuan dalam analisa secara keseluruhan permasalahan dalam penelitian.

4. Metodologi penelitian, memberikan kerangka kerja yang dilakukan pada sistematika ini.
5. Hasil dan pembahasan, merupakan hasil dari penerapan metodologi penelitian terhadap data dan tujuan akhir yang ingin dicapai.
6. Kesimpulan dan saran, sebagai ringkasan mengenai hasil penelitian dan penutup.

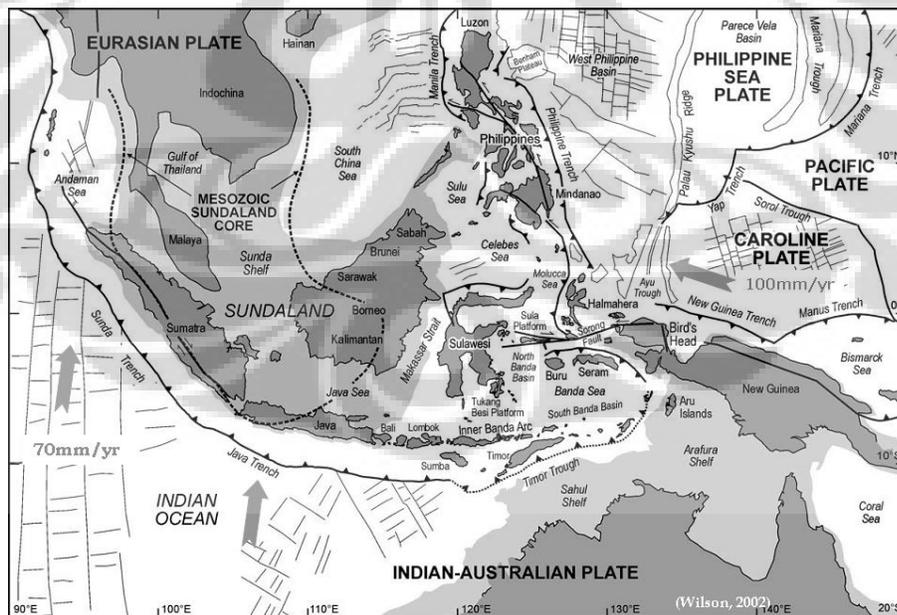


BAB II

TINJAUAN GEOLOGI

2.1. Geologi Regional

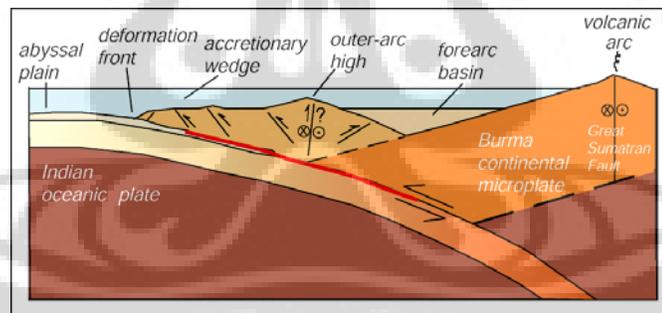
Geologi Indonesia merupakan busur kepulauan dipengaruhi oleh kegiatan tektonik yang sangat aktif. Hal tersebut terkait dengan pergerakan dinamis dari ketiga lempeng raksasa yang mengapit wilayah Indonesia yaitu lempeng Indo-Australia yang relatif bergeser ke utara, lempeng Eurasia di utara yang relatif stabil dan lempeng Pasifik di sisi timur yang bergerak relatif ke arah barat (gambar 2.1). Pergerakan lempeng tersebut selalu berubah secara dinamis setiap waktu, baik arah maupun besar vektornya sehingga menyebabkan busur kepulauan Indonesia sarat dengan berbagai produk proses dinamika bumi, baik pada masa lalu, saat ini dan masa mendatang.



Gambar 2.1. Kondisi Geologi dan Tektonik Regional wilayah Indonesia (Wilson, 2002). Batas tepian benua Indonesia menunjukkan pertemuan tiga lempeng yaitu Lempeng Indo-Australia, Lempeng Pasifik dan Lempeng Eurasia.

Tepian kontinen sepanjang selatan Jawa hingga bagian Barat Sumatera Utara merupakan bagian dari sistem subduksi Sunda yang memanjang dari Teluk Bengal dimana pada daerah ini merupakan tempat terakumulasinya sedimen Kipas Bengal, hingga ke Busur Banda (Hamilton, 1979).

Busur kepulauan Indonesia secara umum dicirikan oleh adanya, dari arah laut ke darat berturut-turut, lantai samudera (*abyssal plain*), palung (*trench atau deformation front*), *accretionary wedge*, pematang/tinggian busur luar (*outer arc ridge/high*) termasuk sesar Mentawai, cekungan busurmuka (*fore-arc basin*), busur gunungapi (*volcanic arc*) dan cekungan busur belakang (*back-arc basin*). Gambaran ideal yang memperlihatkan keratan geologi pada Subduksi Sunda diperlihatkan pada gambar 2.2. Palung Sunda terbentuk sepanjang pantai barat Sumatera, mulai dari selat Sunda menerus ke arah utara sampai bagian barat dari Sumatra bagian utara. Secara berangsur palung mendangkal dari kedalaman 6000m sampai pada kedalaman 5000m sementara itu sumbu paritan melebar sampai ke bagian dasar palung. Ukuran paritan melebar ke arah utara sedangkan sedimen pengisi paritan kurang terdeformasi dibandingkan dengan di palung sepanjang selatan Jawa.



Gambar 2.2. Penampang ideal dari kenampakan geologi pada sistem Subduksi Sunda

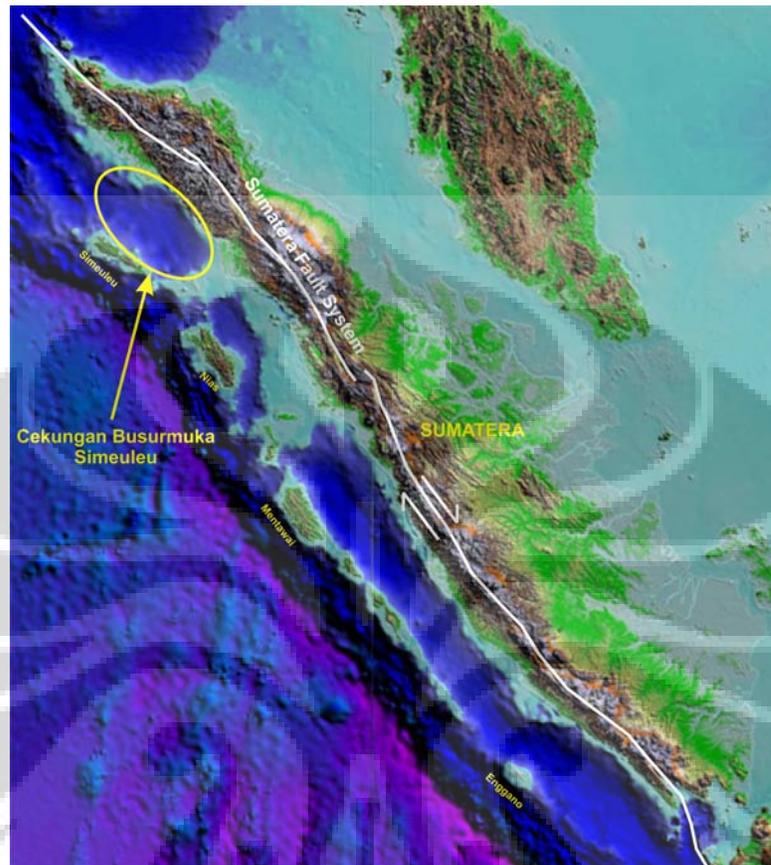
Diantara Palung laut dan busur gunungapi terdapat desakan sedimen yang kompleks oleh busur tinggian bagian luar (*outer arc high*) dimana sebagian timbul dan menjadi pulau (contoh: P. Nias, P. Siberut, P. Enggano). Diantara tinggian ini dan busur gunungapi terdapat cekungan busurmuka yang juga dapat dibagi menjadi beberapa sub cekungan. Menurut Dickinson (1995) cekungan ini terbentuk pada zaman Oligosen. Setidaknya Sumatera bagian Tenggara memiliki potensi hidrokarbon (Hoffmann-Rothe, 1994).

Dalam kaitannya dengan pelengkungan yang terjadi pada zona subduksi dari lempeng Indo-Australia dimana secara frontal di selatan Jawa dan pada bagian barat Selat Sunda terjadi *oblique*. Sumatera memiliki dua zona sesar geser yang cukup besar yaitu zona sesar geser Mentawai dan zona sesar geser Sumatera, dimana diantaranya terdapat dua rejim yang terbentuk yaitu rejim rotasi dan rejim ekstensi yang dapat mendukung pembentukan formasi dari cekungan-cekungan busurmuka.

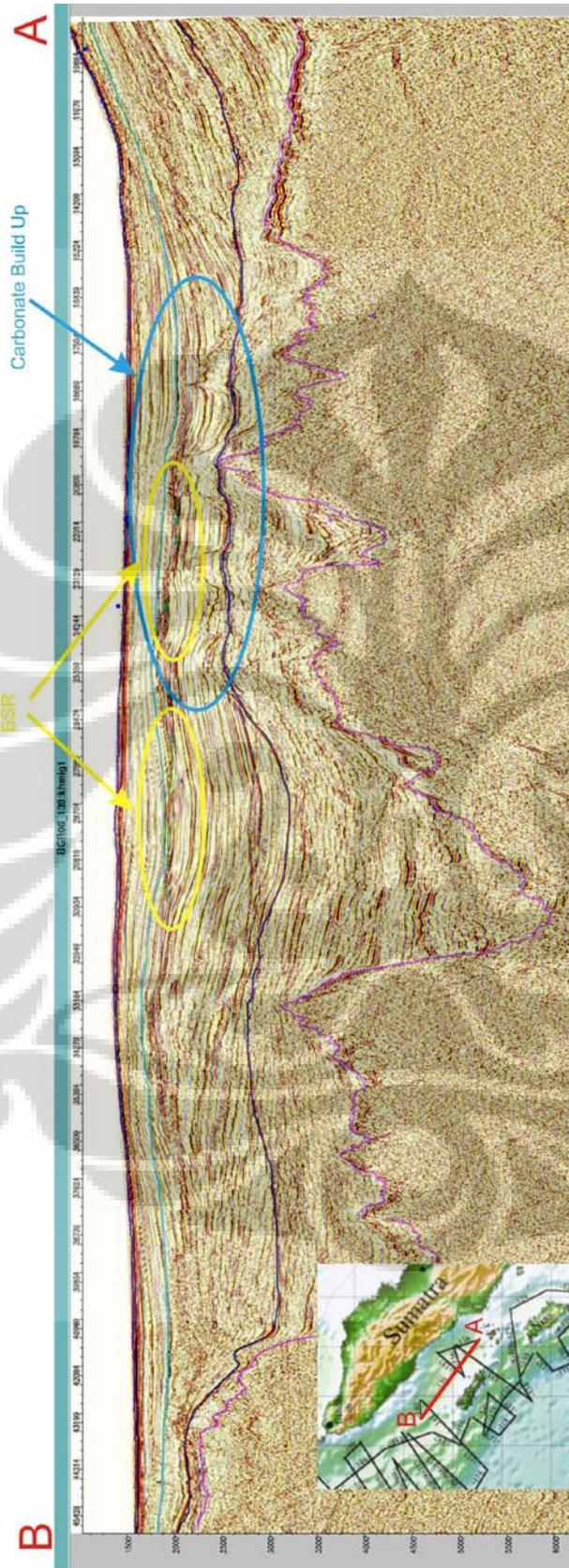
2.2. Cekungan Busurmuka Simeuleu

Cekungan busurmuka Simeuleu terletak diantara pulau Simeuleu dan pulau Sumatera, berarah Barat Laut –Tenggara yang paralel dengan sistem sesar Sumatera (Gambar 2.3). Pada cekungan Simeuleu terdapat 3 ketidakselarasan utama (Gambar 2.4), ketidakselarasan pertama yang paling bawah menunjukkan batas antara sedimen Neogen dengan akustik *basement* dan lapisan bagian atasnya terlihat jelas *onlap* terhadap ketidakselarasannya. Ketidakselarasan kedua atau yang terletak ditengah berumur Miosen tengah hingga Miosen atas dan berhubungan dengan *relative sea-level lowstand* yang menghasilkan erosi pada bagian permukaannya. Pada bagian utara dan selatan cekungan terdapat perbedaan pada sedimen yang berada diatas ketidakselarasan ini. Di cekungan bagian selatan terdapat kenampakan *carbonate build-up* atau *reef complex*, sedangkan pada bagian utara cekungan tidak ada. Ketidakselarasan yang ketiga diperkirakan berumur Pliosen Pleistosen yang dicirikan pada bagian atasnya terdapat sekuen sedimen yang termuda dengan struktur *onlap* dan *downlap* yang dicirikan dengan perubahan pengendapan sedimen dari lempung ke batupasir.

Deformasi yang terjadi di cekungan busurmuka Simeuleu sangat kompleks. Dari korelasi antiklin yang ada dibagian barat dari cekungan diperkirakan struktur yang berkembang memiliki arah yang sejajar. Bentuk antiklin yang mirip dengan sesar geser (*wrench fault*) yang merupakan deformasi *oblique* (Sesar Mentawai) (Bergelar, et.al, 2006).



Gambar 2.3. Cekungan Busurmuka Simeuleu yang berada di antara Pulau Sumatera dan Pulau Simeuleu, berarah Barat Laut – Tenggara dan paralel dengan Sistem Sesar Sumatera



Gambar 2.4. Profil Seismik BGR06-139 yang menunjukkan kondisi tektonik Cekungan Busumuka Simeuleu

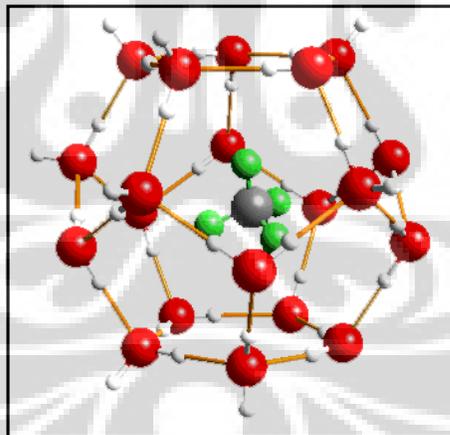
BAB III

TEORI DASAR

3.1. Gas Hidrat

3.1.1. Pengenalan Gas Hidrat

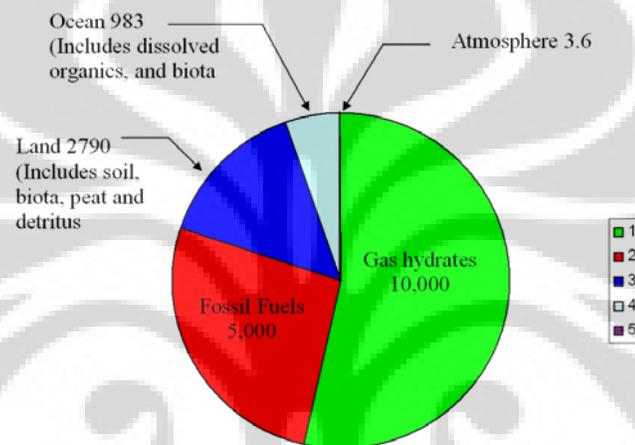
Gas hidrat merupakan gas alam yang bersenyawa dengan air dalam bentuk kristal es dimana lapisan es tersebut menutupi molekul gas yang terjebak didalamnya dan biasanya berupa metan, oleh sebab itu gas hidrat sering juga disebut dengan metan hidrat (Sloan, 1998, op.cit. Bünz et al, 2003). Metan hidrat ini berbentuk padat dan terbentuk oleh molekul CH_4 yang dikelilingi oleh air (H_2O) dimana terdapat 20 molekul H_2O yang akan mengelilingi sebuah molekul CH_4 (gambar 3.1).



Gambar 3.1. Ikatan Atom Gas Hidrat

Jumlah gas alam yang berbentuk hidrat ini di bumi jauh lebih besar dibandingkan dengan jenis bahan bakar fosil lainnya sehingga hal ini sangat memungkinkan untuk menutupi kebutuhan energi dunia hingga ratusan tahun kedepan. Gas hidrat diperkirakan memiliki cadangan sebesar $10^{15} - 10^{17} \text{ m}^3$ atau setara dengan dua kali lipat besarnya cadangan gas konvensional ($2.5 \times 10^{14} \text{ m}^3$) dan hampir 2 kali lebih besar daripada sumber energi yang berasal dari fosil

seperti batubara, minyak dan gas alam (Gambar 3.2) (Kvenvolden, 1988, op.cit. Grauls, 2001). Pemuaiannya yang sangat tinggi menghasilkan jumlah gas yang sangat besar yang tersimpan dalam fasa padat hidrat: 1 m³ metan hidrat menghasilkan 164 m³ gas dan 0.8 m³ air pada kondisi temperatur dan tekanan standar (Kvenvolden, 1993, op.cit. Grauls, 2001). Hidrat yang berhubungan dengan sumberdaya gas saat ini diperkirakan ada 10¹³ m³ di daratan (*permafrost*) dan 20x10¹⁵m³ di laut (pada kondisi standar) (kvenvolden, 1998a,b, op.cit. Grauls 2001).

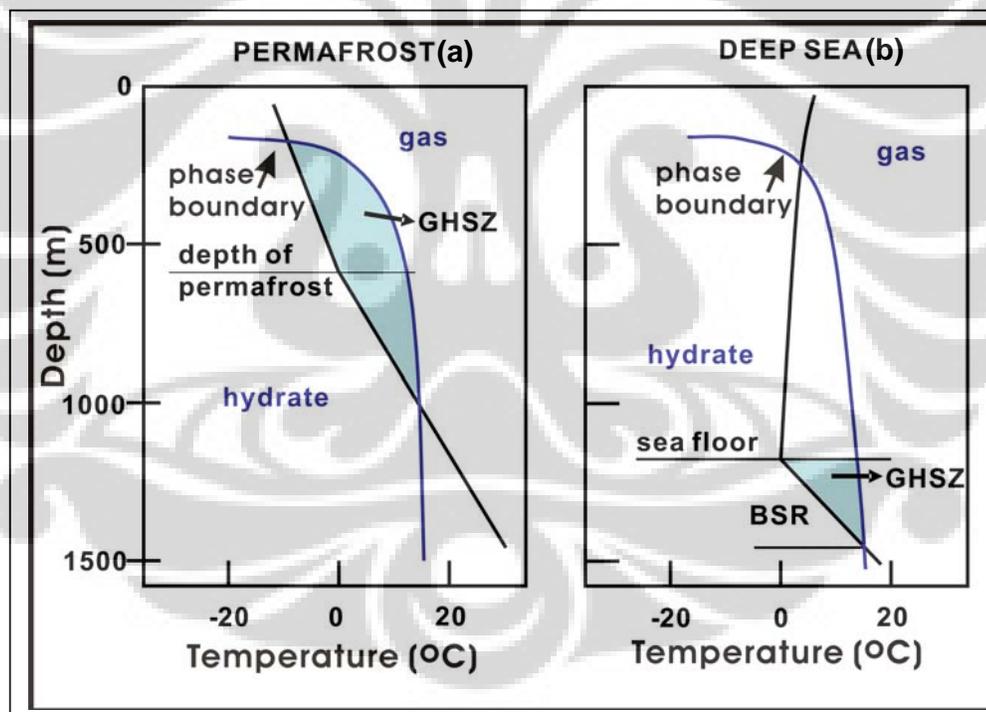


Gambar 3.2. Distribusi Karbon Organik di Bumi
(Sumber: <http://marine.usgs.gov/fact-sheets/gas-hydrates/title.html>)

Gas hidrat banyak terdapat di alam seperti pada daerah artik dan juga pada sedimen laut dalam dimana kombinasi temperatur formasi, tekanan formasi di pori-pori, sifat kimia gas, salinitas air di pori, ketersediaan gas dan air, jalur migrasi gas, serta tersedianya batuan reservoir merupakan merupakan unsur pembentuk gas hidrat yang sangat penting. Kondisi ini akan membentuk kristal hidrat pada kondisi terdapat tekanan dan temperatur yang terbatas yang sering disebut dengan Zona stabilitas gas Hidrat (*Gas Hydrate Stability Zone-GHSZ*) (Max & Dillon, 1999) (Gambar 3.3). Gas hidrat yang terbentuk pada sedimen laut biasanya terdapat disepanjang tepi benua (*continental margin*) dimana tingkat pemendaman (*burial rate*) dari bahan organik dapat menghasilkan gas hidrokarbon terutama metan. GHSZ membentuk gas hidrat dalam bentuk lapisan, lembaran, butiran, mengisi pori sedimen, nodul dan *vein* atau *dyke* dengan

kedalaman 100-1100 meter dibawah dasar laut tergantung dari kondisi lokasi sekitarnya dimana memiliki tekanan yang cukup tinggi dan suhu air yang cukup rendah dalam pembentukan gas hidrat Gambar (3.4). Keberadaan GHSZ ini dapat berubah ketika temperatur dasar laut berubah.

Bagian bawah dari perlapisan lensa-lensa di dalam sedimen, suhu menjadi hangat untuk dapat terbentuknya gas hidrat, sehingga dalam kondisi ini gas bebas dapat terakumulasi. Ketika gas dan air mencapai fasa equilibrium, maka hidrat akan mengkristal, menghasilkan penyekat (seal) untuk gas bebas yang datang dari bagian bawah lapisan tersebut. Penyekat ini sangat tidak stabil dan ketebalannya akan berubah-ubah tergantung pada sejarah geologi dan perbandingan pada saat terjadinya pengendapan maupun erosi (Grauls, 2001).

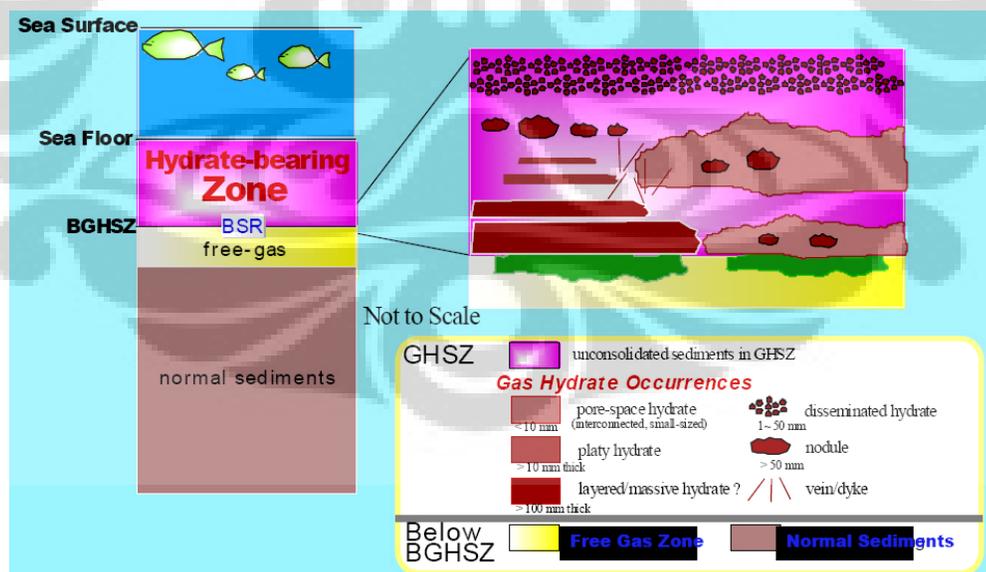


Gambar 3.3. Kurva stabilitas gas hidrat. Hidrat stabil dalam sedimen di area yang nampak berwarna biru muda (ditandai dengan GHSZ-Gas Hydrate Stability Zone). (Sloan 1990).

Pada gambar 3.3a terlihat gambaran kondisi di wilayah *permafrost* (Artik) (dengan kedalaman *permafrost* diasumsikan sekitar 600m). Perpotongan antara gradien temperatur dengan batas fasa (*phase boundary*) merupakan zona

stabilitas gas hidrat (GHSZ) yang dimulai pada kedalaman sekitar 200 meter hingga kedalaman 1000 meter.

Sedangkan pada gambar 3.3b menunjukkan gambaran situasi zona stabilitas gas hidrat pada sedimen laut dalam. Sedimen diasumsikan pada kedalaman 1200 meter. Temperatur menurun dengan bertambahnya kedalaman air laut, mendekati 0°C pada dasar laut. Dibawah permukaan dasar laut temperatur terlihat meningkat. Pada kondisi yang seperti ini bagian atas dari zona stabilitas gas hidrat (GHSZ) berada pada kedalaman sekitar 400 meter sedangkan bagian bawahnya berada pada kedalaman 1500 meter. Dengan catatan bahwa hidrat hanya terakumulasi pada sedimen atau tertumpuk pada permukaan dasar laut yang merupakan titik keluarnya gas metan (*methane venting*). Tetapi pada laut yang sangat dalam (*abyssal*) secara umum tidak dapat membentuk gas hidrat dalam jumlah yang besar. Hal ini dikarenakan bahwa laut dalam tersebut tidak cukup memiliki kandungan biologi (yang dibutuhkan dalam menghasilkan bahan organik yang akan diubah menjadi metan) dan proses pengendapan yang cepat (dibutuhkan untuk menutup bahan organik) yang dapat mendukung pembentukan gas hidrat.



Gambar 3.4. Gas hidrat dalam berbagai bentuk pada GHSZ (JNOC-TRC, 2002)

3.1.2. BSR dan Properti Fisis Gas Hidrat

Bottom Simulating Reflector (BSR) muncul pada penampang seismik yang merupakan suatu indikasi akan hadirnya gas hidrat pada sedimen laut. BSR akan nampak pada profil seismik sebagai amplitudo tinggi yang menyimpang, polaritas refleksi yang berbalik dan berorientasi paralel terhadap dasar samudera (Paul & Dillon, 1981; Lee et al. 1993, op.cit. Grevemeyer et al., 2000). BSR sering terdapat dalam sekuen sedimen yang permeabel pada bagian dasar dari zona yang sebagian besar adalah metan hidrat (kvenvolden dan Barnard, 1983).

Gas hidrat memiliki kecepatan akustik yang relatif lebih tinggi dibandingkan dengan pori-pori yang berisi fluida. Kehadiran gas hidrat dapat meningkatkan kecepatan gas hidrat yang terakumulasi pada sedimen (Stoll, 1974, Tuchholke et al., 1977; Dillon dan Paull, 1983). Efek ini akan dapat memperlihatkan kontras impedansi antara hidrat yang terdapat pada sedimen dengan kecepatan rendah yang dihasilkan dari sedimen yang berisi gas bebas sebagai *Bottom Simulating Reflector* pada profil sedimen laut (shipley et al., 1979; Tuchholke et al., 1977). BSR ini biasa digunakan sebagai tanda dari lapisan bagian bawah gas hidrat (*base of gas hydrate*) yang dibawahnya terdapat gas bebas.

Hadirnya BSR pada penampang seismik tersebut digunakan oleh para ilmuwan untuk menentukan lokasi kehadiran dari lapisan gas hidrat. Beberapa teknik pemrosesan dikembangkan untuk memahami properti fisik gas hidrat dan gas bebas. Dengan adanya analisis data dari aktivitas pemboran di lokasi BSR, studi *heat flow*, geologi dan analisis biologi juga menambah informasi mengenai properti fisik dari gas hidrat.

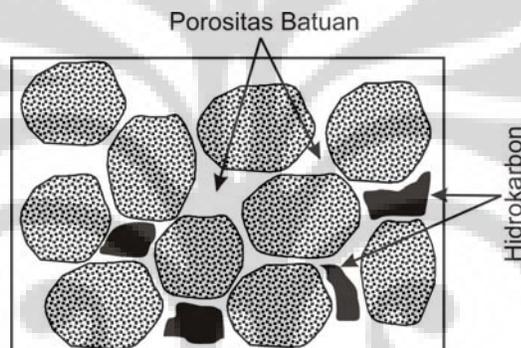
3.2. Sifat Fisis Batuan

3.2.1. Porositas (ϕ)

Porositas suatu medium didefinisikan sebagai perbandingan volume rongga-rongga pori terhadap volume total seluruh batuan. Perbandingan ini biasa dinyatakan dengan :

$$\text{Porositas} = \phi = \frac{V_{\text{pori}} - \text{pori}}{V_{\text{total}}} \times 100\% \quad (3.1)$$

Pada formasi yang kurang padat, porositas tergantung pada distribusi ukuran butir. Porositas akan bernilai tinggi (>33%) jika semua pasirnya mempunyai ukuran butir yang hampir sama dan akan bernilai rendah apabila ukuran butirnya bervariasi. Hal ini dikarenakan terdapat ukuran butir yang lebih kecil mengisi ruang pori diantara butiran yang lebih besar. Pada formasi yang padat, nilai porositas akan rendah karena mengakibatkan partikel-partikel matriks bergabung yang diakibatkan adanya tekanan lapisan batuan yang berada di atasnya (*overburden pressure*).



Gambar 3.5. Karakteristik batuan yang ditentukan oleh tipe matriks batuan, porositas dan jenis fluida.

3.2.2. Desitas (ρ).

Densitas (ρ) merupakan karakter fisis yang berubah secara signifikan terhadap perubahan tipe batuan akibat mineral dan porositas yang dimilikinya. Densitas (ρ) merupakan perbandingan massa (m) batuan per satuan unit volume (V):

$$\rho = m/V, \text{ satuannya adalah g/cc} \quad (3.2)$$

Densitas bulk batuan dipengaruhi oleh komposisi mineral-mineral yang berbeda porositas batuan dan jenis fluida yang mengisi rongga pori. Jika terdapat dua jenis fluida dalam satu volume, maka densitas bulk dihitung berdasarkan rumus Wyllie (1956):

$$\rho = (1-\phi) \rho_m + \phi \rho_f \quad (3.3)$$

$$\rho = (1-\phi) \rho_m + \phi S_w \rho_w + \phi S_g \rho_g \quad (3.4)$$

dimana:

ρ = total densitas batuan (g/cc),

ρ_m = matriks densitas batuan (g/cc),

$\rho_f = (S_w \rho_w + S_g \rho_g)$ = pore fluid density (g/cc),

ρ_w = densitas air (g/cc),

ρ_g = densitas gas (g/cc),

ϕ = porositas batuan (%),

$S_w = (1-S_g)$ = saturasi air (%),

S_g = saturasi gas (%).

Berdasarkan persamaan (3.4) dapat dipahami bahwa densitas batuan turun lebih cepat pada reservoir yang berisi gas dibanding dengan reservoir yang berisi minyak.

3.2.3. Kecepatan Gelombang P (V_p) dan Kecepatan Gelombang S (V_s)

Terdapat dua jenis kecepatan gelombang seismik yang berperan penting dalam interpretasi data seismik, yaitu kecepatan gelombang P (*compressional wave*) dan kecepatan gelombang S (*Shear wave*). Persamaan gelombang ini dapat ditulis sebagai berikut:

$$V = \sqrt{\frac{M}{\rho}} \quad (3.5)$$

dimana M = Modulus elastik dan ρ = densitas.

Persamaan gelombang P dapat diterangkan sebagai fungsi dari sifat elastik:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

dimana V_p = kecepatan gelombang P (m/s);

K = modulus bulk;

μ = modulus geser;

ρ = densitas.

Kecepatan gelombang S dapat ditulis:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.6)$$

Dari persamaan (3.5) dan (3.6) dapat disusun kembali hubungan antara V_p dan V_s sebagai berikut:

$$V_p = V_s \sqrt{K + 4/3} \quad (3.7)$$

Rasio V_p/V_s mengandung informasi tentang litologi, fasies, kandungan pori (terutama kehadiran gas) dan sifat mekaniknya.

Kecepatan gelombang S dipengaruhi oleh densitas dan modulus shear. Kecepatan gelombang P dipengaruhi oleh dua macam modulus elastik yaitu modulus bulk dan modulus shear. Dengan kata lain modulus bulk hanya mempengaruhi gelombang P. Ada hubungan antara kecepatan gelombang P dan gelombang S adalah parameter dasar dalam analisis AVO.

3.2.4. Poisson Rasio (σ)

Didefinisikan sebagai rasio antara strain longitudinal dan strain axial.

$$\sigma = \frac{E_{xx}}{E_{zz}} \quad (3.8)$$

Secara prinsip anomali ini dapat diterangkan sebagai berikut: Cepat rambat gelombang seismik terutama gelombang P (V_p) turun secara drastis di dalam batuan berpori yang mengandung fluida (terutama gas). Perbandingan cepat rambat antara gelombang longitudinal (V_p) dan transversal (V_s) dinyatakan dalam suatu besaran yang disebut rasio Poisson yang dirumuskan sebagai berikut:

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]} \quad (3.9)$$

Hal ini berarti bahwa rasio Poisson merupakan pengukuran V_p/V_s yang nilainya bervariasi antara 0 sampai 0,5. Batuan yang sangat keras mempunyai nilai rasio Poisson mendekati 0 sedangkan batuan yang amat lunak akan mempunyai nilai rasio Poisson mendekati 0,5.

Nilai rasio Poisson sangat berarti untuk mengenali kandungan fluida dalam batuan, seperti misalnya air, minyak ataupun gas. Dengan kata lain perbedaan kandungan fluida di dalam batuan dapat dimanifestasikan dalam perbedaan rasio Poissonnya. Nilai rasio Poisson berbagai jenis batuan dapat dilihat pada tabel 3.1.

Tabel 3.1. Harga rasio Poisson dari batuan sedimen (Ostrander, 1984)

Jenis batuan	Harga rasio Poisson	Sumber
Lempung Green River	0,22-0,30	Podio et al (1968)
Sedimen laut dangkal	0,45-0,50	Hamilton (1976)
Sedimen Consolidated		Gregory (1976)
Tersaturasi Brine	0,20-0,30	
Tersaturasi Gas	0,01-0,14	
Batuan Pasir sintetik	0,41	Domenico (1976)
Tersaturasi Brine		

Ostrander (1984) melakukan penelitian dengan menitikberatkan pada aplikasi nilai rasio Poisson pada kondisi *gas sand* dan faktor yang mempengaruhi rekaman amplitudo sebagai fungsi *offset*. Dari penelitian itu dihasilkan bahwa harga rasio Poisson sangat berpengaruh terhadap perubahan koefisien refleksi dan sudut datang.

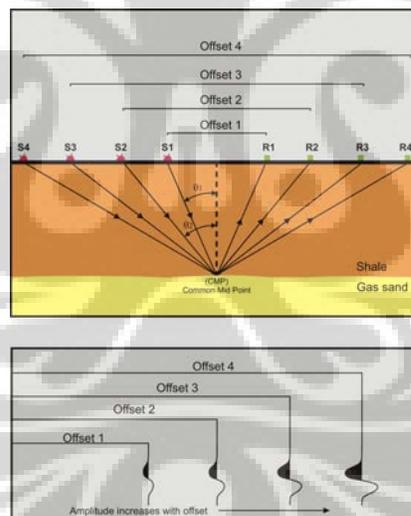
Analisis amplitudo terhadap perubahan *offset* dapat dikenali pada anomali yang ditimbulkan oleh adanya kandungan gas pada batu pasir.

3.3. AVO

3.3.1. Teori AVO

Ostrander (1984) menemukan konsep interpretasi kenampakan anomali amplitudo pada penampang seismik yang dikenal dengan metoda AVO. AVO merupakan kependekan dari *Amplitude Versus Offset* dimana akan dilihat suatu anomali yang terjadi pada pertambahan amplitudo terhadap pertambahan jarak antar sumber ke penerima (*offset*) apabila gelombang seismik dipantulkan oleh lapisan yang terdapat gas.

Jarak *offset* ini akan berkaitan langsung dengan sudut datang gelombang seismik (*angle of incidence*) terhadap lapisan pemantul, makin jauh *offset*, maka sudut datangnya makin besar (gambar 3.6)

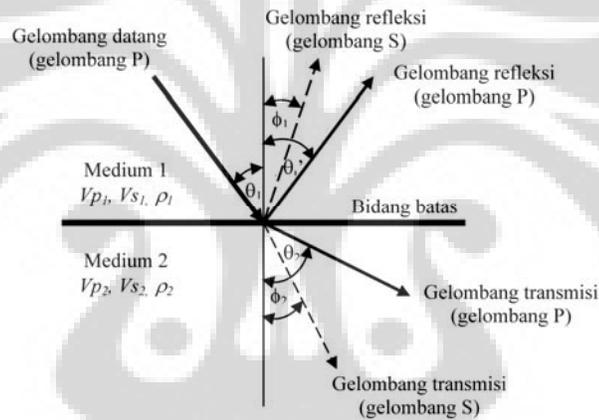


Gambar 3.6. Hubungan antara *offset* dengan sudut datang (θ) dan sinyal datang yang terekam dalam titik reflektor yang sama (Chiburis et al., 1993).

Pada analisis AVO yang bertumpu pada perubahan amplitudo dimana amplitudo sinyal terpantul bertambah terhadap *offset*, akan tetapi ada batasan maksimum dari *offset* yang tidak dapat dilewati. Batas maksimum dari *offset* ini adalah yang berkaitan dengan sudut datang kritis. Apabila berada di atas sudut kritis maka tingkah laku amplitudo sinyal terpantul akan tidak sebagaimana yang dijadikan pegangan dalam analisis AVO (Munadi, 1993). Adanya variasi

perubahan koefisien refleksi dan transmisi terhadap sudut datang yang berkaitan dengan hubungan jarak reflektivitas merupakan dasar berkembangnya AVO (Castagna, 1993).

Pengamatan amplitudo terhadap *offset* dapat diamati pada setiap titik pantul yang sama (*CDP, Common Depth Point*) dengan asumsi setiap energi dari sumber diterima oleh *receiver* dengan *offset* tertentu. Karakteristik AVO ditentukan oleh koefisien refleksi sudut datang normal (RNI) dan kontras rasio Poisson (σ) pada reflektornya (Ostrander, 1984). Koefisien refleksi dan transmisi yang terjadi pada bidang batas adalah gelombang P datang, gelombang P refleksi, gelombang P transmisi, gelombang S refleksi, dan gelombang S transmisi (gambar 3.7).



Gambar 3.7. Refleksi dan transmisi gelombang P untuk sudut datang tidak sama dengan nol (Yilmaz, 2001)

Lintasan gelombang tersebut mengikuti hukum Snellius, yaitu:

$$\frac{\sin \theta_1}{Vp_1} = \frac{\sin \theta_1'}{Vp_1} = \frac{\sin \theta_2}{Vp_2} = \frac{\sin \phi_1}{Vs_1} = \frac{\sin \phi_2}{Vs_2} = p \quad (3.10)$$

dimana θ_1 = sudut datang gelombang P, θ_1' = sudut refleksi gelombang P,

θ_2 = sudut transmisi gelombang P, ϕ_1 = sudut refleksi gelombang S,

ϕ_2 = sudut transmisi gelombang S, p = parameter gelombang,

Vp_1 = Kecepatan gelombang P pada medium pertama,

Vp_2 = Kecepatan gelombang P pada medium kedua,

Vs_1 = Kecepatan gelombang S pada medium pertama,

Vs_2 = Kecepatan gelombang S pada medium kedua.

Zoeppritz (1919) telah menghubungkan parameter-parameter yang berupa amplitudo refleksi dan transmisi sebagai fungsi dari sudut datang, ΔVp , ΔVs , dan $\Delta\rho$ dari fenomena perambatan gelombang untuk sudut datang tidak sama dengan nol menjadi matriks sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} \sin \theta'_1 & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \theta'_1 & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\theta'_1 \frac{Vp_1}{Vs_1} \cos 2\phi_1 - \frac{\rho_2 Vs_2^2 Vp_1}{\rho_1 Vs_1^2 Vp_2} \cos 2\phi_1 - \frac{\rho_2 Vs_2 Vp_1}{\rho_1 Vs_1^2} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\phi_1 - \frac{Vs_1}{Vp_1} \sin 2\phi_1 - \frac{\rho_2 Vp_2}{\rho_1 Vp_1} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 Vs_2}{\rho_1 Vp_1} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \theta_1 \\ -\cos \theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\phi_1 \end{bmatrix} \quad (3.11)$$

dimana:

R_{PP} : koefisien refleksi gelombang P	P : sudut refleksi gelombang P
R_{PS} : koefisien refleksi gelombang S	θ_2 : sudut transmisi gelombang P
T_{PP} : koefisien transmisi gelombang P	ϕ_1 : sudut refleksi gelombang S
T_{PS} : koefisien transmisi gelombang S	ϕ_2 : sudut transmisi gelombang S
Vp : kecepatan gelombang P	ρ : densitas
Vs : kecepatan gelombang S	$1,2$: indeks medium lapisan 1 dan 2

3.3.2. Penyederhanaan Persamaan Zoeppritz

3.3.2.1. Aki dan Richard (1980)

Perumusan persamaan Zoeppritz cukup sulit dan kurang praktis. Kerumitannya muncul pada saat perhitungan koefisien refleksi atau transmisi melampaui sudut kritis. Aki dan Richards (1980) menggunakan asumsi persamaan Zoeppritz (2) dengan menambahkan konsep harga perubahan densitas lapisan, kecepatan gelombang P dan S pada bidang batas, diperoleh hubungan sebagai berikut:

$$R(\theta) = \alpha \frac{\Delta\rho}{\rho} + b \frac{\Delta Vp}{Vp} + c \frac{\Delta Vs}{Vs} \quad (3.12)$$

dimana :

$$\alpha = \frac{1}{2} - \left[\left(\frac{2Vs^2}{Vp^2} \right) \cdot \sin^2 \theta \right]; b = \frac{1}{2 \cdot \cos^2 \theta} = \frac{1}{2} (1 + \tan^2 \theta); c = - \left(\frac{4Vs^2}{Vp^2} \right) \cdot \sin^2 \theta;$$

$$\Delta Vp = Vp_1 - Vp_2; \Delta Vs = Vs_1 - S_2; \Delta \rho = \rho_1 - \rho_2; Vp = \frac{1}{2} (Vp_1 + Vp_2);$$

$$Vs = \frac{1}{2} (Vs_1 + Vs_2); \rho = \frac{1}{2} (\rho_1 + \rho_2); \theta = \frac{1}{2} (\theta_1 + \theta_2); \theta_i = \arcsin \left[\left(\frac{Vp_2}{Vp_1} \right) \cdot \sin \theta_i \right]$$

3.3.2.2. Shuey (1985)

Shuey (1985) menyusun kembali persamaan Aki dan Richard (1980) berdasarkan sudut datang menjadi:

$$R(\theta) = \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Vp}{Vp} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \right] + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta Vp}{Vp} - 4 \frac{Vs^2}{Vp^2} \frac{\Delta Vs}{Vs} - 2 \frac{Vs^2}{Vp^2} \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \sin^2 \theta + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta Vp}{Vp} \right] (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (3.13)$$

Dengan memasukkan perbandingan Vp/Vs dalam besaran rasio Poisson untuk koefisien refleksi pada bidang batas lapisan ke persamaan (3.13) didapatkan pendekatan:

$$R(\theta) = Rp + \left[Rp \cdot H_0 + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta Vp}{Vp} \right] (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (3.14)$$

dimana:

$$Rp = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Vp}{Vp} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right); \quad \sigma = \frac{(\sigma^1 + \sigma^2)}{2}; \quad \Delta \sigma = \sigma^2 - \sigma^1$$

$$H = \frac{\Delta Vp / Vp}{\Delta Vp / Vp + \Delta \rho / \rho}; \quad H_0 = H - 2 \left(1 + H \right) \frac{1 - 2\sigma}{1 - \sigma}$$

dengan: σ = rata-rata poisson ratio

$$\Delta\sigma = \text{perbedaan } \sigma \text{ yang melewati bidang batas} = \sigma_2 - \sigma_1$$

$$Vp = \text{rata-rata kecepatan gelombang P} = \frac{Vp_1 + Vp_2}{2}$$

$$\Delta Vp = \text{perbedaan } Vp \text{ yang melewati bidang batas} = Vp_2 - Vp_1$$

$$\theta = \text{rata-rata sudut datang dan sudut transmisi} = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2}$$

$$\rho = \text{rata-rata densitas formasi} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{2}$$

$$\Delta\rho = \text{perbedaan densitas yang melewati bidang batas} = \rho_2 - \rho_1$$

Rp adalah koefisien refleksi dengan sudut datang normal ($\theta = 0^\circ$), suku kedua untuk kisaran sudut menengah dan suku ketiga untuk sudut datang besar. Pada kondisi real dilapangan θ tidak pernah lebih besar dari 40° .

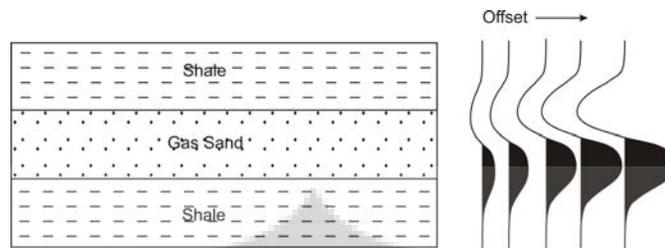
Untuk sudut yang kecil, dengan pendekatan pada sudut mencapai 30° , $\sin^2\theta \approx \tan^2\theta$, sehingga persamaan (3.14) dapat ditulis kembali menjadi:

$$R(\theta) = Rp + G \sin^2 \theta = A + B \sin^2 \theta \quad (3.15)$$

Persamaan (3.17) merupakan persamaan linier dengan G adalah fungsi dari rasio Poisson dan densitas dari lapisan pemantul, dan dikenal sebagai *gradien* AVO atau *slope*, yaitu $G = B = Rp.H_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}$ dan $Rp = A$ adalah reflektivitas *normal incidence* atau dikenal dengan *intercept*. Jadi terlihat dengan jelas bahwa ada perubahan nilai $R(\theta)$ terhadap sudut atau *offset*.

3.3.3. Analisis AVO

Perubahan parameter elastik pada suatu lapisan akan memberikan perbedaan respon AVO yang berbeda-beda. Model dasar untuk anomali AVO dapat digambarkan menggunakan lapisan pasir gas diantara dua lapisan shale (gambar 3.8).

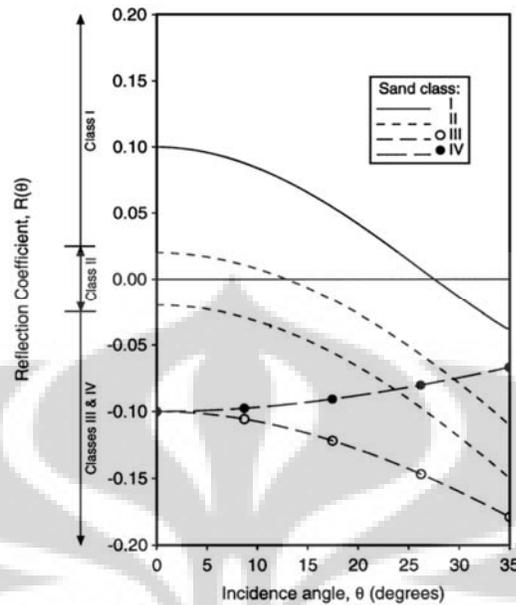


Gambar 3.8. Model dasar anomali AVO menggunakan lapisan pasir gas diantara dua lapisan shale (Rutherford & Williams, 1985 op.cit. Canning, 2000).

Nilai rasio Poisson untuk pasir gas lebih kecil daripada *shale* dan koefisien refleksinya berubah secara cepat terhadap sudut datang. Amplitudo yang dihasilkan pada *gather offset* adalah refleksi negatif pada *offset* dekat dan menjadi lebih negatif pada *offset* yang jauh, yang diwujudkan dengan nilai absolut dari kenaikan amplitudo terhadap bertambahnya *offset*.

3.3.3.1. Klasifikasi Rutherford dan Williams

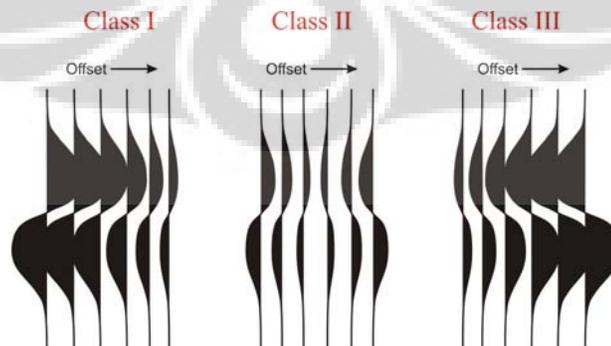
Rutherford dan Williams (1989) mempublikasikan klasifikasi anomali AVO yang membagi anomali AVO (berdasarkan kandungan minyak dan gas) menjadi tiga kelas yaitu: kelas I, (*high impedance contrast sands*); kelas II, (*near-zone impedance contrast sands*); dan kelas III, (*low impedance contrast sands*). Tahun 1998 Castagna et al. memperkenalkan *sandstone* kelas IV setelah ia melakukan *crossplot* AVO berdasarkan klasifikasi Rutherford dan Williams (gambar 3.9).



Gambar 3.9. Koefisien refleksi gelombang P pada top masing-masing pasir gas, Klasifikasi menurut Rutherford dan Williams (1989)(Castagna et al., 1998)

3.3.3.1.1. Kelas I (*high impedance contrast sands*)

Gas sand kelas I memiliki impedansi akustik (IA) yang lebih tinggi dibandingkan lapisan penutupnya (*cap*). Koefisien refleksi dari *normal incidence* adalah positif pada *top* batupasir dan negatif pada *base* batupasir. Terletak di kuadran IV, dan penurunan amplitudo (*dimming effect*) dengan kenaikan *offset*. Perubahan amplitudo terhadap *offset* dikenal sebagai *gradien*, yang umumnya gradien untuk kelas I lebih lebih besar dibandingkan *gradien* kelas II dan III. Pada gambar 3.10 memperlihatkan gejala *dim-spot*.



Gambar 3.10. Amplitudo terhadap *offset* untuk klasifikasi Rutherford dan Williams (Rutherford dan Williams, 1985 op.cit. Canning, 2000)

3.3.3.1.2. Kelas II (*near-zone impedance contrast sands*)

Gas sand kelas II memiliki harga IA yang hampir sama dengan *cap*. Koefisien refleksi dari *normal incidence* bernilai kecil (magnitudonya kurang dari 0,02) pada *top* dan *base* pasirgas, tetapi amplitudonya lebih besar daripada sekitarnya. Tipe pasir jenis ini lebih kompak dan terkonsolidasi. Pasirgas kelas II dibagi menjadi dua yaitu kelas II dan IIp. Kelas II mempunyai koefisien refleksi nol pada *offset* sama dengan nol, sedangkan kelas IIp mempunyai koefisien refleksi positif pada *zero offset* dan terjadi pembalikan polaritas di dekat *near offset*.

3.3.3.1.3. Kelas III (*low impedance contrast sands*)

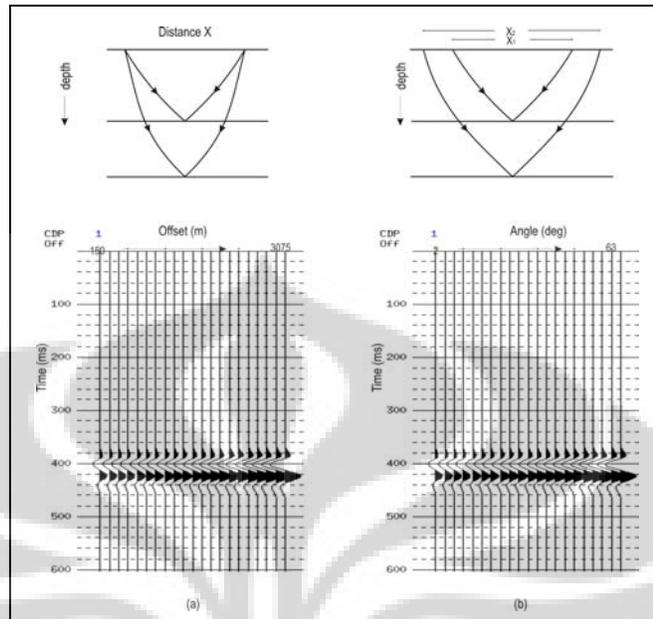
Gas sand kelas III memiliki IA lebih rendah dibandingkan *cap*. Koefisien refleksi dari *normal incidence* selalu bernilai negatif dan semakin negatif dengan kenaikan *offset*. Pada data *stack* seismik, batupasir kelas III mempunyai amplitudo dan koefisien refleksi yang tinggi di keseluruhan *offset*. Pasir tipe ini biasanya kurang terkompaksi dan *unconsolidated*.

3.3.3.1.4. Kelas IV (*low impedance contrast sands*)

Gas sand kelas IV berada di kuadran II, dengan *intercept* negatif dan *gradien* positif. Pada data *stack* seismik berupa *bright spot* tetapi magnitudo refleksi turun dengan kenaikan *offset*. Batupasir kelas IV biasanya muncul pada *porous sand* yang dibatasi oleh litologi dengan kecepatan gelombang seismik tinggi, seperti *hard shale* (contoh: *siliceous* atau *calcareous*), *siltstone*, *tightly cemented sand* atau *carbonate*.

3.3.3.2. Transformasi dari domain jarak ke domain sudut

Persamaan Zoepritz maupun Shuey tergantung pada sudut datang, sehingga data CDP gather yang masih dalam domain jarak (*offset*) harus ditransfer ke domain sudut seperti dalam gambar 3.11.



Gambar 3.11. (a) CDP gather dalam domain offset, (b) CDP gather dalam domain sudut datang

Untuk mentransformasi dari *offset* ke sudut dibutuhkan hubungan antara *offset* X dan sudut datang (θ). Dari gambar diatas di dapat:

$$\tan(\theta) = \frac{X}{2Z} \quad (3.16)$$

dimana: θ : sudut datang
 X : offset
 Z : kedalaman (depth)

Dengan mengetahui harga kecepatan (V) maka Z dapat dihitung, dengan cara sebagai berikut:

$$Z = \frac{V \cdot t_0}{2} \quad (3.17)$$

Dimana: V : kecepatan (RMS atau average)
 t_0 : waktu penjalaran gelombang pada *zero offset*

Dari persamaan (3.16) dan (3.17) didapatkan hubungan sudut datang sebagai fungsi dari *offset* X yaitu:

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{X}{Z}\right) \quad (3.18)$$

3.3.4. Atribut-atribut AVO

Atribut AVO merupakan komponen-komponen dari sebuah sinyal yang digunakan untuk mengetahui perubahan amplitudo terhadap *offset* atau sudut datang. Komponen-komponen dapat diamati secara individual atau kombinasi antar dua komponen. Secara umum atribut-atribut AVO terdiri dari:

3.3.4.1. *Intercept* (A)

Atribut ini merupakan *intercept* dari grafik amplitudo fungsi $\sin^2(\theta)$ (sin dari sudut datang). Atribut ini didefinisikan sebagai besarnya amplitudo refleksi pada *zero offset* atau koefisien refleksi sudut datang normal. Atribut *intercept* ini merupakan nilai koefisien refleksi pada *zero offset*.

3.3.4.2. Gradien (B)

Atribut ini merupakan *slope* dari grafik amplitudo fungsi $\sin^2(\theta)$ (sin dari sudut datang). Gradien yang positif atau negatif merupakan perubahan amplitudo yang membesar atau mengecil. Gradien ini menunjukkan adanya anomali amplitudo pada *CDP gather* maupun Gradien *stack*.

3.3.4.3. *Intercept*Gradien* (A*B)

Atribut ini merupakan perkalian antara *intercept* dengan Gradien, apabila bernilai positif apabila keduanya mempunyai nilai positif atau keduanya negatif. Tetapi akan bernilai negatif apabila salah satunya juga mempunyai nilai yang negatif. Hasil perkalian positif menunjukkan adanya peningkatan amplitudo terhadap *offset* dalam hal ini merupakan anomali AVO positif. Apabila amplitudo berkurang terhadap *offset* maka akan ditunjukkan dengan hasil perkalian nilai yang negatif adan untuk amplitudo yang konstan akan mempunyai hasil perkalian yang nol. Hasil perkalian *intercept* dan gradien yang positif dapat diinterpretasikan keberadaan gas pada sekuen batu pasir dan *shale*.

3.3.4.4. *Pseudo Poisson Rasio (A+B)*

Pseudo Poisson rasio adalah atribut yang dihasilkan dari penjumlahan *Intercept* dengan Gradien (A+B) yang secara empirik dapat mendeliniasi zona prospek.

3.3.4.5. *Angle stack limited*

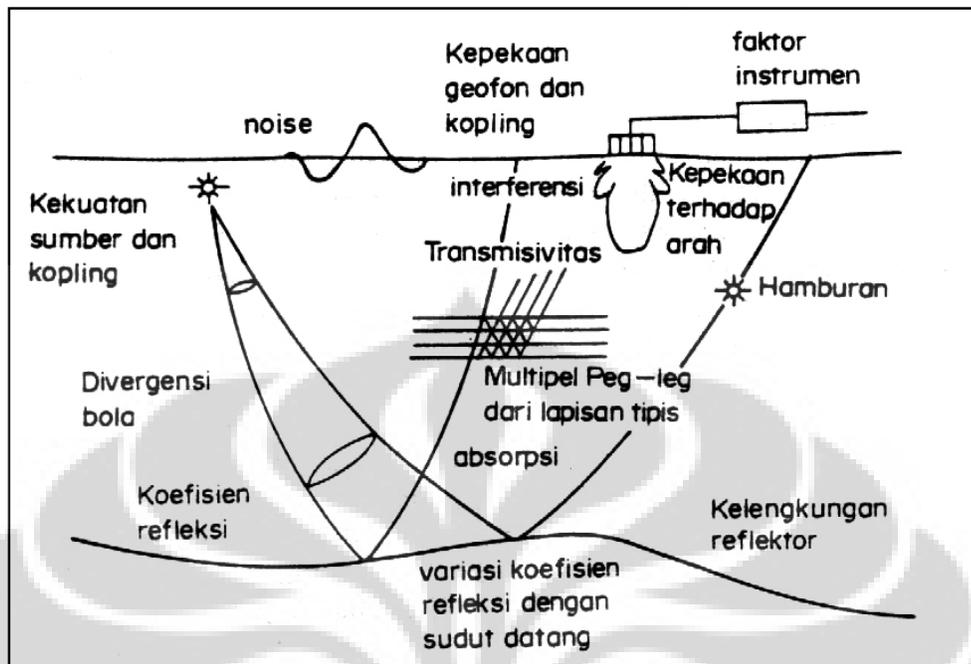
Metoda ini adalah suatu cara untuk mengetahui perubahan amplitudo suatu data *stack* dengan membagi *offset* sudut datang menjadi beberapa bagian pada CDP *gather*. Anomali AVO dapat diketahui secara langsung hanya dengan melihat perubahan amplitudo yang terjadi pada masing-masing *stack* (*stack* jauh dan *stack* dekat).

3.4. Faktor-Faktor yang mempengaruhi Amplitudo

Ada dua faktor yang mempengaruhi amplitudo gelombang seismik, yaitu faktor alam dan faktor teknis.

Faktor alam, yaitu sifat- sifat gelombang seismik sebagai fenomena alam, misalnya melemahnya energi akibat perambatan gelombang semakin jauh (faktor geometri), berkurangnya energi akibat pantulan dan pembiasan dibidang batas antar lapisan, atenuasi, interferensi, efek tuning, dan lain-lain. Selain itu faktor lain yang berpengaruh pada amplitudo yaitu, *multiple*, dan *noise*. Pelemahan amplitudo karena faktor alam dapat digambarkan secara skematis pada gambar 3.12 (O'Doherty dan Anstey, 1971, op.cit Munadi, 1993).

Faktor teknis yaitu meliputi pengaruh instrumen (pada saat perekaman) dan pengolahan data (*processing*). Pada pemrosesan data seismik banyak proses yang mempengaruhi amplitudo refleksi, misalnya equalisasi, *stacking*, *amplitude balancing*, dan lain- lain. Untuk itu pemilihan proses pada pengolahan data harus hati- hati agar dapat menghasilkan data relatif *true amplitude*.



Gambar 3.12. Faktor-faktor yang mempengaruhi amplitudo (O'Doherty dan Anstey, 1971, op.cit Munadi, 1993).

3.4.1. Faktor Geometri (*Spherical Spreading*)

Faktor geometri adalah berkurangnya amplitudo gelombang, karena energinya menjalar ketika melalui medium. Apabila gelombang seismik melewati suatu medium yang biasa dianggap medium ideal, yaitu medium homogen dan isotropis, maka setiap saat medan gelombang membentuk suatu luasan berupa lingkaran, sehingga besar amplitudo gelombang akan melemah sebanding dengan kebalikan jarak yang ditempuh.

3.4.2. Faktor Atenuasi dan Interferensi

Disamping penyerapan energi yang disebabkan oleh faktor geometri seperti yang telah dijelaskan diatas, energi gelombang seismik juga mengalami pelemahan karena pengaruh penyerapan oleh medium (*inelastic attenuation*). Penyerapan energi ini terjadi karena disipasi gesekan apabila gelombang melalui batuan yang kurang elastis dengan mengubah energinya menjadi energi panas. Amplitudo refleksi akan dipengaruhi oleh sifat absorpsi dari batuan yang dilewati.

3.4.3. Efek Tuning

Selain interferensi karena adanya *multiple* dan difraksi yang mempengaruhi amplitudo gelombang seismik, lapisan tipis juga menghasilkan interferensi yang menyebabkan amplitudo sinyal seismik berubah. Akibat interferensi dari gelombang – gelombang yang dipantulkan oleh permukaan bagian atas dan dasar lapisan tipis, amplitudo resultan nya dapat menjadi lebih rendah ataupun lebih tinggi daripada yang semestinya. Fenomena ini disebut efek tuning (Munadi, 1993).

3.4.4. Pengaruh bidang batas antar lapisan

Ketika gelombang seismik menjalar melewati batas antar dua lapisan, maka dapat mengalami tiga peristiwa yaitu refleksi, transmisi dan konversi. Energi gelombang seismik akan terbagi menjadi tiga bagian, yaitu refleksi, transmisi dan konversi.

3.4.5. Faktor Teknis

Pada saat perekaman data ada pengaruh array hydrophone (*receiver array*) ataupun pengaturan muatan (*source array*), juga pengaruh pada *amplifier noise* dari kabel dan lain- lain. Pengolahan data merupakan faktor terpenting yang bisa mempengaruhi amplitudo. Banyak proses dalam pengolahan data seismik, dimana amplitudo signal seismik bisa berubah karenanya. Proses tersebut antara lain adalah *amplitude recovery stacking, scalling, equalization, antimultiple, noise filtering, amplitude balancing*, dan lain- lain.

Untuk kepentingan analisis AVO, proses-proses tersebut harus dilakukan dengan ekstra hati-hati atau bahkan harus dihindari agar anomali AVO yang kecil itu tidak rusak. Masalah penting untuk analisis AVO adalah bagaimana mengekstraksi anomali refleksi yang ordenya kecil akan tetapi nilainya membesar dengan bertambahnya *offset*, yang terselubung diantara sekian banyak faktor yang mempengaruhi amplitudo gelombang seismik (Munadi, 1993).

BAB IV

METODOLOGI PENELITIAN

4.1. Data

Pada tahun 2006 BPPT bekerjasama dengan BGR (*Bundesanstalt Fur Geowissenschaften und Rohstoffe*-Jerman) melaksanakan survei Seismik di Perairan Barat Sumatera. Survei tersebut menggunakan Kapal Riset RV Sonne yang dilengkapi dengan peralatan Seismik Refleksi Multichannel dengan 240 *channel streamer* (3 km) dan dilengkapi dengan 16 buah *airgun* yang tersusun dalam satu rangkaian dengan kapasitas total 50.8 liter (3100 in³), interval penembakan (*shooting interval*) 50 meter, sampling interval 2 mili detik, dan panjang rekaman (*record length*) 14 detik.

Dalam survei tersebut dihasilkan 43 lintasan seismik refleksi *multichannel*, dimana 3 lintasan yang diindikasikan terdapat BSR terdapat pada cekungan busur muka Simeuleu yaitu BGR06-136, BGR06-137 dan BGR06-139. Dari 3 lintasan tersebut, lintasan BGR06-136 digunakan dalam penelitian ini karena terlihat pada profil seismik bahwa lokasi BSR lebih jelas (*clear*).

4.2. Pengolahan Data

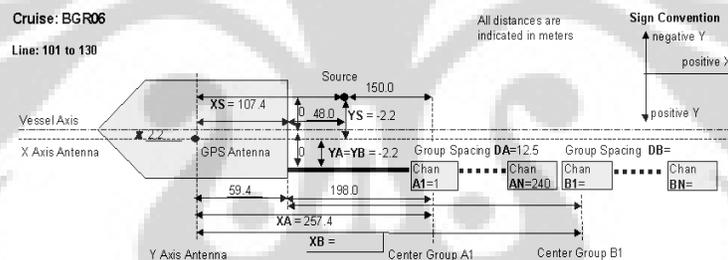
Pengolahan data dibedakan menjadi dua yaitu prosesing data seismik dan pengolahan data yang akan digunakan untuk analisis AVO. Dalam melakukan prosesing dan interpretasi data seismik digunakan perangkat lunak PARADIGM. PARADIGM ini terdiri dari dua perangkat lunak yang masing-masing memiliki kelebihan dan kekurangan yaitu GeoDepth 8.0, dan Focus 5.2 –Epos 3.0. Sedangkan dalam melakukan pengolahan data yang akan digunakan untuk analisis AVO digunakan perangkat lunak Humpson Russel 6.0.

4.2.1. SEG-D input dari tape

Memasukan data dari *DLT tape* menggunakan PARADIGM dengan cara melakukan reformat data ke format internal PARADIGM. Data penembakan (*shot*) berisi 240 data *channel* dan 5 *auxiliary channel* yang di cuplik (*sampling*) pada 2 mili detik dan panjang rekaman (*record length*) 1400 mili detik.

4.2.2. Geometry Building dan CDP Sorting

Koreksi geometri yang dilakukan untuk mengoreksi posisi *air gun* (sumber gelombang seismik) dan posisi *streamer* terhadap posisi antena GPS. Sehingga dengan dilakukannya geometri pada urutan pengolahan data, posisi sumber gelombang seismik, *streamer*, serta posisi titik refleksi berada pada posisi (koordinat) yang sebenarnya. Selain itu juga geometri dibutuhkan untuk mengembalikan posisi letak *air gun* dan *streamer* terletak pada satu garis.



Gambar 4.1. Geometri posisi GPS, Air Gun, dan Streamer

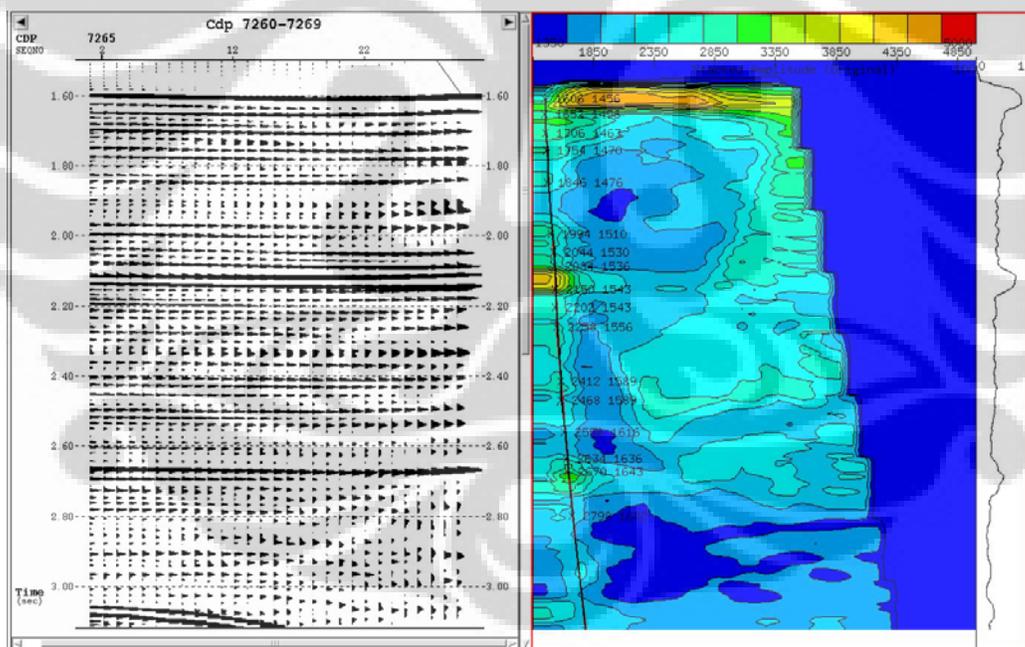
Dari hasil prosesing data mulai dari *Seg-d input*, *Geometry building* dan *CDP sorting* akan dihasilkan data *CDP gather* yang sudah bisa digunakan dalam analisis AVO.

4.2.3. Filter

Filter yang digunakan adalah filter *bandpass* dengan nilai 6-12-60-120 yang dimungkinkan untuk mendapatkan hasil yang baik. Nilai filter ini mewakili spektrum sinyal yang dihasilkan oleh *airgun* dan menghilangkan *noise* pada frekuensi rendah yang terdapat pada data karena pada saat akuisisi data tidak menggunakan *filter low-cut*.

4.2.4. Analisis Velocity

Picking horison dilakukan pada kurva NMO (*Normal Move Out*) yang berbentuk lengkung hiperbolik dalam diagram t-x (t menyatakan waktu dan x menyatakan jarak) sebagai perbedaan jarak antara sumber gelombang ke posisi penerima. Akibat adanya perbedaan jarak ini maka pantulan dari reflektor bawah permukaan yang datar dan pantulan dari satu titik reflektor yang diamati dari jarak-jarak yang berbeda akan tampak melengkung. Kelengkungan kurva ini selain dipengaruhi oleh jarak juga dipengaruhi oleh kecepatan penjalaran gelombang seismik di dalam lapisan batuan bawah permukaan itulah sebabnya maka fakta ini dimanfaatkan untuk memperkirakan nilai kecepatan tadi (Gambar 4.2). Dalam melakukan analisis kecepatan dilakukan *picking velocity* pada tiap 20 CDP.

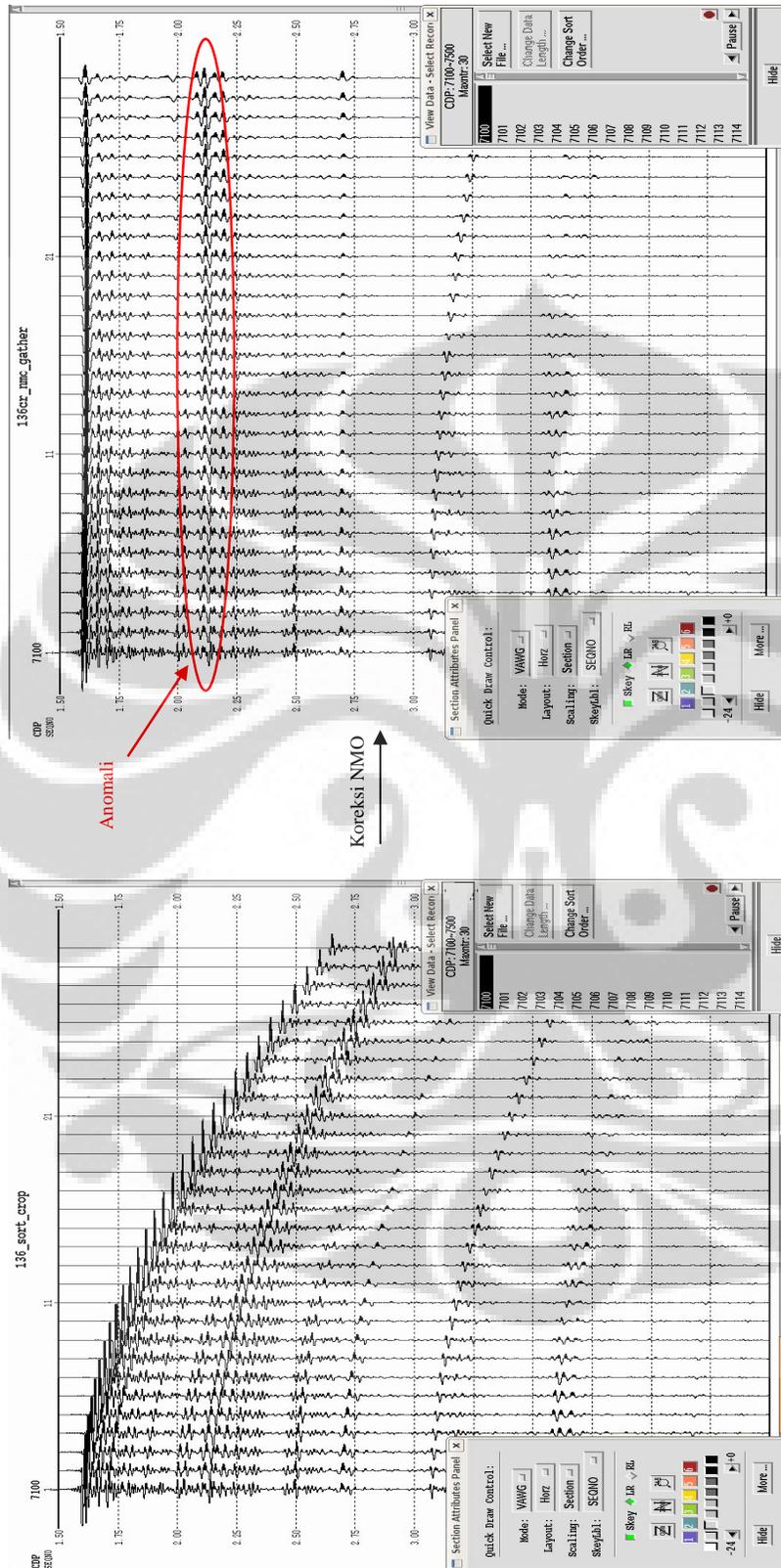


Gambar 4.2. *Velocity picking* yang dilakukan pada setiap 20 CDP untuk mendapatkan nilai kecepatan *stack*

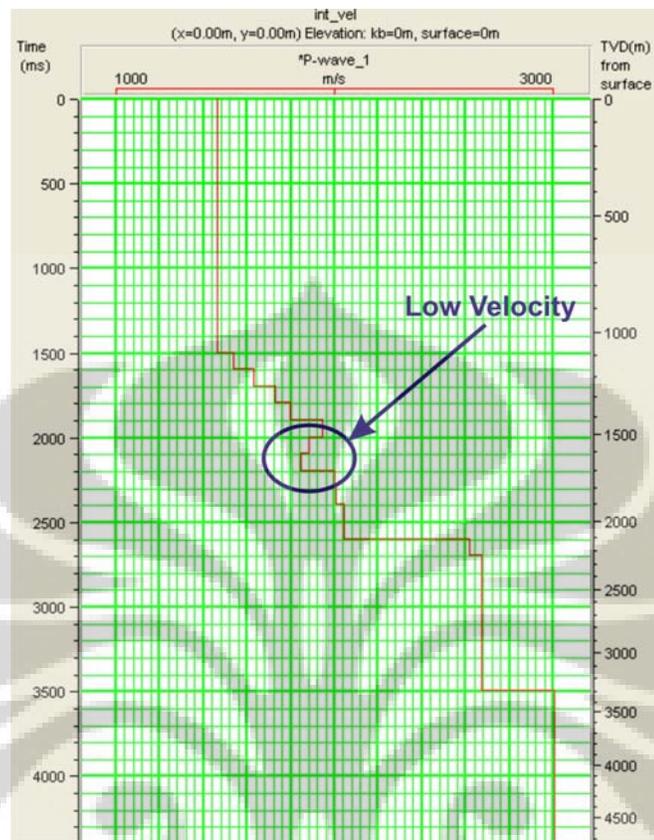
Dari CDP *gather* yang telah terkoreksi NMO, dapat dilihat pada TWT 2140 mili detik terlihat adanya anomali amplitudo terhadap *offset* (Gambar 4.3). Hal ini juga terlihat pada penampang PSTM bahwa pada CDP 7245, TWT 2140 mili detik terlihat adanya BSR.

Kecepatan diatas disebut dengan $V_{stacking}$ karena sewaktu mendapatkannya melalui suatu tahap koreksi terhadap pantulan normal yang disebut juga sebagai koreksi NMO (*Normal Move Out*), kemudian amplitudo sinyalnya dijumlahkan (*stack*). Apabila kecepatan yang dipilih tepat maka hasil penjumlahan amplitudonya akan maksimal. Atas dasar ini maka dapat dibentuk spektrum kecepatan yang dapat memberitahu nilai kecepatan yang tepat untuk berbagai waktu datang gelombang seismik yang terpantul.

$V_{stacking}$ sering dianggap sebagai penalaran efektif di dalam medium dan besarnya dianggap sama dengan V_{rms} (rms adalah kecepatan dari *root mean square*). Sebetulnya ada perbedaan nilai antara $V_{stacking}$ dengan V_{rms} tetapi perbedaan itu hanya berkisar antara 1-2% saja. $V_{stacking}$ dan V_{rms} ini nilainya ada di bidang batas antara dua lapisan, sehingga untuk mengetahui nilai kecepatan di dalam lapisan yang bersangkutan didefinisikan kecepatan lain yaitu kecepatan interval. Pada lintasan BGR06-136, CDP 7245 terlihat adanya *low velocity* (Gambar 4.4) yang disebabkan hadirnya gas hidrat yang mengisi pori-pori sedimen mengakibatkan *velocity* meningkat dan pada bagian bawahnya merupakan lapisan yang memiliki *velocity* yang rendah (gas bebas). Efek ini akan menghasilkan kontras impedansi akustik antara gas hidrat dengan gas bebas yang berada pada bagian bawahnya.



Gambar 4.3. Data CDP gather yang telah terkoreksi NMO dan pada TWT 2140 mili detik terlihat adanya kenampakan anomali



Gambar 4.4. Interval velocity yang memperlihatkan adanya *low velocity* yang mengakibatkan kontras impedansi akustik antara gas hidrat dengan gas bebas yang berada di lapisan bawahnya pada CDP 7245.

4.2.5. Post-Stack Time Migration

Data CDP gather yang terkoreksi NMO kemudian di *stack*. Data *stack* PSTM tersebut merupakan penjumlahan (*stack*) CDP secara keseluruhan. Data ini digunakan untuk mengetahui kenampakan amplitudo setiap titik pantul dalam suatu penampang seismik. Penampang ini menampilkan keseluruhan respon seismik terhadap kontras impedansi antar bidang batas perlapisan, kondisi litologi maupun indikator awal adanya BSR yang ditandai dengan adanya amplitudo yang tinggi, pemotongan stratigrafi, polaritas yang berbalik. Munculnya anomali amplitudo (lokal) tersebut nantinya akan diamati lebih lanjut. Yang pada akhirnya *Khirchoff Post-Stack Time Migration* digunakan pada proses akhir.

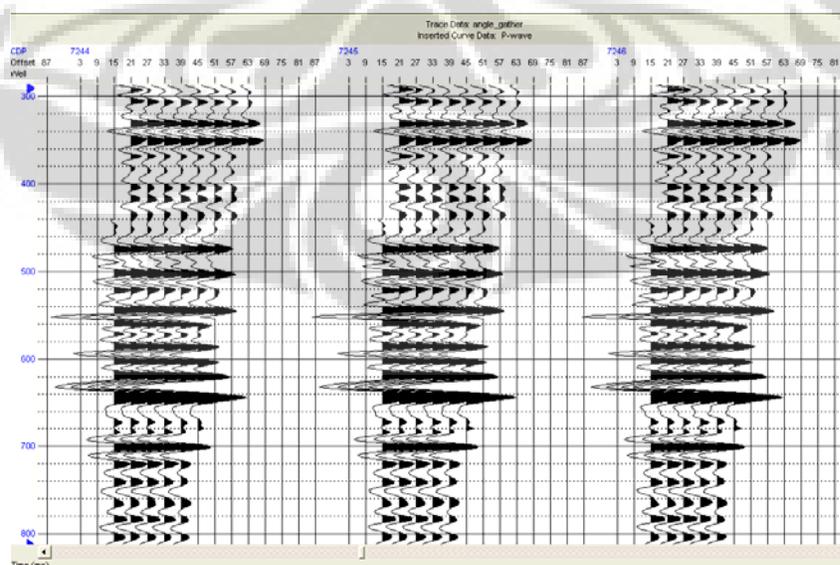
Universitas Indonesia

4.3. Pengolahan AVO

Pengolahan data analisa AVO menggunakan data input *CDP gather*. Data masih dalam bentuk *prestack* yang telah di gather yaitu ata seismik *trace* yang telah digabungkan atau dikelompokkan menjadi satu (*gather*) berdasarkan CDP yang sama sebelum dilakukan *stack*. Data CDP gather yang digunakan dari CDP 7100 sampai CDP 7700 dan mulai dari TWT 1500 mili detik hingga TWT 4500 mili detik. Data CDP *gather* yang digunakan adalah CDP 7245 sedangkan data kecepatan yang digunakan adalah *RMS velocity*.

4.3.1. Maksimum Angle

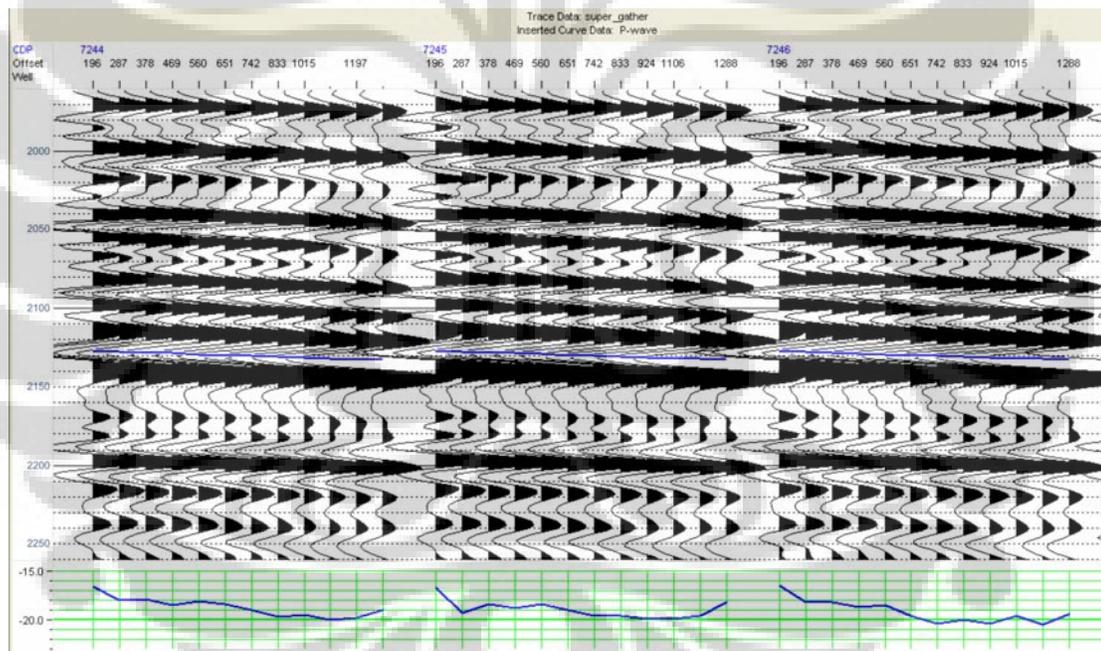
Faktor maksimum *angle* adalah besarnya sudut maksimum yang digunakan untuk menghilangkan *noise* (derau) dan penentuan batas sudut kritis (*critical angle*). Hal ini berhubungan dengan penyebaran muka gelombang yang mengalami pelemahan dengan bertambahnya jarak antara sumber dan penerima. Dalam hal ini sudut maksimum yang dibuat pada data CDP gather adalah 63° (Gambar 4.5.), sehingga untuk melakukan analisis AVO data tersebut harus dipotong agar tidak melebihi sudut kritis. Pada penelitian ini maksimum sudut yang digunakan adalah 35° .



Gambar 4.5. Sudut maksimum yang dihasilkan oleh offset terjauh yaitu 63°

4.3.2. Grafik respon AVO

Grafik respon AVO ditampilkan berupa kurva hubungan antara perubahan amplitudo sinyal terpantul terhadap sudut datang (*angle of incidence*). Grafik respon AVO dapat menunjukkan perilaku amplitudo sinyal terpantul terhadap sudut datang (*angle of incidence*) gelombang seismik berdasarkan persamaan Zoeppritz (1919) serta linearisasi dari aproksimasi shuey (1985) maupun Aki dan Richard (1980). Dari grafik respon AVO dapat digunakan untuk menentukan kelas pasir gas. Analisis grafik respon AVO dilakukan pada TWT 2140 mili detik dimana terlihat adanya indikasi hidrokarbon karena adanya anomali AVO (gambar 4.6).



Gambar 4.6. Grafik respon AVO yang memperlihatkan adanya anomali

4.3.3. Atribut *Intercept* dan Gradien

Dalam hal ini reflektivitas *normal incidence* identik dengan reflektivitas impedansi gelombang P.

4.3.3.1. Atribut *Intercept*

Intercept adalah harga koefisien refleksi pada *offset* nol, *intercept* berhubungan langsung dengan koefisien refleksi atau amplitudo.

4.3.3.2. Atribut Gradien

Gradien merupakan parameter AVO yang menyatakan variasi amplitudo terhadap *offset*. Gradien negatif menyatakan bahwa amplitudo seismik berbalik fase dan semakin membesar dengan variasi *offset*. Sebaliknya gradien positif menyatakan bahwa amplitudo seismik tidak berbalik fase dan semakin membesar dengan variasi *offset*. Gradien yang negatif adalah prospek zone.

4.3.3.3. Atribut Hasil pemodelan Berdasarkan *Angle Stack*

Pada proses ini dilakukan dengan menghitung besarnya sudut datang gelombang seismik sebagai fungsi dari jarak (*offset*) dan waktu. Dengan memberikan batas sudut datang tertentu pada CDP gather maka kita akan medapat melihat respon kenaikan amplitudo terhadap sudut datang. Hal ini terlihat jelas pada tampilan data sudut terbatas. Pada penampang *angle stack* untuk batasan sudut datang tertentu terlihat semakin besar sudut datangnya (dibawah 35°) kenampakan anomali semakin jelas atau anomali amplitudo *stacknya* juga akan memiliki nilai yang lebih besar pula. Respon amplitudo akan berbeda terhadap lapisan-lapisan bawah permukaan dimana pada lapisan pasir yang mengandung gas, amplitudonya akan semakin membesar terhadap semakin jauhnya *offset* atau membesar sudut datangnya. Sedangkan untuk lapisan yang tidak mengandung gas maka amplitudonya akan mengecil ketika jarak antara sumber ke penerima semakin jauh. Atribut yang dihasilkan *angle stack* ini bisa terdiri dari 2 macam atau pun 3 macam, tergantung kita akan membaginya. Kita bisa langsung membagi menjadi 2 macam yaitu *near angle stack* (*offset* dekat) dan *far*

angle stack (offset jauh), tetapi juga bisa menjadi 3 ditambah dengan *medium angle stack* (offset tengah).

Proses pemodelan *angle stack* sangat bergantung dari pemilihan *angle stack* sebagai model awalnya. Pada penelitian dibagi menjadi dua yaitu *near angle stack* (0° - 11°) dan *far angle stack* (23° - 35°) dengan sudut maksimum yang digunakan 35° dengan anggapan bahwa sudut tersebut masih dibawah sudut kritis.

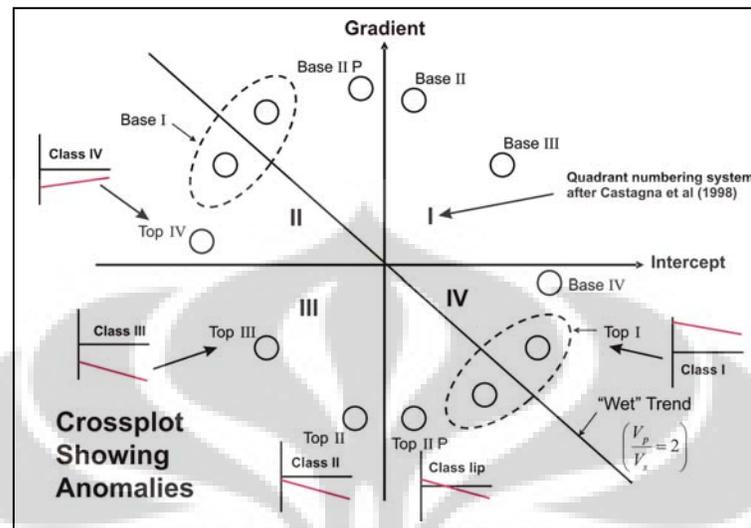
4.3.3.4. *Crossplot*

Crossplot adalah alat interaktif untuk menganalisis dua set data. Data yang pertama di plot pada sumbu x dan data yang kedua di plot pada sumbu y di ruang *crossplot*. Dengan *crossplot* dapat diplotkan satu titik yang berlokasi pada tempat yang sama (x,y) dari kedua data set. *Crossplot* AVO bisa digunakan untuk menguji respon dari AVO yang dimungkinkan berhubungan dengan litologi dan jenis fluida. Dalam ruang *crossplot* terdapat daerah yang disebut dengan *background trend* dan anomali trend. *Background trend* dalam hal ini berupa titik-titik yang saling menumpuk yang menunjukkan suatu nilai parameter yang mempunyai hubungan linier. Anomali *trend* dinyatakan dalam ruang dimana terdapat suatu kecenderungan parameter-parameter yang seharusnya mempunyai hubungan tertentu memperlihatkan suatu hubungan yang tidak tentu.

Crossplot dibatasi oleh poligon akan diproyeksikan pada kedua penampang atribut, sehingga bisa terlihat even-even seismik mana yang merupakan anomali AVO. Cukup sulit untuk membedakan mana yang merupakan anomali AVO dan mana yang merupakan data background, karena anomali AVO akan muncul tidak hanya di dalam tiap *trace*, tetapi pada jendela waktu tertentu (*time window*) tertentu. Pemilihan jendela waktu sangat menentukan dalam pendugaan anomali AVO.

Jendela waktu yang terlalu besar menghasilkan dugaan anomali AVO yang sangat kecil dan terbatas. Tetapi dengan bantuan BSR maka penentuan daerah anomali sedikit lebih mudah. Daerah anomali ini dapat digunakan sebagai petunjuk untuk menentukan daerah anomali AVO dilokasi lainnya. Pada penelitian ini dilakukan *Crossplot* antara *intercept* terhadap *gradien*.

Hal ini dilakukan untuk melihat bahwa dari penampang atribut hasil analisis AVO kita dapat menduga anomali AVO secara lateral dan vertikal. Anomali AVO dijadikan faktor untuk menentukan daerah yang memiliki indikasi hidrokarbon secara langsung. Penentuan anomali AVO menggunakan *crossplot* antara atribut *intercept* dan gradien (gambar 5.7) didasarkan pada pembagian kelas pasir gas menurut Rutherford & William (1989). Terlihat bahwa respon amplitudo untuk masing-masing kelas pasirgas berbeda-beda. Untuk gas sand kelas I, nilai amplitudo pada sudut datang nol memiliki harga positif (*intercept* positif) dengan penurunan nilai amplitudo terhadap sudut (gradien negatif). Gas sand kelas I biasanya merupakan *mature sand* yang telah mengalami kompaksi tingkat menengah sampai kompaksi tingkat tinggi. *Gas sand* kelas II yang merupakan pasir yang terkonsolidasi dan terkompaksi menengah memiliki *intercept* yang mendekati nol dengan gradien negatif. Sedangkan *gas sand* kelas III, mengalami kompaksi tingkat menengah sampai kompaksi tingkat bawah. *Gas sand* inilah yang memberikan kontras impedansi yang cukup tinggi pada penampang seismik. Dari nilai *intercept* dan gradien-nya, maka untuk masing-masing jenis pasir akan memberikan respon yang berbeda pula pada kurva antara *intercept* dan gradien.

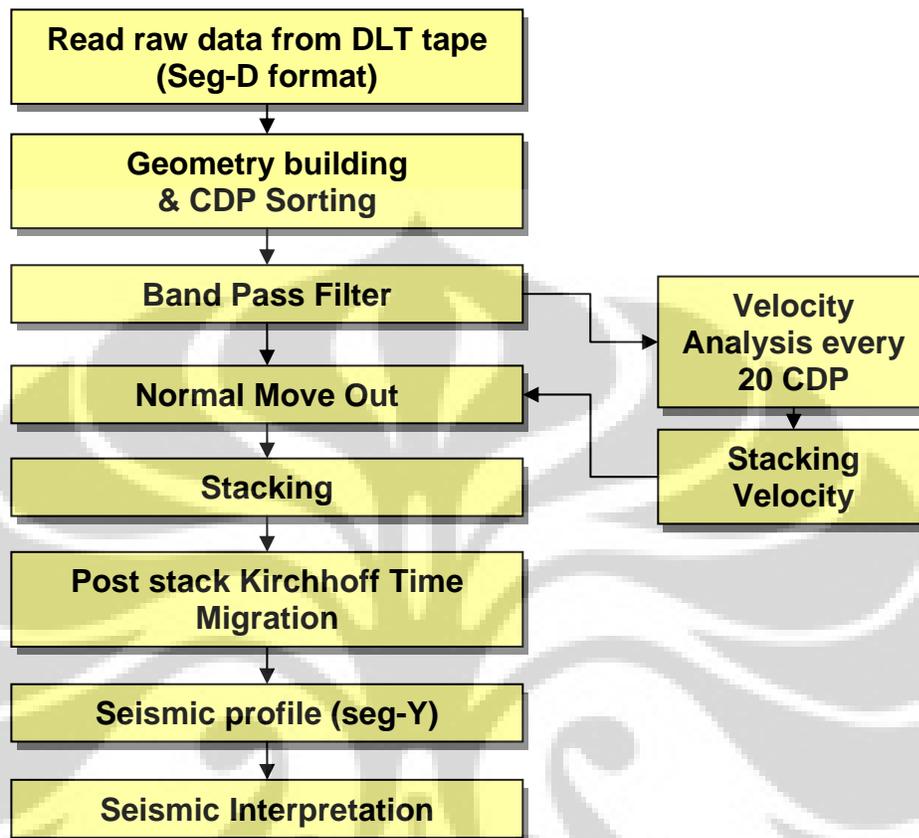


Gambar 4.7. Kelas-kelas AVO dan *Crossplot* AVO (Simm et al., 2000)

4.3.3.5. Pemodelan AVO

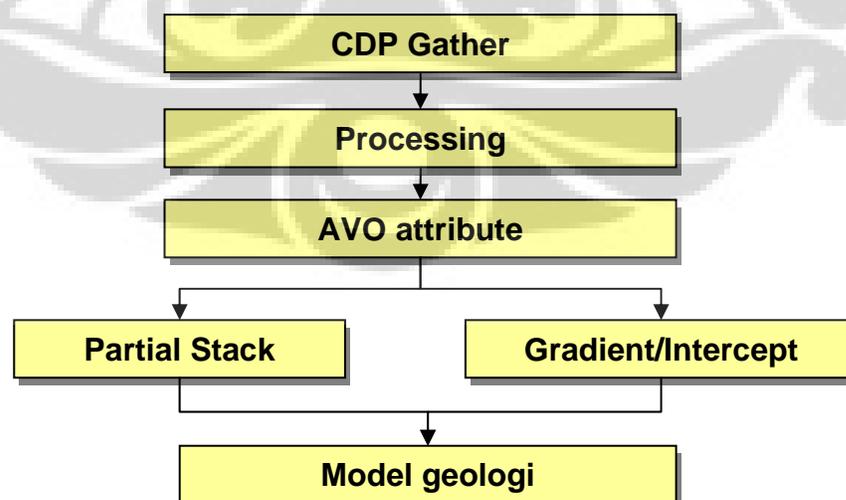
Pemodelan sebagai perhitungan lebih lanjut untuk menganalisa data AVO yang berhubungan erat dengan karakteristik batuan terhadap litologi (misal batupasir, serpih, dll). Tahapan ini bertujuan untuk mendapatkan model geologi (V_p, V_s, ρ) dari suatu lapisan dengan mengamati nilai amplitudo AVO yang tampak. Dengan menggunakan pendekatan persamaan Zoeppritz maka dapat ditentukan bentuk model sintetiknya, Penentuan model litologi dan estimasi parameter fisis terhadap respon seismik digambarkan oleh sintetik seismogram terhadap *offset*/sudut datang. Penentuan model ini tidak dapat dikontrol dengan data sumur sebagai parameter model yang lebih akurat hal ini dikarenakan pada penelitian ini tidak terdapat data sumur seperti log GR, log Densitas, log Netron, log Sonic dan lain-lain. Sehingga kelanjutan dari survei data seismik sangat perlu dilakukan untuk mencari pengembangan prospek di Cekungan Busurmuka Simeuleu.

Diagram Alur Pengolahan Data



Gambar 4.8. Diagram alur pengolahan data

Diagram Alur Analisis AVO dan Model Geologi



Gambar 4.9. Diagram alur analisis AVO dan model geologi

BAB V

HASIL DAN PEMBAHASAN

5.1. Lintasan Seismik BGR06-136

Lintasan seismik BGR06-136 berarah Timur Timur Laut – Barat Barat Daya dan memotong Cekungan Busurmuka Simeuleu (Gambar 5.1). Pada bagian Barat Barat daya lintasan berakhir pada Sesar Geser Mentawai.

5.1.1. Basement

Pada bagian *basement* dapat diinterpretasikan ke dalam dua bagian seismik yang berbeda. Patahan dan lipatan semakin banyak mengarah ke pusat cekungan. Deformasi tersebut dimungkinkan sebagai indikasi adanya sesar geser yang berupa *flower structure*. Sedangkan pada bagian timur timur laut kenampakan *dipping* yang tidak tajam, ketidakselarasan, reflektor subparalel yang menunjukkan sesar minor.

5.1.2. Sedimen

Paket sedimen dibatasi dengan 3 horison yang membatasinya. Horison 1 diinterpretasikan sebagai ketidakselarasan yang terbentuk secara khusus pada bagian barat barat daya yang merupakan bagian yang paling tebal pada lintasan ini. Paket 1 merupakan *basement* dengan horison 1 yang menunjukkan refleksi subparalel dengan deformasi *syndepositional*. Horison 2 merupakan ketidakselarasan menyudut yang terpotong dengan paket 1 dan basement. Paket 2 memiliki ketebalan 1 detik (TWT) dibagian barat dan menipis ke bagian timur menjadi 200 mili detik (TWT). Paket 3 dapat di tarik sepanjang lintasan seismik, walaupun karakter reflektor bervariasi. Pada penampang seismik terlihat ketebalan sedimen yang paling tebal mencapai 1.25 detik (TWT) terletak di bagian barat laut. Hal ini menimbulkan kemiringan ke arah timur dan *downlap* terhadap

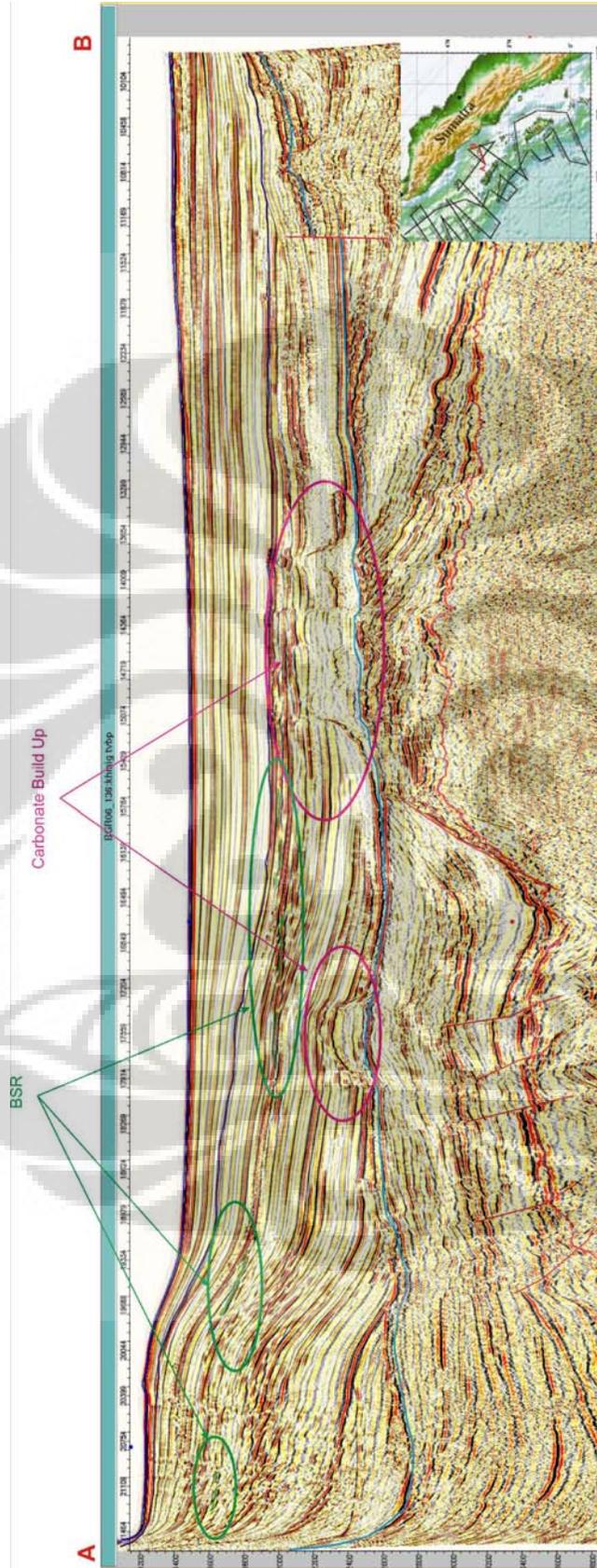
horison 2. Pada area ini terlihat kenampakan terumbu yang berkembang di atas horison 2 dengan ketebalan 200 mili detik (TWT). Di tengah lintasan juga terlihat kenampakan serupa tetapi lebih kompleks yang berada di atas *basement high*. Kenampakan terumbu ini mencapai ketebalan 500 mili detik (TWT) dan memperlihatkan struktur terumbu seperti talus bagian depan (*fore reef*).

5.1.3. Bottom Simulating Reflector (BSR)

BSR terdapat di bagian barat daya dan tengah dari lintasan. Pada bagian tengah terdapat beberapa kenampakan BSR yang terputus-putus, hal ini dimungkinkan karena sifat dari pembentukan gas hidrat yang membentuk lensa-lensa. Pada bagian timur tidak terlihat kenampakan BSR kemungkinannya karena memang tidak terdapat BSR atau BSR tersebut sejajar dengan perlapisan sedimen.

5.1.4. Tektonik

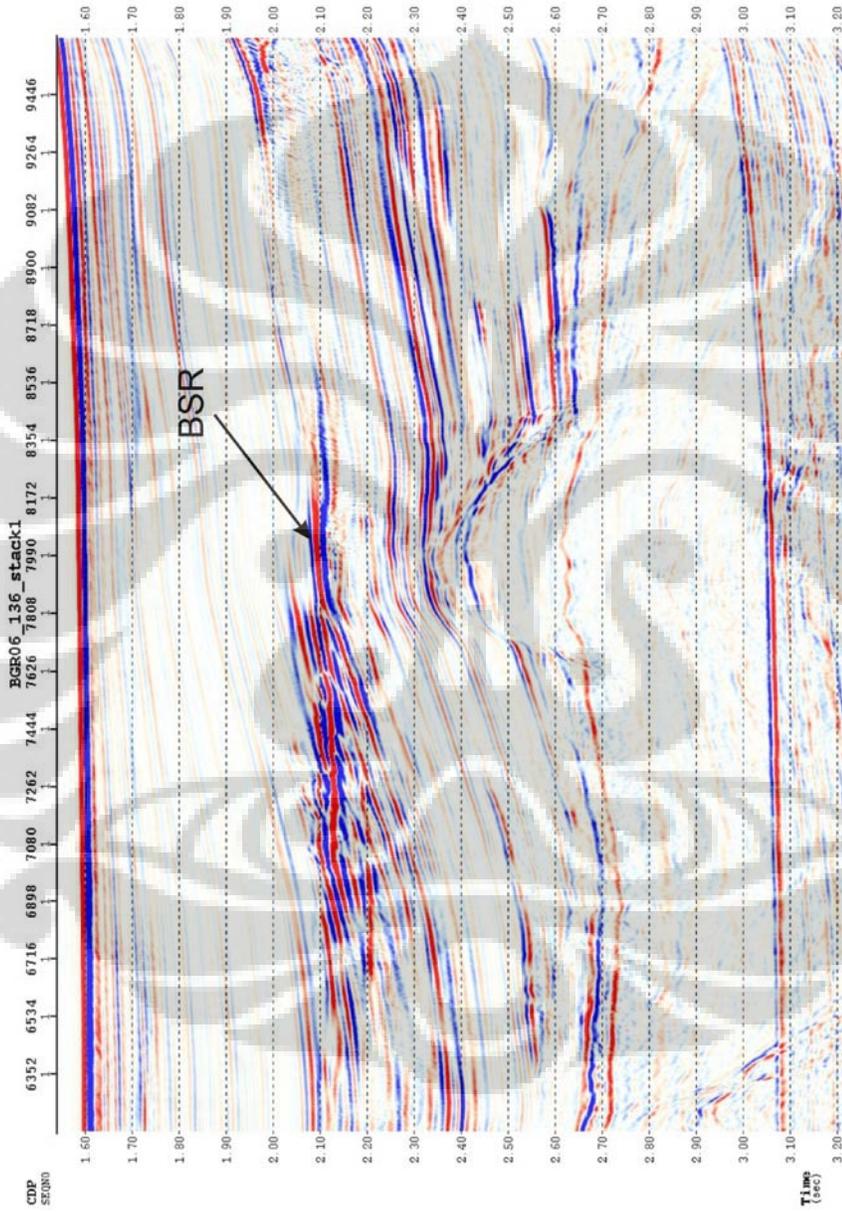
Beberapa tahap evolusi cekungan ini dapat teramati dari adanya deformasi yang berupa proses sedimentasi yang berjalan bersamaan dengan terbentuknya sesar pada *basement*. Di barat daya bagian yang terdalam dari cekungan memperlihatkan ada satu fase penurunan cekungan yang besar. Kemudian pergerakan berubah dan pengendapan dari sedimen yang termuda di atas cekungan menunjukkan terjadinya pengangkatan (*uplifting*). Kemudian cekungan ini diperkirakan telah mengalami pembalikan sepanjang dari sesar yang curam yang dekat dengan Pulau Simeuleu yang tidak nampak pada lintasan.



Gambar 5.1. Penampang seismik BGR06-136 yang berarah Barat Barat Daya – Timur Timur Laut, memperlihatkan kondisi *basement*, sedimen, BSR dan tektonik.

5.2. Kenampakan BSR Pada Cekungan Busurmuka Simeuleu.

Pada penampang seismik BGR06-136 terlihat kenampakan BSR yang sangat baik di bagian tengah hingga barat dari cekungan busurmuka Simeuleu. Kenampakan BSR ini terlihat sebagai efek yang kuat dari akustik impedance, hal ini dikarenakan pencampuran antara sedimen dengan gas hidrat yang menghasilkan endapan dengan kecepatan yang tinggi (*high velocity deposit*). Pada bagian bawah lapisan gas hidrat terdapat velocity yang lebih rendah yang berupa sedimen jenuh air dan juga tidak sedikit yang menjadi jebakan gas. Fenomena yang menarik lainnya adalah BSR terlihat berupa amplitudo yang tinggi dan memotong stratigrafi, adanya pembalikan polaritas jika dibandingkan dengan polaritas pada permukaan laut dan semakin dalam ketika kedalaman kolom air bertambah (gambar 5.2). Hal ini dapat terjadi karena pada lokasi tersebut terdapat kondisi yang sangat memungkinkan terbentuknya gas hidrat yang merupakan zona stabilitas gas hidrat. Pada bagian timur BSR tidak terlihat, ketidakhadiran BSR ini dimungkinkan karena gas hidrat hadir dan sejajar dengan perlapisan atau gas hidrat tidak hadir karena tidak terdapat zona stabilitas gas hidrat.



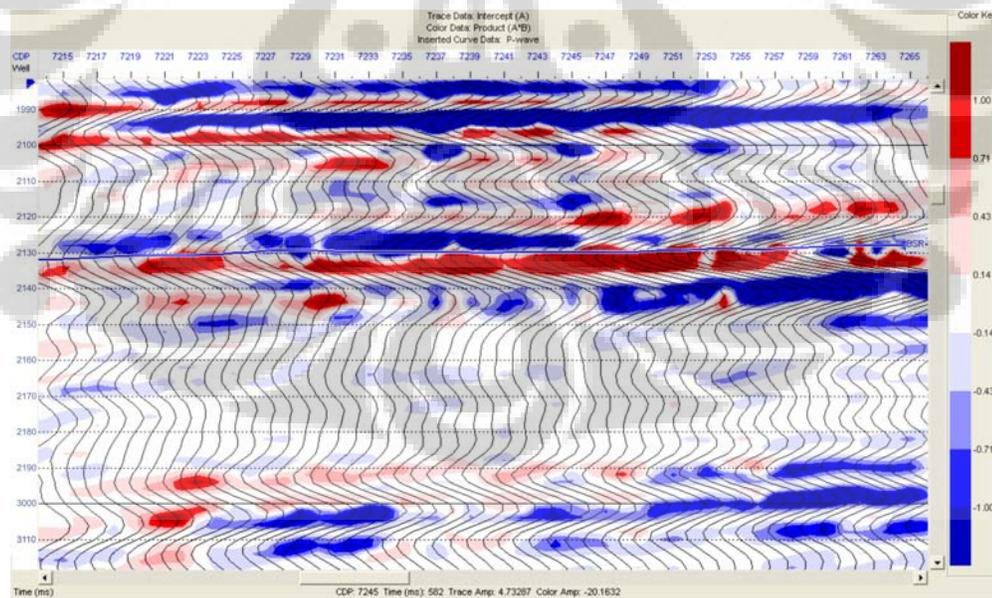
Gambar 5.2. Kenampakan BSR yang merupakan indikasi keberadaan gas hidrat berupa reflektor yang kuat, memotong stratigrafi, polaritas yang berbalik jika dibandingkan dengan dasar laut dan juga mengikuti pola dari permukaan dasar laut.

5.3. Analisis AVO

Pada analisis AVO yang dilakukan di Cekungan busurmuka Simeuleu merupakan studi yang masih dalam tingkat eksplorasi, dimana pada lokasi penelitian masih belum terdapat data sumur. Sehingga studi AVO dengan menggunakan data CDP gather diharapkan dapat membantu penentuan studi gas hidrat dan gas bebas pada cekungan busurmuka Simeuleu.

5.3.1. Penampang A*B Stack

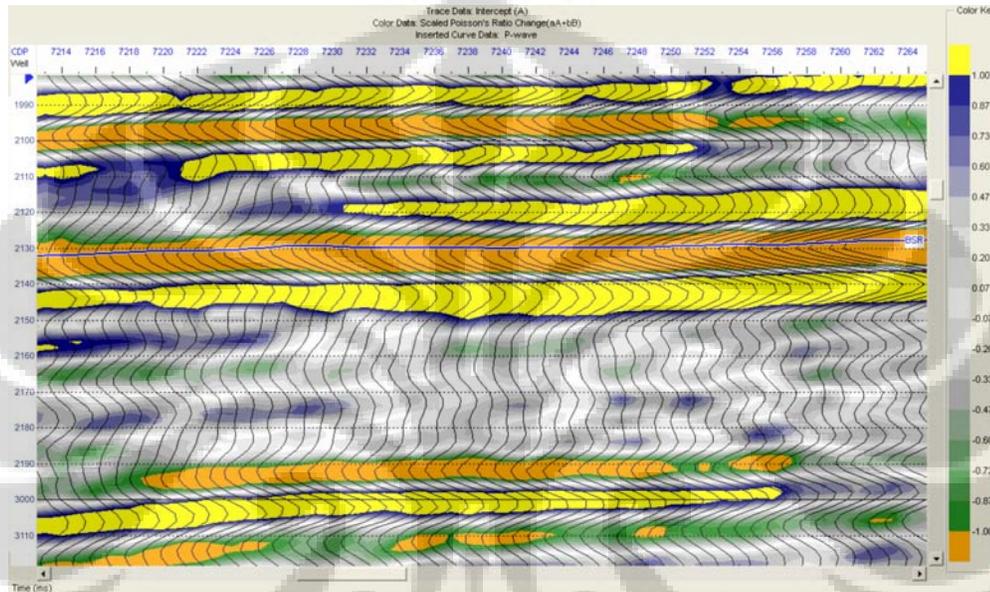
Penampang *stack* hasil perkalian *Intercept* (A) dengan *gradient* (B) menunjukkan adanya kenampakan anomali AVO (gambar 5.3). Peningkatan amplitudo terhadap *offset* ditandai dengan warna merah (respon AVO positif) dan penurunan amplitudo ditandai dengan warna biru (respon AVO negatif). Anomali AVO ditunjukkan pada garis biru diperkirakan BSR dengan lapisan gas bebas yang berada dibagian bawahnya. Anomali tampak sebagai horison pada TWT 2140 mili detik yang dimungkinkan dengan keberadaan gas bebas.



Gambar 5.3. Penampang *product* A*B yang berwarna merah menunjukkan nilai positif yang dimungkinkan terdapatnya gas bebas di bawah gas hidrat

5.3.2. Penampang *Pseudo Poisson Ratio Stack (A+B)*

Penampang *Pseudo Poisson Ratio Stack (A+B)* yang merupakan penjumlahan *intercept* dengan *gradient*. Warna Kuning menunjukkan *Pseudo Poisson Ratio* tinggi yang merupakan indikator prospek keberadaan gas.



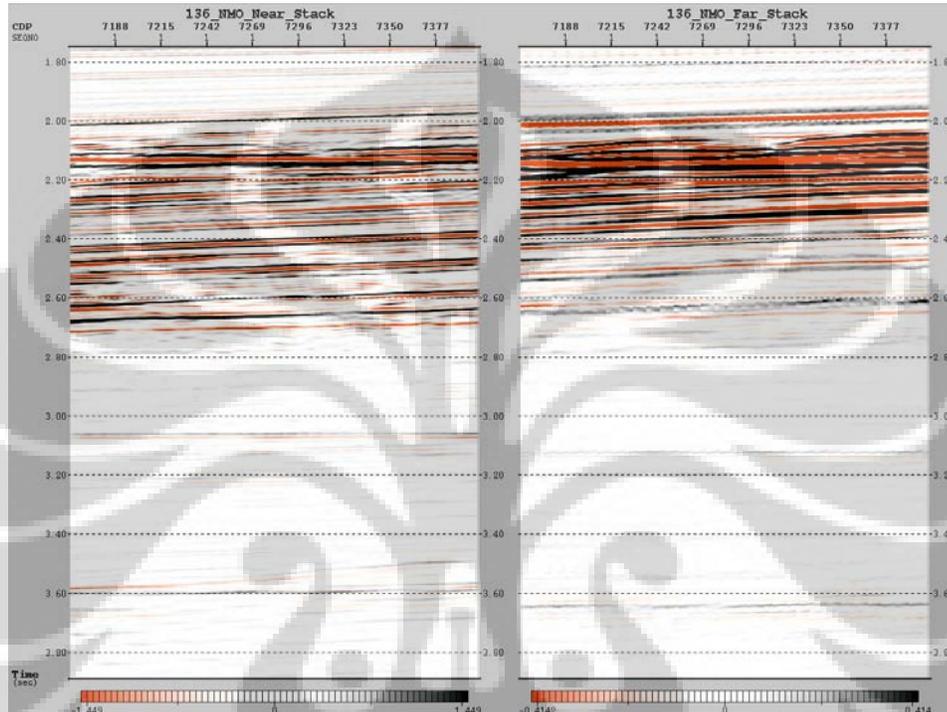
Gambar 5.4. Penampang *Pseudo Poisson Ratio (A+B)* menandakan nilai yang tinggi yang dapat diinterpretasikan sebagai daerah prospek.

5.3.3. Analisa *Near Offset dan Far Offset*

Dari data CDP gather dilakukan proses *angle gather* dimana akan tampak nilai sudut terjauh. Dengan perhitungan kedalaman BSR sekitar TWT 2140 mili detik dan jarak *Offset* terjauh adalah 3075 meter maka sudut terjauh adalah 63° . Seperti diketahui bahwa pada dalam melakukan analisis AVO maka sudut tidak melebihi sudut kritis (35°).

Angle Stack adalah besarnya sudut datang gelombang seismik sebagai fungsi dari jarak (*offset*) dan waktu. Pada *angle stack*, semakin besar sudut datang (dibawah sudut kritis) kenampakan anomali akan memiliki nilai yang besar pula. Dalam analisis AVO salah satu pengamatan yang dilakukan adalah melihat

perbedaan *stack* antara *near offset* dan *far offset* (Gambar 5.5). Dimana pada gambar 5.5b terlihat bahwa amplitudo disekitar TWT 2100-2150 mili detik nampak lebih tinggi nilai amplitudonya sehingga warnanya pun semakin menguat. Hal ini diperkirakan akibat adanya transisi gas hidrat dengan gas bebas yang tersaturasi pada sedimen.



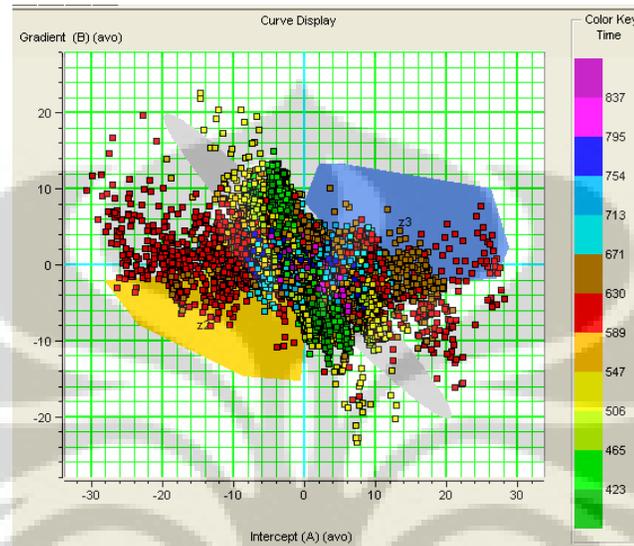
Gambar 5.5. Penampang *near dan far stack* yang menunjukkan adanya anomali AVO pada TWT 2140 mili detik.

5.3.4. *Crossplot Intercept dan gradient*

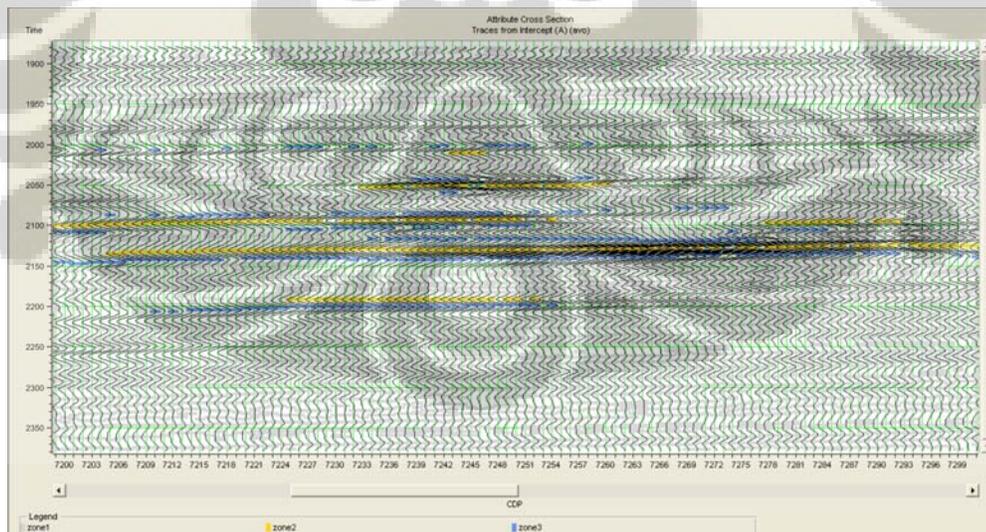
Reflektifitas *normal incidence* atau *intercept* adalah harga koefisien refleksi pada *offset* nol, sedangkan gradien adalah variasi amplitudo terhadap *offset*. *Crossplot* antara atribut reflektivitas *normal incidence* (*intercept*) pada sumbu x dan gradien pada sumbu y digunakan untuk menentukan kelas pasir gas berdasarkan klasifikasi Rutherford dan William (1989). Berdasarkan klasifikasi ini anomali AVO yang kemungkinan mengindikasikan adanya pasir gas berada di luar *background* (*trend*) yang berbentuk *ellipse*.

Crossplot antara *intercept* pada sumbu x terhadap gradien pada sumbu y di sekitar CDP 7245 dilakukan zonasi untuk menentukan kelas pasir berdasarkan

klasifikasi Rutherford dan Williams (1989) mengindikasikan pasir gas kelas III (Gambar 5.6). Pada penampang melintang (*cross section*) memperlihatkan hasil zonasi yang telah dibuat pada *crossplot* menunjukkan bahwa di sekitar CDP 7245 TWT 2100-2150 mili detik menunjukkan adanya anomali (gambar 5.7).



Gambar 5.6. *Crossplot* antara *intercept* dan *gradien* yang merupakan zona pasir gas kelas III dari klasifikasi Rutherford dan Williams (1989).

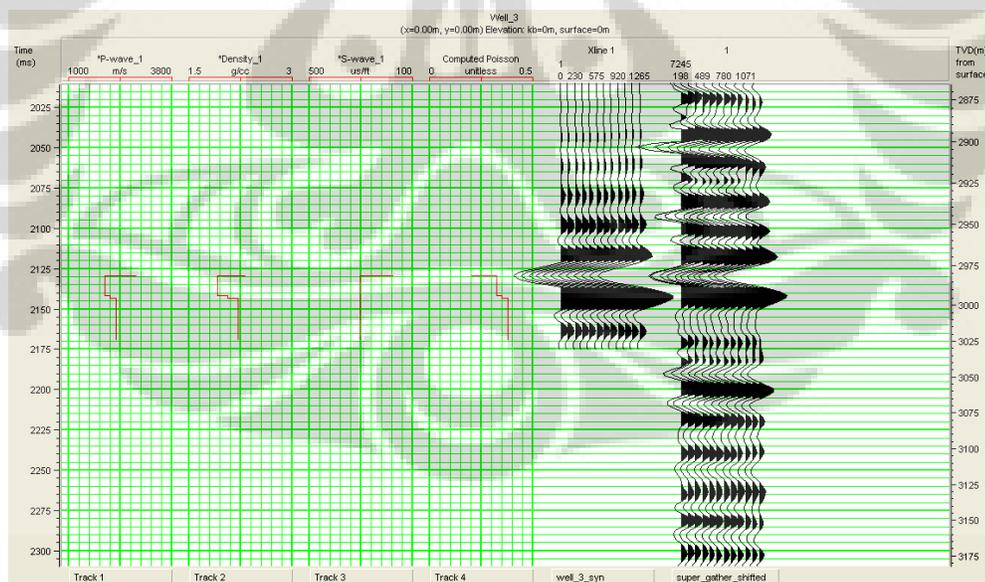


Gambar 5.7. Penampang (*cross section*) hasil *crossplot* yang menunjukkan gas pada time TWT 2140 mili detik

5.4. Analisis Bentuk Gelombang Sismik

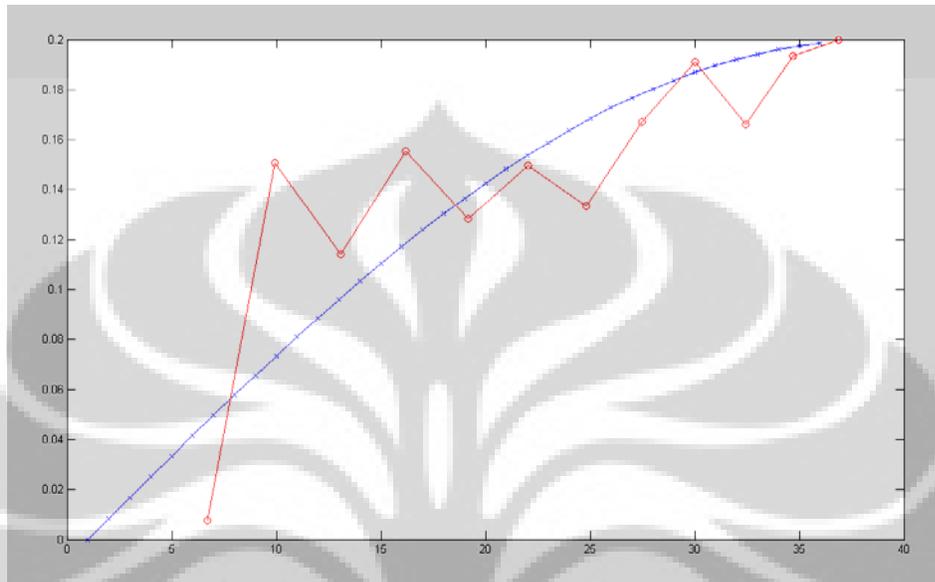
Analisis bentuk gelombang seismik digunakan untuk memprediksi parameter litologi batuan reservoir. Dengan membuat model geologi model suatu lapisan (batuan) dimana mempunyai kecepatan gelombang P (V_p), kecepatan gelombang S (V_s) dan densitas (ρ) maka bentuk respon gelombang seismik yang melewati lapisan (batuan) tersebut dapat diamati. Persamaan Zoeppritz digunakan sebagai penghubung antara model geologi dengan kondisi seismik yang ada.

Respon dari pemodelan seismik diamati dari model geologi yang berasosiasi dengan BSR berdasarkan konsep AVO analisis, dengan memasukan data V_p , V_s dan density maka dapat dibandingkan antara model koefisien refleksi data model dengan data real (Gambar 5.8). Dari hasil mencocokkan bentuk sinyal amplitudo terhadap *offset* di dapat $V_p=3300$ m/s, $V_s= 2050$ m/s, density=2.3 g/cc dan $\sigma =0.1858$.



Gambar 5.8. Model seismik yang dihasilkan dari pemodelan seismik dan real data

Dari pemodelan seismik di atas, maka di dapat model koefisien refleksi data real dan sintetik (Gambar 5.9). Dengan melihat kemiripan dari respon tersebut maka bisa diasumsikan bahwa model geologi tersebut dapat digunakan.



Gambar 5.9. Model respon koefisien refleksi data real (garis merah) dan sintetik (garis biru)

BAB VI

KESIMPULAN

Kesimpulan dari penelitian ini :

1. Pada Cekungan Busurmuka Simeuleu khususnya lintasan BGR06-136 di beberapa area mulai dari tengah hingga ke arah barat ditemukan indikasi keberadaan BSR.
2. BSR yang ditemukan pada lintasan tersebut terlihat memiliki amplitudo yang kuat, memotong stratigrafi, polaritas yang berbalik jika dibandingkan dengan polaritas pada permukaan dasar laut dan mengikuti bentuk dari dasar laut.
3. Pada bagian timur dari lintasan tidak ditemukan BSR dimungkinkan karena:
 - a. BSR hadir tetapi terakumulasi sejajar dengan perlapisan sedimen.
 - b. BSR memang tidak ada karena tidak terdapat zona stabilitas gas hidrat sehingga tidak dapat membentuk BSR.
4. Dari hasil analisis AVO terlihat kenampakan anomali amplitudo terhadap *offset* pada CDP 7245, TWT 2140 mili detik.
5. Hasil analisis *stack product* ($A*B$) pada TWT 2140 mili detik terdapat nilai positif yang mengindikasikan adanya gas bebas.
6. Gas bebas merupakan pasir gas kelas III menurut klasifikasi Rutherford dan Williams (1989).
7. Hasil AVO tidak dapat mengidentifikasi top Gas Hidrat.
8. Dari respon pemodelan seismik diperoleh model geologi yang berasosiasi dengan BSR adalah $V_p=3300$ m/s, $V_s=2050$ m/s, $\text{density}=2.3$ g/cc dan $\sigma=0.1858$.

DAFTAR REFERENSI

- Ashi, J., Tokuyama, H., Taira, A., 2002. *Distribution of methane hydrate BSRs and its implication for the prism growth in the Nankai Trough*. Mar. Geol. 187, 177 - 191.
- Bergelar et al., 2008. *Tectonic and Sedimentary Evolution of the Simeulue Fore-Arc Basin, Northwest Sumatra*. Marine Geology 253, P. 64.
- Bünz, S., et al., 2003. *Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin*, Earth and Planetary Science Letters Vol. 209, February 2003; P. 291-307
- Castagna, J.P., 1993. *Petrophysical imaging using AVO*, The Leading Edge 12, 172-178.
- Grauls D., 2001. *Gas hydrates: importance and applications in petroleum exploration*. Marine and Petroleum Geology 18, 519-523.
- Grevemeyer I., et al., 2000. Natural gas hydrates on the continental slope off Pakistan: constraints from seismic techniques. Geophysics Journal International (2000) 140, 295-310.
- Hamilton, W., 1979. Tectonics of Indonesian Region. U.S. Geological Survey Professional Paper 1078.
- Hampson, Russell, 2001. *Hampson-Russel Software: Installation instructions*.
- Hampson, Russell, 1999. *AVO theory*, Hampson-Russell software service Ltd.
- Kvenvolden, K.A. and Barnard, L.A., 1983. *Hydrates of Natural Gas in continental Margins*. In Watkins, J.S., and Drake, C.L., eds., Studies in continental margin geology: American Association of Petroleum Geologists Memoir 34, p. 631-640.
- Munadi, Suprajitno, 2006, *Kajian Kecepatan Penjalaran Gelombang Seismik*, Lembaran publikasi LEMIGAS, 2006.
- Munadi, Suprajitno, 1993, *AVO dan Eksplorasi Gas*, Lembaran publikasi LEMIGAS, No.1, 1993, 3-13.
- Rutherford, S., and Williams, R., 1989, *Amplitude versus offset variation in gas sands*, Geophysics 54, 680-688.
- Shipley, T.H., M. H. Houston, R.T. Buffler, F.J. Shaub, K.J. McMillen, J.W. Ladd, and J.L. Worzel, *Seismic evidence for widespread possible gas*

hydrate horizons an continental slopes and rises, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 63, 2204-2213,1979.

Sloan, E.D., Clathrate hydrates of natural gases. Maracel Bekker Inc., New York, 1990. P. 1-641.

Yilmaz O, Doherty S. M., 2001. *Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data*. Tulsa, OK. SEG.

