

**PENENTUAN LITOLOGI LAPISAN BAWAH PERMUKAAN
BERDASARKAN TOMOGRAFI SEISMIK REFRAKSI UNTUK
GEOTEKNIK BENDUNGAN AIR DAERAH BATANG TORU,
SUMATERA UTARA**
(Skripsi)

Oleh:
Hilman Sabiq



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2017**

ABSTRACT

DETERMINATION OF SUBSURFACE LITOLOGY BASED ON REFRACTION SEISMIC TOMOGRAPHY FOR DAM GEOTECHNICAL OF BATANG TORU, NORTH SUMATERA

By

Hilman Sabiq

Batang Toru river which is through Kecamatan Sipirok, Kabupaten Tapanuli Selatan, will be a hydro-electric power plant, in order to require the electricity in North Sumatera area. Therefore, refraction seismic survey needed to determine the subsurface lithology, as a guide in the construction of river water dam in that area. Refraction seismic utilizes the first arriving time of the first wave recorded by the receiver. So obtained the value of primary wave velocity (V_p) on each line. Refraction seismic tomography produces a cross section which shows the distribution of velocity value to depth, so we obtain the interpretation of rock lithology and depth estimation of each layer. This study aims to determine lithology in the research area based on cross-section of refraction seismic tomography, and to estimate the depth and thickness of the rock layers beneath the surface of the study area. The first layer is a topsoil layer with a velocity range of 100-700 m/s. The second layer is indicated as a tuff-sandstone with medium consolidation with a velocity range of 600-1800 m/s. The third layer is indicated as a tuff-sand rock to tuff-breccia with a value range higher than 1800 m/s. Based on the tomographic section, the thickness of the topsoil is estimated to be about 1-10 meters. Layers under top soil can be indicated as tuff-sand rocks with moderate consolidation, with an estimated thickness about 10-35 meters. The third layer can be indicated as tuff-sandstone until tuff-breksi is consolidated very well, with an estimated depth of 30-40 meters from the surface.

Keyword: water dam, refraction seismic, tomography

ABSTRAK

PENENTUAN LITOLOGI LAPISAN BAWAH PERMUKAAN BERDASARKAN TOMOGRAFI SEISMIK REFRAKSI UNTUK GEOTEKNIK BENDUNGAN AIR DAERAH BATANG TORU, SUMATERA UTARA

Oleh

Hilman Sabiq

Sungai Batang Toru yang melewati Kecamatan Sipirok, Kabupaten Tapanuli Selatan merupakan aliran sungai yang akan dijadikan sebagai pembangkit listrik tenaga air, untuk memenuhi kebutuhan listrik area Sumatera Utara dan sekitarnya. Oleh karena itu, survei seismik refraksi dibutuhkan untuk mengetahui litologi bawah permukaan, sebagai pedoman dalam pembangunan bendungan air sungai pada daerah tersebut. Seismik refraksi memanfaatkan waktu tiba gelombang pertama yang direkam oleh penerima. Sehingga diperoleh nilai kecepatan gelombang primer (V_p) pada setiap lintasan. Tomografi seismik refraksi menghasilkan penampang yang menunjukkan sebaran nilai kecepatan terhadap kedalaman, sehingga diperoleh interpretasi litologi batuan dan estimasi kedalaman dari tiap lapisan. Penelitian ini bertujuan untuk menentukan litologi di daerah penelitian berdasarkan penampang tomografi seismik refraksi, serta mengestimasikan kedalaman dan ketebalan lapisan batuan di bawah permukaan daerah penelitian. Lapisan pertama merupakan lapisan topsoil dengan rentang nilai kecepatan 100-700 m/s. Lapisan kedua diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran dengan konsolidasi sedang dengan rentang nilai kecepatan 600-1800 m/s. Lapisan ketiga diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran hingga tuff-breksi dengan rentang nilai kecepatan lebih besar dari 1800 m/s. Berdasarkan penampang tomografi, ketebalan topsoil diestimasi sekitar 1-10 meter. Lapisan dibawah top soil dapat diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran dengan konsolidasi sedang, dengan estimasi ketebalan sekitar 10-35 meter. Lapisan ketiga dapat diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran hingga tuff-breksi yang terkonsolidasi sangat baik, dengan estimasi kedalaman 30-40 meter dari permukaan.

Kata kunci: bendungan air, seismik refraksi, tomografi

**PENENTUAN LITOLOGI LAPISAN BAWAH PERMUKAAN
BERDASARKAN TOMOGRAFI SEISMIK REFRAKSI UNTUK
GEOTEKNIK BENDUNGAN AIR DAERAH BATANG TORU,
SUMATERA UTARA**

Oleh
HILMAN SABIQ

Skripsi
Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar
SARJANA TEKNIK

Pada
Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2017**

Judul Skripsi

: Penentuan Litologi Lapisan Bawah Permukaan
Berdasarkan Tomografi Seismik Refraksi untuk
Geoteknik Bendungan Air Daerah Batang Toru,
Sumatera Utara.

Nama Mahasiswa

: Hilman Sabiq

Nomor Pokok Mahasiswa

: 1215051025

Program Studi

: Teknik Geofisika S-1

Jurusan

: Teknik Geofisika

Fakultas

: Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I

Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si.

NIP 19730716 200012 1 002

Pembimbing II

Karyanto, S.Si., M.T.

NIP 19691230 199802 1 001

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.

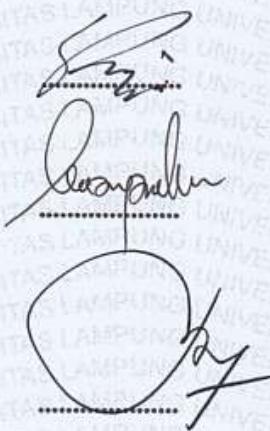
NIP 19661222 199603 1 001

MENGESAHKAN

1. Tim Pengaji

Ketua

: Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si.



Sekretaris

: Karyanto, S.Si., M.T.

Pengaji

Bukan Pembimbing : Bagus Sapto Mulyatno, S.Si., M.T.



Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D.

NIP. 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 24 Oktober 2017

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan oleh orang lain dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka. Selain itu saya menyatakan bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 12 Desember 2017



Hilman Sabiq

RIWAYAT HIDUP



Hilman Sabiq, lahir di Bandar Lampung pada tanggal 30 April 1994 dari pasangan Bapak Agus Salim, S.E. dan Ibu Rika Yanti merupakan anak kedua dari 3 bersaudara, yaitu Amardin Fikri dan Rilau Abdalla.

Penulis mengenyam pendidikan formalnya dimulai tahun 2000 di SD Al-Kautsar Bandar Lampung yang diselesaikan pada tahun 2006 selanjutnya di SMPN 1 Padang dan diselesaikan pada tahun 2009. SMAN 13 Bandar Lampung menjadi sekolah negeri pilihan selanjutnya yang diselesaikan pada tahun 2012, sampai akhirnya pada tahun 2012 penulis tercatat sebagai mahasiswa S1 Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung melalui jalur SNMPTN Tulis.

Selama menjadi mahasiswa, penulis terdaftar dan aktif dibeberapa Unit Kegiatan Kemahasiswaan, seperti HIMA TG BHUWANA sebagai Anggota Sosial Budaya Masyarakat selama 2 periode tahun 2013-2014 dan tahun 2014-2015, Badan Eksekutif Mahasiswa (BEM) sebagai Staf Bidang Eksternal selama 1 periode tahun 2014-2015, dan penulis juga tercatat sebagai anggota di SEG Student Chapter Lampung pada tahun 2014-2016.

Pada 3 Maret – 1 April 2015 penulis melakukan Kerja Praktek di Pertamina *Upstream Technology Center* selama 1 bulan dengan judul “Pengolahan Data Seismik *Land* 2D Menggunakan *Software Omega 2013* Pada Lapangan “MANE””. Kemudian penulis melanjutkan melaksanakan Tugas Akhir di Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika, Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung pada 6 April 2017 sampai dengan 15 Juni 2017. Pada akhirnya skripsi pun dilaksanakan dengan judul “Penentuan Litologi Lapisan Bawah Permukaan Berdasarkan Tomografi Seismik Refraksi untuk Geoteknik Bendungan Air Daerah Batang Toru, Sumatera Utara.”.

Ku Persembahkan sebuah karya ini untuk :

*Kedua Orang Tuaku Tersayang
Agus Salim, S.E.
Rika Yanti*

*Kakak & Adikku Tersayang
Amardin Fikri
Rilau Abdalla*

Sahabat-Sahabat Teknik Geofisika Fakultas Teknik
Universitas Lampung, yang sampai saat ini masih menjadi
nafas penyambung hidup penulis.

Almamater tercinta – Universitas Lampung

**Semua penyemangat dan inspirasi bagi penulis yang
tidak akan dapat terbalaskan jasanya.**

MOTTO

“Dan tiadalah kehidupan dunia ini, selain dari main-main dan senda gurau belaka, dan sungguh kampung akhirat itu lebih baik bagi orang-orang yang bertakwa. Maka tidaklah kalian memahaminya?”

(QS. AL AN'AM 32)

**Orang yang mau menunjukkan dimana letak kesalahanmu,
itulah temanmu yang sesungguhnya. Sedangkan mereka yang
hanya menyebar omong kosong dengan selalu memujimu,
mereka sebenarnya adalah algojo yang akan
membinasakanmu. (Umar bin Khatab)**

“Tidak ada kata terlambat untuk belajar” (Hilman Sabiq)

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kepada Allah SWT atas segala Rahmat dan Karunia-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi dengan judul **“Penentuan Litologi Lapisan Bawah Permukaan Berdasarkan Tomografi Seismik Refraksi untuk Geoteknik Bendungan Air Daerah Batang Toru, Sumatera Utara”** ini dapat terselesaikan dengan baik dan sebagai salah satu syarat bagi penulis untuk menyelesaikan studi pada Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini masih terdapat kekurangannya dan jauh dari sempurna. Oleh karena itu, diperlukan saran dan kritik yang dapat membangun untuk perbaikan ke depannya. Semoga skripsi ini dapat bermanfaat untuk pembaca dan dapat menjadi referensi untuk penulisan selanjutnya.

Bandar Lampung, 12 Desember 2017

Hilman Sabiq

SANWACANA

Segala puji dan syukur kehadirat Allah SWT, tiada sekutu bagi-Nya, serta tiada daya dan upaya melainkan atas kehendak-Nya, berkat petunjuk-Nya lah skripsi ini dapat diselesaikan dan semoga shalawat senantiasa tercurah kepada Nabi Muhammad SAW, keluarga, sahabat, dan umatnya. Aamiin.

Penelitian dalam skripsi ini dilakukan di Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika, Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Universitas Lampung dengan judul **Penentuan Litologi Lapisan Bawah Permukaan Berdasarkan Tomografi Seismik Refraksi untuk Geoteknik Bendungan Air Daerah Batang Toru, Sumatera Utara**. Dalam penyusunan skripsi ini begitu banyak suka dan duka yang dihadapi oleh penulis, Oleh karena itu, penulis mengucapkan terima kasih yang kepada:

1. Allah SWT yang telah memberikan kesempatan dan kesehatan selama ini sehingga saya dapat melaksanakan Tugas Akhir.
2. Kedua Orang tua saya tercinta Agus Salim, S.E. dan Ibu Rika Yanti, serta kakak dan adik saya Amardin Fikri dan Rilau Abdalla yang menjadi semangat dan motivasi saya untuk selalu menjalankan kewajiban kuliah ini hingga sekarang ini.
3. Bapak, Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

4. Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika sebagai institusi yang telah memberi kesempatan untuk melaksanakan Tugas Akhir.
5. Bapak Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si. selaku Kepala Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika sekaligus dosen pembimbing 1 yang telah memberikan sangat banyak ilmu, saran dan bimbingan hingga terselesaikannya Tugas Akhir ini.
6. Bapak Karyanto, S.Si., M.T. selaku dosen pembimbing 2 Tugas Akhir yang selalu memberikan ilmunya dan bimbingannya.
7. Bapak Bagus Sapto Mulyatno, S.Si, M.T. sebagai pembimbing akademik yang telah banyak membimbing, memberikan arahan penulis selama masa perkuliahan.
8. Bapak Bagus Sapto Mulyatno, S.Si, M.T. sebagai Penguji dalam Tugas Akhir.
9. Mas Pujono “Ce”, Mas Legino, Dayat, Pak Marsuno “Babe” dan Mbak Dea selaku karyawan di Jurusan Teknik Geofisika.
10. M. Afandi ”Semendo”, Andre ”Batak”, dan Agung ”Cina” teman-teman seperjuangan sejak SMA sampai saat ini yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
11. Andhi ”F.U.” sahabat seperjuangan sejak kecil sampai saat ini yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
12. Esha Firnanza ”Firaun”, S.T. *partner in crime* dalam suka dan duka selama KP di Pertamina *Upstream Technology Center* dan Tugas Akhir di Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika.

13. Ahmad Ghifari "Ncip" Ardiansyah sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
14. Arianto Fetrus Silalahi, S.T. alias BonezZ, *partner in crime* dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
15. Dimas Triyono, S.T. "Onoy" sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
16. Edo "Bunsen" Pratama, S.T. sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, materiil, moriil dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
17. Irwansyah "Dobleh Blewah Blehblehbleh" sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
18. Jordy Carlingga Reno sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
19. M. Dimastya Baskara "Koped" sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
20. M. Kevin Putra Bintara Sinulingga, S.T. "Ketring" sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.

21. Raynaldo Aristiawan Pratama, S.T. sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
22. Agung Laksono "Rambang" sahabat seperjuangan dalam suka dan duka perkuliahan yang selalu memberikan motivasi, semangat, dan pendengar setia dalam suka dan duka selama ini.
23. Teman-Teman seperjuangan semasa menjalani kuliah di Teknik Geofisika Universitas Lampung Angkatan 2012, Para pejantan tangguh Bari "Heiho", Agus, Ghifari, Legowo, Andre, Ari, Bagas, Beny, Carta, Deddi Adrian, Dedi Yuliansyah, Dimas Suen, Onoy, Edo, Esha, Ferry, Irfan, Irwan, Jordy, Kukuh, Dimastya, Kevin, Made, Anta, Aldo, Rival, Gata, Ucok, Sigit, Sule, Virgi, Zulhijri serta para wanita yang mewarnai hari-hari di kampus yaitu Vee, Andina, Azis, Bella, Betha, Elen, Gita, Vivi, Lita, Medi, Nana, Niar, Dilla, Resti dan Zahidah.
24. Kak Sinku "Jendral", Kak Edo Bagol, Kak Didi "Doy", Kak Bebew, Bang Yan "Mongol", Kang Aling Subaling, Kak Yuda "Kayud", Kak Wilyan "Korwil" yang banyak memberikan bantuan dan ilmunya.
25. Niko Doyok, Agra Cimihaw, Ridho Balik, adik-adik yang telah memberikan bantuan.
26. Senior- senior angkatan 2007, 2008, 2009, 2010, 2011 dan Adik- adik Angkatan 2013, 2014, 2015, dan 2016 yang telah memberikan support selama ini.
27. Serta semua pihak yang telah membantu terlaksananya skripsi ini.

Penulis berharap semoga skripsi ini dapat menambah referensi dan dapat digunakan sebagai bahan acuan untuk penelitian berikutnya.

Bandar Lampung, 12 Desember 2017

Hilman Sabiq

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRACT	i
ABSTRAK	ii
COVER DALAM	iii
HALAMAN PERSETUJUAN	iv
HALAMAN PENGESAHAN.....	v
HALAMAN PERNYATAAN.....	vi
RIWAYAT HIDUP.....	vii
HALAMAN PERSEMBAHAN	ix
HALAMAN MOTTO	x
KATA PENGANTAR.....	xi
SAN WACANA	xii
DAFTAR ISI	xvii
DAFTAR GAMBAR	xix
DAFTAR TABEL	xxi
I. PENDAHULUAN	
A. Latar Belakang	1
B. Tujuan Penelitian	2
C. Batasan Masalah	3
II. TINJAUAN PUSTAKA	
A. Lokasi Daerah Penelitian	4
B. Geologi Regional	4

1. Tatatan Tektonika	4
2. Stratigrafi Regional.....	6
3. Fisiografi	7
C. Geologi Daerah Penelitian	8

III. TEORI DASAR

A. Prinsip Dasar Gelombang Seismik	10
1. Prinsip Snellius	11
2. Prinsip Huygens	12
3. Prinsip Fermat	12
B. Gelombang Seismik	13
C. Gelombang P	14
D. Konsep Dasar Seismik Refraksi	21
E. Interpretasi Data Seismik Refraksi	25
F. <i>Generalized Reciprocal Method</i>	30
G. Metode <i>Linear Regression</i>	33
H. Tomografi Seismik Refraksi	38
I. Uji Seismik Refraksi untuk investigasi geoteknik	39

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian	41
B. Perangkat	42
C. Data Penelitian	42
D. Pengolahan Data	43

V. HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN

A. Geometri data pengukuran lapangan	49
B. Analisis dan inerpretasi	53

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan.....	68
A. Saran	69

DAFTAR PUSTAKA

LAMPIRAN

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Peta Administrasi Kabupaten Tapanuli Selatan	5
Gambar 2. Peta Geologi Batang Toru	9
Gambar 3. Hukum Snellius	11
Gambar 4. Penjalaran Gelombang menurut Huygens	12
Gambar 5. Penjalaran gelombang menurut Fermat	13
Gambar 6. Pembiasaan dengan sudut kritis.....	24
Gambar 7. Kurva <i>traveltime</i> pada dua lapis sederhana dengan bidang batas.	25
Gambar 8. Sistem dua lapis sederhana dengan bidang batas paralel.....	26
Gambar 9. Kurva <i>travel time</i> pada sistem tiga lapis dengan V_1 adalah kecepatan gelombang pada lapisan pertama dan V_2 adalah kecepatan gelombang pada lapisan kedua.....	28
Gambar 10. Skema sistem tiga lapis, dengan V_1 , V_2 dan V_3 berturut-urut adalah kecepatan gelombang pada lapisan pertama, kedua dan ketiga, Z_1 adalah kedalaman pada lapisan pertama, dan Z_2 adalah kedalaman pada lapisan kedua	29
Gambar 11. Penjalaran gelombang seismik untuk dua lapisan miring, sumber gelombang di titik O pengukuran Down-dip, sedangkan untuk sumber di titik O' pengukuran Up-dip	30
Gambar 12. Ilustrasi Metode GRM	31
Gambar 13. Penampang <i>Raw Data</i> Seismik.....	42
Gambar 14. Diagram Alir Penelitian.....	44

Gambar 15. Menu import pada Reflexw	45
Gambar 16. menu input geometri	46
Gambar 17. <i>first break picking</i>	47
Gambar 18. <i>Traveltme picking</i>	47
Gambar 19. <i>Traveltme inversion</i>	48
Gambar 20. Hasil pemodelan tomografi.....	48
Gambar 21. Sebaran titik lintasan survey seismik, sumur, dan sampel air	50
Gambar 22. kurva jarak terhadap waktu.....	54
Gambar 23. Hasil inversi traveltme.....	54
Gambar 24. Penampang hasil tomografi	55
Gambar 25. Penampang seismik line BTD-D1A	56
Gambar 26. Penampang seismik line BTD-D1B	57
Gambar 27. Penampang seismik line BTD-D2A	58
Gambar 28. Penampang seismik line BTD-D2B	59
Gambar 29. Penampang seismik line BTD-D3A	60
Gambar 30. Penampang seismik line BTD-D3B	61
Gambar 31. Penampang seismik line BTD-D4	62
Gambar 32. Penampang seismik line BTD-D5	63
Gambar 33. Penampang seismik line BTD-D6	64
Gambar 34. Penampang seismik line BTD-D7	65

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1. Data kecepatan gelombang primer pada beberapa medium	22
Tabel 2. Nilai kecepatan gelombang seismik batuan vulkanik	22
Tabel 3. Data seismik refraksi: waktu tiba gelombang pada 4 <i>geophone</i>	36
Tabel 4. Jadwal pelaksanaan penelitian.....	41
Tabel 5. Parameter lapangan dan geometri line seismik refraksi Batang Toru, Tapanuli Selatan (30 <i>geophone</i>)	51
Tabel 6. Parameter lapangan dan geometri line seismik refraksi Batang Toru, Tapanuli Selatan (40 <i>geophone</i>)	52

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Sungai Batang Toru merupakan sungai yang memiliki potensi untuk dijadikan pembangkit listrik tenaga air (PLTA). Bendungan air diperlukan dalam pembangunan PLTA untuk menghasilkan energi listrik yang diperlukan. Oleh karena itu akan dibangun bendungan di aliran sungai Batang Toru, salah satunya terletak di area Kecamatan Sipirok. Maka dilakukan uji seismik refraksi pada daerah aliran sungai tersebut untuk mengetahui perlapisan tanah dasar sesuai dengan Pedoman Penyelidikan Geoteknik untuk Fondasi Bangunan Air (Kemeterian PU, 2005).

Seismik eksplorasi merupakan metode yang menggunakan sumber gelombang buatan. Sumber tersebut dapat berupa dinamit, palu, ataupun dengan suatu alat pembangkit getaran seperti vibroseis. Sumber tersebut mengakibatkan adanya gangguan pada partikel-partikel batuan di dalam bumi dan selanjutnya gelombang seismik dapat merambat. Metode seismik yang digunakan untuk mengetahui kondisi lapisan bawah permukaan terdiri dari dua jenis yaitu, metode seismik refleksi dan metode seismik refraksi.

Seismik refleksi biasa digunakan untuk mengetahui lapisan bawah permukaan pada kedalaman yang cukup dalam, sedangkan metode seismik refraksi

digunakan untuk mengetahui kedalaman yang relatif dangkal. Prinsip dasar metode seismik refraksi adalah dengan menentukan *first break* gelombang seismik pada setiap penerima (*geophone*). Dengan menentukan waktu tiba gelombang seismik (*two-way-time*) maka kecepatan rambat gelombang seismik (v) pada setiap medium batuan dapat diketahui. Nilai kecepatan rambat gelombang seismik inilah yang akan memberikan informasi lapisan batuan bawah permukaan. Metode ini didasarkan pada sifat penjalaran gelombang yang mengalami refraksi (pembiasan) dengan sudut kritis, yaitu bila dalam perambatannya, gelombang tersebut melalui bidang batas yang memisahkan suatu lapisan dengan lapisan yang di bawahnya, yang mempunyai kecepatan gelombang lebih besar. Parameter yang diamati adalah karakteristik waktu tiba gelombang pada masing-masing *geophone* (Wahyuningsih dkk., 2006).

Penelitian yang dilakukan ini menggunakan metode seismik refraksi untuk melihat respon bawah permukaan terhadap sumber gelombang seismik, kemudian diperoleh nilai kecepatan rambat gelombang, sehingga diperoleh informasi tentang litologi bawah permukaan daerah penelitian.

B. Tujuan Penelitian

Tujuan dilakukannya penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menentukan litologi di daerah penelitian berdasarkan penampang tomografi seismik refraksi.

2. Mengestimasikan kedalaman dan ketebalan lapisan batuan di bawah permukaan daerah penelitian berdasarkan penampang tomografi seismik refraksi.

C. Batasan Masalah

Penelitian yang dilakukan ini menggunakan data seismik refraksi 2D hasil akuisisi lapangan daerah penelitian. Data seismik refraksi yang digunakan, yaitu sebanyak 10 *line*. Jumlah *geophone* yang digunakan yaitu 30 dan 40 *geophone*, dengan interval 5 meter. Setiap *line* terdiri dari 15 *shot point*, dengan *shot interval* sebesar 15 meter. Konfigurasi yang digunakan adalah *assimetric split spread*. Tahap awal dilakukan *picking first break* dan kemudian dilakukan analisis untuk menentukan nilai kecepatan pada tiap lapisan. Tahap akhir dilakukan pemodelan kecepatan menggunakan *refraction tomography*. Hasil akhir berupa penampang hasil tomografi yang kemudian digunakan untuk interpretasi litologi bawah permukaan daerah penelitian.

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Lokasi Daerah Penelitian

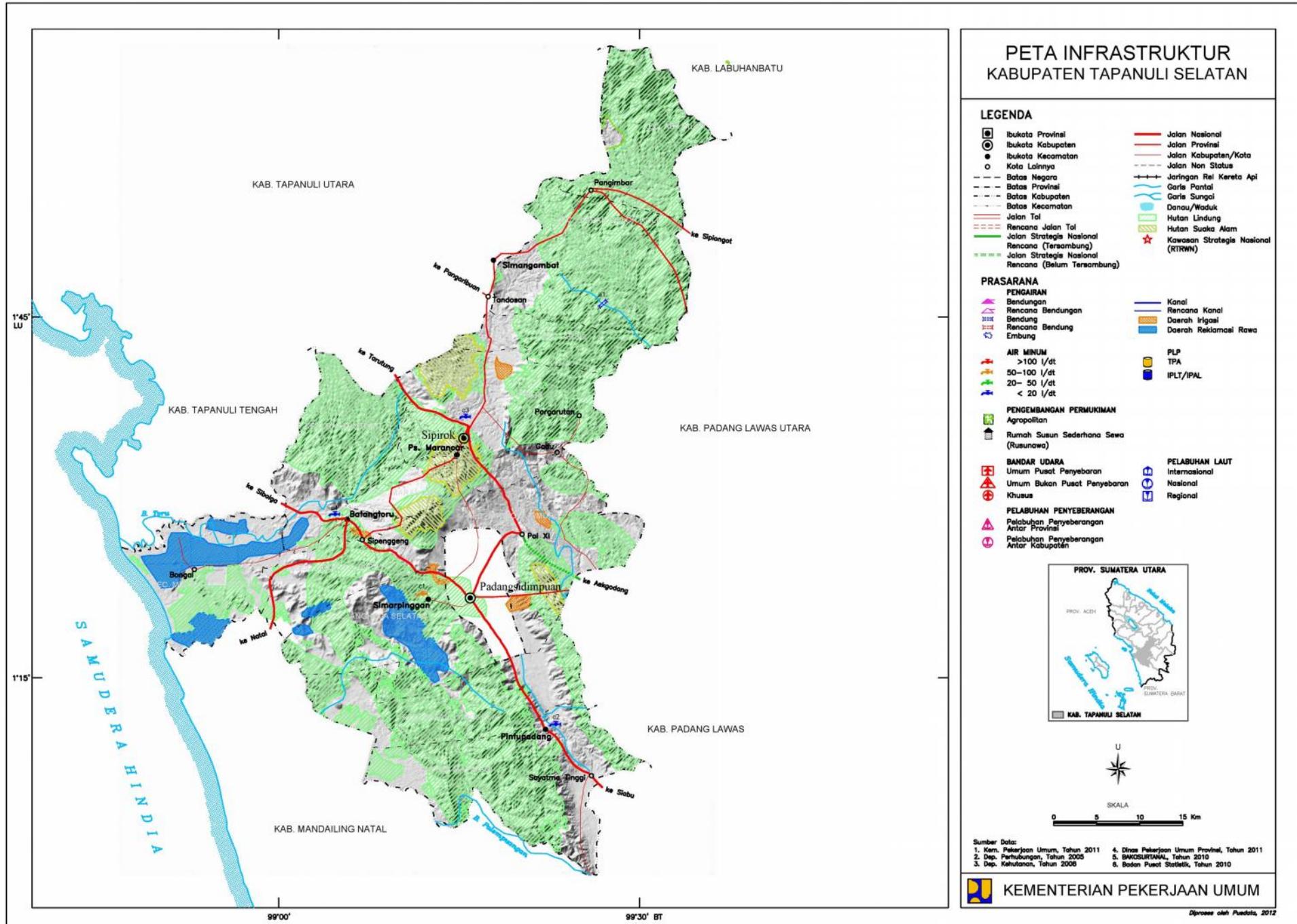
Daerah penelitian ini berada di Kecamatan Batang Toru, Kabupaten Tapanuli Selatan, Sumatera Utara. Peta administrasi Kabupaten Tapanuli Selatan dapat dilihat pada Gambar 1.

B. Geologi Regional

1. Tatatan Tektonika

Pulau Sumatera terletak di sepanjang tepi Baratdaya Lempeng Benua Eurasia yang bertumbukan dengan Lempeng Indo-Australia, sehingga mengalami penunjaman di sepanjang Palung Sunda, di lepas pantai Barat Sumatera. Penunjaman yang terjadi pada masa Tersier sampai Resen di bawah Pulau Sumatera mengakibatkan terbentuknya jalur busur magma, yaitu Pegunungan Bukit Barisan. Penunjaman yang terbentuk secara berkala telah dilepaskan melalui sesar transform yang sejajar dengan tepian lempeng dan terpusat di sepanjang Sistem Sesar Sumatera yang membentang sepanjang Pulau Sumatera.

Secara regional di daerah Sumatera Utara tersingkap berbagai macam batuan mulai dari batuan sedimen, beku, metasedimen hingga malihan yang berumur Karbon hingga umur Pleistosen. Batuan intrusif tua yang berumur Kapur



Gambar 1. Peta Administrasi Kabupaten Tapanuli Selatan (Kementerian PU, 2011)

hingga Tersier, baik jenis granodiorit maupun granit porfiri yang terdapat di daerah Padang Sidempuan sampai daerah selatan Solok, Sumatera Barat dan juga di bagian timur hingga barat daerah Sibolga. Batuan intrusif tua dan malahan berumur pra-Tersier menjadi *basement* dari cekungan-cekungan sedimen di sepanjang jalur belakang busur vulkanik. Batuan vulkanik banyak tersingkap di bagian tengah yang merupakan jalur vulkanik aktif sejak Oligosen Atas hingga Resen yang dicirikan oleh banyaknya kerucut-kerucut gunungapi aktif seperti Sibayak, Sinabung, Sarula, Sorik Marapi, dan sebagainya, komposisi batuan vulkanik di sepanjang jalur ini bervariasi dari mulai basaltik hingga riolitik. Piroklastik Toba merupakan produk yang paling besar volume dan luas areal penyebarannya dari sekian banyak produk vulkanik di daerah Sumatera Utara. Satuan batuan yang terdiri dari tufa dan ignimbrit yang berkomposisi dasitik hingga riolitik ini diduga merupakan hasil dari mekanisme letusan gunungapi tua Toba. Gunungapi ini bersifat eksplosif yang terjadi kala Pleistosen Awal, akibat letusan ini terbentuk kaldera yang menjadi Danau Toba sekarang (Bemmelen, 1949).

2. Stratigrafi Regional

Secara regional di daerah Sumatera Utara telah tersingkap berbagai macam batuan mulai dari sedimen, beku, metasedimen yang berumur Karbon hingga Pleistosen. Batuan intrusif tua berumur Kapur hingga Tersier, dan berupa granodiorit serta granit porfiri yang terdapat di daerah Padang Sidempuan hingga selatan Solok, Sumatera Barat dan juga terdapat di bagian timur hingga barat Sibolga. Batuan intrusif tua dan malahan berumur Pra Tersier menjadi

basement dari cekungan-cekungan sedimen di sepanjang jalur belakang busur vulkanik.

Komposisi batuan vulkanik bervariasi dari basaltik hingga riolitik. Satuan batuan tertua di daerah penelitian yaitu, Formasi Kluet yang berupa batuan metasedimen, seperti batupasir metakuarsa, batusabak dan filit (Karbon Akhir – Perm Awal).

3. Fisiografi

Pulau Sumatera memiliki luas daerah berkisar 435.000 km^2 , dengan panjang 1650 km, lebar 100-200 km di daerah utara dan 350 km di daerah selatan. Menurut van Bemmelen (1949), zona fisiografi Sumatera bagian utara dibagi atas 5 bagian, yaitu:

- a. Blok pegunungan struktur
- b. Jalur depresi/graben
- c. *Embayment* Meulaboh dan Singkil
- d. Kaki perbukitan dan dataran rendah
- e. Kompleks gunung api muda

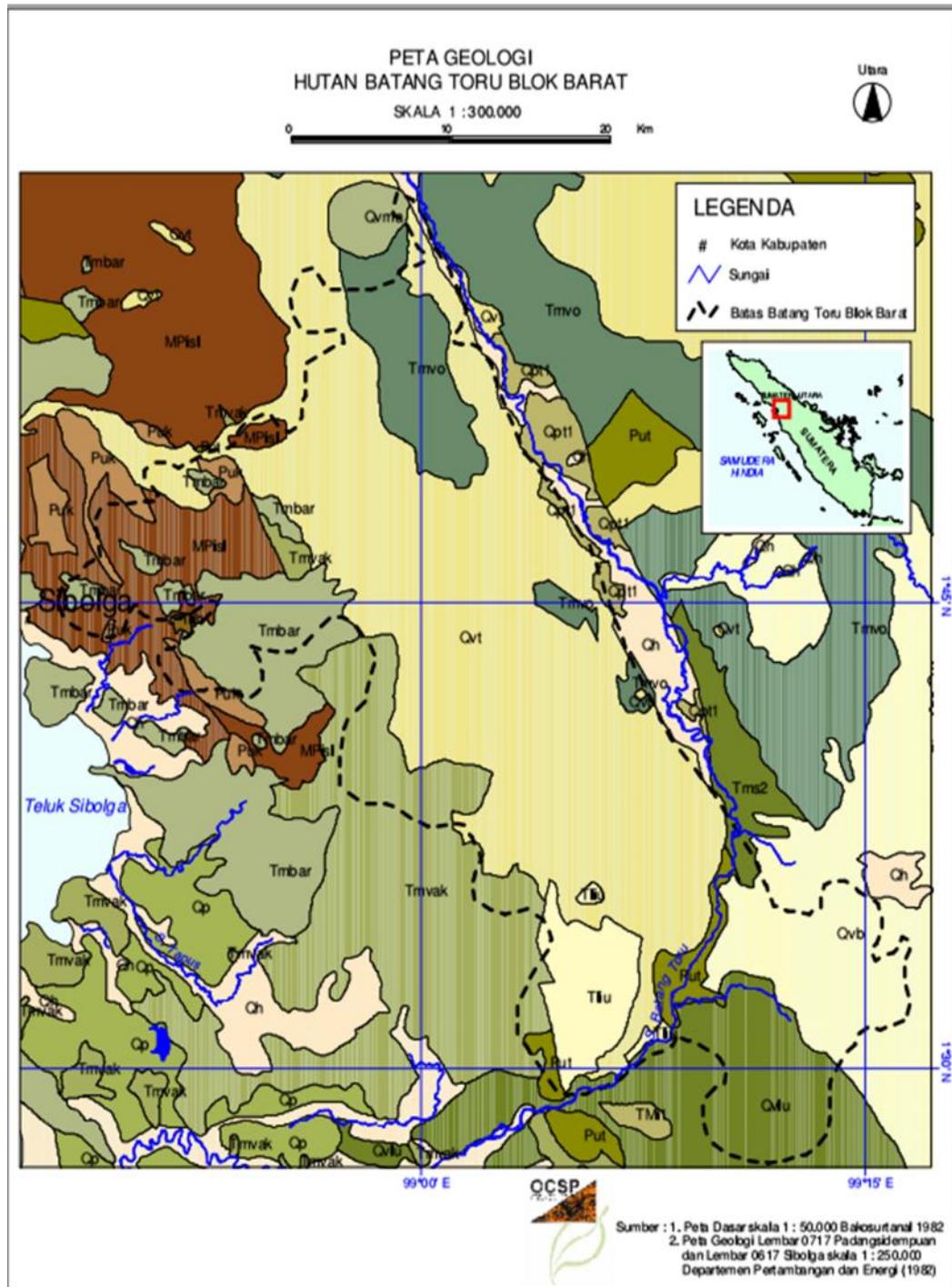
Zona fisiografi blok pegunungan struktur dan jalur depresi/graben mencakup hampir seluruh Pulau Sumatera, didominasi oleh batuan berumur Pra-Tersier hingga Tersier Awal. Jalur depresi (graben) mencakup daerah tengah Sumatera memanjang utara-selatan, didominasi oleh batuan berumur Pra-Tersier hingga Tersier Awal. Zona *embayment* Meulaboh dan Singkil mencakup daerah pantai barat, didominasi oleh batuan berumur Tersier Awal hingga Kuarter.

C. Geologi Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak pada Pegunungan Barisan yang merupakan busur vulkanik akibat dari penunjaman lempeng Hindia yang menunjam ke bawah Lempeng Eurasia. Kegiatan tektonik ini mempengaruhi geologi daerah penelitian yang ditunjukkan oleh litologi daerah penelitian yang didominasi oleh endapan vulkanik.

Kawasan Batang Toru, seperti yang ditampilkan pada Gambar 2, berada di daerah vulkanis aktif, dimana kawasan ini merupakan bagian dari rangkaian Pegunungan Bukit Barisan dan juga merupakan bagian dari Daerah Patahan Besar Sumatera (*Great Sumatran Fault Zone*) atau secara spesifik dikenal sebagai Sub Patahan Batang Gadis–Batang Angkola–Batang Toru. Patahan ini terus bergerak, sehingga kerap kali menimbulkan gempabumi besar seperti yang terjadi di Sarulla (1984), Tarutung (1987), Padangsidempuan, Mandailing Natal (2006) dan Pahae (2008).

Berdasarkan batuan geologinya, pada kawasan Batang Toru terdapat 15 jenis batuan geologis dan tipe batuan Qvt, yaitu batuan vulkanik Toba Tuffs atau Tufa Toba (batuan polimik bersusun riolit-dasit, aliran tufa kristal, gelas, debu dengan sedikit tufa eksposif pada bagian atas).



Gambar 2. Peta Geologi Batang Toru (Dep. Pertambangan dan Energi, 1982)

Keterangan,

Mpisl (Batuan Intrusif, Kompleks Sibolga); Puk (Batu pasir meta-kuarsa); Put (Meta kuarsa, meta konglomerat, batu sabak); Qh (Alluvium: krikil, pasir, Lumpur); Qpto (Krikil, pasir, lempung); Qvb (Tuff, debu); Qvlu (Tuff, debu); Qvma (Tuff, debu); Qvt (Tuff, debu (Toba)); Tlih (Batu pasir, batu lanau dan batu lumpur dan konglomerat); Tliu (Batu pasir batu lanau dan batu lumpur dan konglomerat); Tmba (Batu pasir, batu lanau dan batu lumpur dan konglomerat); Tms (Batulumpur Gampingan); Tmvak (Formasi Gunung Api, Aglomerat Andesitik); Tmvo (Formasi Gunung Api, Andesit).

III. TEORI DASAR

A. Prinsip Dasar Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang merambat dalam bumi. Bumi sebagai medium gelombang terdiri dari beberapa lapisan batuan yang antar satu lapisan dengan lapisan lainnya mempunyai sifat fisis yang berbeda. Ketidak-kontinuan sifat medium ini menyebabkan gelombang seismik yang merambatkan sebagian energinya dan akan dipantulkan serta sebagian energi lainnya akan diteruskan ke medium di bawahnya (Telford, dkk, 1990). Energi yang merambat dan menjalar ke segala arah akan dipantulkan atau dibiaskan pada suatu batas lapisan dimana batas lapisan tersebut merupakan batas antara dua lapisan yang mempunyai impedansi akustik yang berbeda cukup signifikan. Nilai-nilai impedansi akustik tersebut adalah kecepatan rambat gelombang pada suatu perlapisan dikalikan dengan massa jenis masing-masing perlapisan batuan tersebut. Hubungan antara kecepatan rambat gelombang dengan massa jenis batuan dapat dinyatakan dengan sebagai Koefisien Refleksi (R) dan Koefisien Transmisi (T). Persamaannya adalah sebagai berikut :

$$KR = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (1)$$

Dimana :

KR = Koefisien Refleksi

ρ = Massa jenis (kg/m^3)

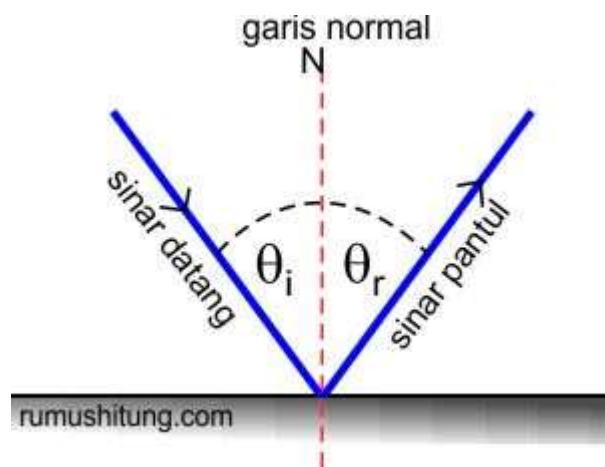
v = Kecepatan rambat gelombang (m/s)

$\rho \cdot v$ = Impedansi akustik ($\text{kg/m}^2\text{s}$)

Hukum yang mendasari seismik merupakan hukum-hukum dasar gelombang, diantaranya yaitu Hukum Snellius, Hukum Huygens, dan Asas Fermat.

1. Hukum Snellius

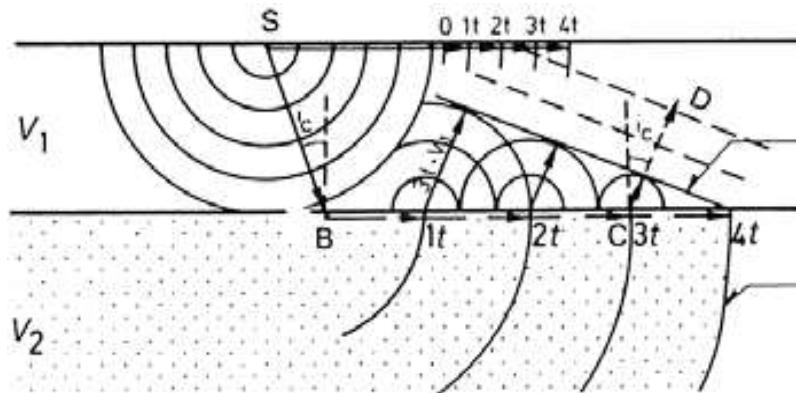
Arah-arah gelombang datang, bias dan pantul semua berada dalam satu bidang yang normal terhadap permukaan pemisah. Sudut pantul adalah sama dengan sudut datang, jadi $\theta_r = \theta_i$. Perbandingan sinus sudut datang dan sinus sudut bias adalah konstan.



Gambar 3. Hukum Snellius

2. Hukum Huygens

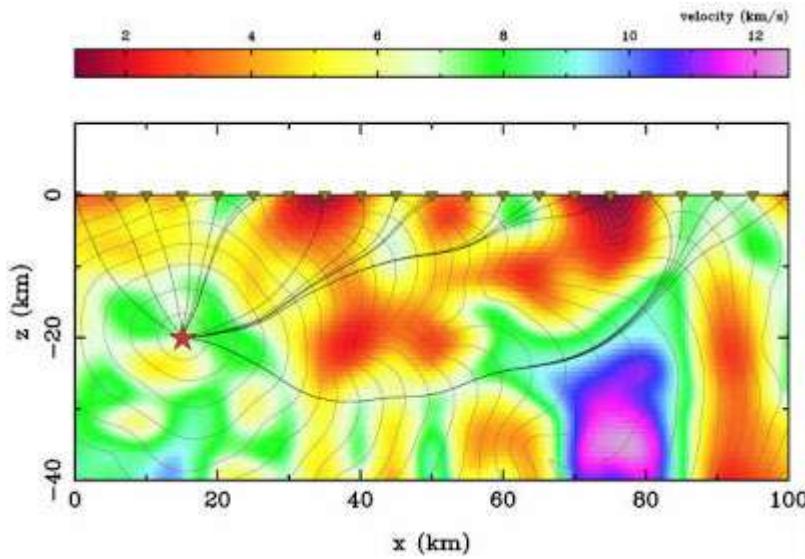
Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik-titik pengganggu yang berada di depan muka gelombang utama akan menjadi sumber bagi terbentuknya deretan gelombang yang baru. Jumlah energi total deretan gelombang baru tersebut sama dengan energi utama.



Gambar 4. Penjalaran Gelombang menurut Huygens (Akyas, 2007)

3. Asas Fermat

Prinsip Fermat menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lain, maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang tercepat. Jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat bukan yang terpendek secara jarak, karena tidak selamanya yang terpendek itu tercepat. Dengan demikian jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah (Abdullah, 2011). Untuk lebih jelasnya perhatikan gambar di bawah ini.



Gambar 5. Penjalaran gelombang menurut Fermat (Abdullah, 2011)

B. Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang yang merambat melalui bumi. Perambatan gelombang ini bergantung pada sifat elastisitas batuan. Gelombang seismik ada yang merambat melalui interior bumi yang disebut sebagai *body wave*, dan ada juga yang merambat melalui permukaan bumi yang disebut *surface wave*. *Body wave* yaitu gelombang seismik yang merambat ke seluruh bagian di dalam bumi. *Body wave* dibedakan menjadi dua jenis yaitu:

1. Gelombang *P* (primer/longitudinal), yaitu gelombang badan yang dalam penjalarannya berosilasi sejajar dengan arah rambatan gelombang.
2. Gelombang *S* (skunder/transversal), yaitu gelombang badan yang dalam penjalarannya berosilasi tegak lurus dengan arah rambatan gelombang (Halliday ,dkk. , 2009).

Berbeda dengan *body wave*, *surface wave* merupakan gelombang seismik yang merambat di permukaan bumi. Gelombang permukaan dibedakan menjadi dua jenis yaitu :

1. Gelombang *Rayleigh*, yaitu gelombang permukaan yang gerakan partikel medianya merupakan kombinasi yang disebabkan oleh gelombang *P* dan *S*.
2. Gelombang *Love*, yaitu gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal, yaitu gelombang SH yang penjalarannya paralel dengan permukaan.

Namun dari semua tipe gelombang seismik tersebut, gelombang *P* merupakan gelombang seismik tercepat waktu penjalarannya (Telford, dkk, 1990).

C. Gelombang *P*

Dalam aplikasi seismik refraksi untuk memodelkan struktur bawah permukaan hanya usikan pertama atau *travel time* gelombang *P* saja yang digunakan karena gelombang ini yang pertama tercatat pada *seismograph*. Gelombang *P* (*P-wave*) merupakan gelombang longitudinal yang arah gerak partikel searah atau sejajar dengan arah perjalanan gelombang. Gelombang ini dapat menjalar dalam segala medium (padat, cair maupun gas).

Kecepatan gelombang-*P* bergantung pada medium tempat gelombang menjalar:

$$v_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2)$$

di mana,

k adalah modulus inkompresibilitas

μ adalah modulus geser; dan

ρ adalah kerapatan bahan di mana gelombang yang dimaksud merambat

Penentuan kecepatan gelombang primer, diawali dengan tinjauan terhadap sebuah benda (medium) homogen berbentuk kubus yang dikenakan oleh sebuah gaya tertentu. Tekanan yang mengenai benda tersebut jika ditinjau pada salah satu permukaan, maka akan mempunyai komponen-komponen sebagai berikut:

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx ; \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} dy ; \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} dz ; \quad (3)$$

Karena tekanan ini berlawanan dengan yang bertindak di bagian belakang, maka tekanan bersih yang bekerja pada elemen volume kubus adalah

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx ; \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} dy ; \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} dz \quad (4)$$

Tekanan ini bekerja pada permukaan yang luasnya (dy, dz) dan mempengaruhi volume (dx, dy, dz), dengan itu didapatkan gaya bersih per satuan volume dalam arah sumbu x, y , dan z bernilai :

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} ; \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} ; \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \quad (5)$$

Untuk keempat permukaan yang lain, persamaannya dapat diperoleh dengan cara yang sama, sehingga gaya total persatuhan volume dalam sumbu x adalah:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} ; \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} ; \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \quad (6)$$

Komponen-komponen tekanan di atas disebut gaya tiap unit volume benda pada bidang x yang berarah pada sumbu x, y, z . Untuk permukaan bidang lainnya, hubungan variabel gaya tiap satuan volumenya analog dengan bidang x . Total gaya pada sumbu x yang terjadi pada benda kubus adalah:

$$F = \left[\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right] dx dy dz \quad (7)$$

Dengan $dxdydz$ satuan volume kubus. Sedangkan menurut hukum II Newton, gaya adalah perkalian antara massa dan percepatannya, $F = m.a$, bila dikaitkan dengan densitas benda $q = \frac{m}{v}$ maka:

$$F = ma = \rho v a = \rho(dxdydz) \frac{d^2 u}{dt^2} \quad (8)$$

Dengan menggunakan definisi gaya tersebut, maka persamaan menjadi;

$$\begin{aligned} \rho(dxdydz) \frac{d^2 u}{dt^2} &= \left[\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right] dx dy dz \\ \rho \left(\frac{d^2 u}{dt^2} \right) &= \left[\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right] dx dy dz \end{aligned} \quad (9)$$

Dimana q adalah kerapatan elemen kubus. Hubungan ini disebut persamaan gerak yang searah sumbu x . Pada persamaan gerak untuk sumbu y dan z , dapat diperoleh dengan cara yang sama yaitu hanya dengan menggantikan tegangan normal σ_{xx} dengan σ_{yy} atau σ_{zz} .

Pada Persamaan (9) dapat diperoleh penyelesaiannya dengan mensubtitusikan persamaan yang berupa definisi dari Hukum Hooke.

$$\begin{aligned}\rho \left(\frac{d^2u}{dt^2} \right) &= \left[\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right] dx dy dz \\ \rho \left(\frac{d^2u}{dt^2} \right) &= \frac{\partial(\lambda\theta + 2\mu\varepsilon_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial(\mu\varepsilon_{yx})}{\partial y} + \frac{\partial(\mu\varepsilon_{zx})}{\partial z} \\ \rho \left(\frac{d^2u}{dt^2} \right) &= \lambda \frac{\partial(\theta)}{\partial x} + \frac{\partial(2\mu\varepsilon_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial(\mu\varepsilon_{yx})}{\partial y} + \frac{\partial(\mu\varepsilon_{zx})}{\partial z} \\ \rho \left(\frac{d^2u}{dt^2} \right) &= \lambda \frac{\partial(\theta)}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial(\varepsilon_{xx})}{\partial x} + \mu \frac{\partial(\varepsilon_{yx})}{\partial y} + \mu \frac{\partial(\varepsilon_{zx})}{\partial z} \\ \rho \left(\frac{d^2u}{dt^2} \right) &= \left\{ \left(\lambda \frac{\partial(\theta)}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial(\varepsilon_{xx})}{\partial x} \right) + \mu \frac{\partial(\varepsilon_{yx})}{\partial y} + \mu \frac{\partial(\varepsilon_{zx})}{\partial z} \right\} \\ \rho \left(\frac{d^2u}{dt^2} \right) &= \lambda \frac{\partial(\theta)}{\partial x} + \mu \left(2 \frac{\partial(\varepsilon_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial(\varepsilon_{yx})}{\partial y} + \frac{\partial(\varepsilon_{zx})}{\partial z} \right)\end{aligned}\tag{10}$$

Dengan menggunakan tetapan regangan geser dan regangan normal berupa

$$\begin{aligned}\varepsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \quad \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial z} \quad \text{dan} \quad \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} = \\ &\quad \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}\end{aligned}\tag{11}$$

maka dapat diperoleh penyelesaian Persamaan (10) sebagai berikut.

$$\begin{aligned}
\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \left\{ \lambda \frac{\partial(\theta)}{\partial x} \right. \\
&\quad \left. + \mu \left\{ 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right) + \left(\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \right) \right\} \right\} \\
\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \left\{ \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \left\{ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{\partial^2 \mu}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x} \right) \right\} \right\} \\
\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \left\{ \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \left(2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \mu}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x} \right) \right\} \\
\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \left\{ \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \mu}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x} \right) \right\} \quad (12)
\end{aligned}$$

Persamaan di atas dapat disederhanakan dengan menggunakan tetapan laplacian

$\nabla^2 u = \frac{d^2 u}{dx^2} + \frac{d^2 u}{dy^2} + \frac{d^2 u}{dz^2}$, maka diperoleh Persamaan (13):

$$\begin{aligned}
\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \left\{ \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \left(\nabla^2 u + \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x} \right) \right\} \\
\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \left\{ \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x} \right) \right\} \\
\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \left\{ \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right\} \quad (13)
\end{aligned}$$

Dengan:

$$\begin{aligned}\theta &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \\ \rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) &= \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + u \frac{\partial \theta}{\partial x} \\ \rho \left(\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \right) &= \lambda \frac{\partial \theta}{\partial y} + v \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 v \end{aligned}\quad (14)$$

Sehingga persamaan gerak untuk media elastik dan homogen isotropis didapatkan Persamaan (15), (16), (17) sebagai berikut

$$\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) = (\lambda + u) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \quad (15)$$

$$\rho \left(\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \right) = (\lambda + v) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (16)$$

$$\rho \left(\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \right) = (\lambda + w) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (17)$$

Gelombang yang merambat pada suatu media ke segala arah, secara tiga dimensi arah perambatan gelombang dinyatakan dengan sumbu x, y, z, untuk menentukan persamaan gelombang ini masing-masing dideferensiasikan terhadap x, y dan z. maka diperoleh Persamaan (18) sebagai berikut.

$$\begin{aligned}\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) &= (\lambda + u) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 \frac{\partial u}{\partial x} \\ \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) &= (\lambda + v) \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 \frac{\partial v}{\partial y} \\ \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) &= (\lambda + w) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \mu \nabla^2 \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned}\quad (18)$$

Dengan menjumlahkan ketiganya, maka akan diperoleh Persamaan (19) berikut:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + u) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (19)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + u) \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

Dengan $\theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$ dan persamaan laplacian: $\nabla^2 u = \frac{d^2 u}{dx^2} + \frac{d^2 u}{dy^2} + \frac{d^2 u}{dz^2}$

maka hasil penjumlahan di atas dapat disederhanakan sebagai berikut:

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\lambda + u) \nabla^2 \theta + \mu \nabla^2 \theta$$

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \lambda \nabla^2 \theta + u \nabla^2 \theta + u \nabla^2 \theta$$

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \lambda \nabla^2 \theta + 2u \nabla^2 \theta$$

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta$$

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \theta$$

$$\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (20)$$

Dari persamaan gelombang tersebut diperoleh kecepatan gelombang longitudinal atau dikenal dengan kecepatan gelombang primer, yaitu:

$$V_p = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (21)$$

Keterangan:

V_p = kecepatan perambatan gelombang Primer (m/s)

λ = konstanta Lame (m/s)

μ = rigiditas medium (N/m^2)

ρ = massa jenis medium (kg/m^3)

θ = perubahan volume atau dilatasi

.

D. Konsep Dasar Seismik Refraksi

Metode seismik refraksi yang diukur adalah waktu tempuh gelombang dari sumber menuju *geophone*. Berdasarkan bentuk kurva waktu tempuh terhadap jarak, dapat ditafsirkan kondisi batuan di daerah penelitian. Pada (Tabel 1 dan Tabel 2) menunjukkan data kecepatan gelombang primer pada beberapa medium.

Tabel 1. Data Kecepatan Gelombang Primer Pada Beberapa Medium (Burger, 1992).

Material	Kecepatan gelombang P (m/s)
<i>Weathered layered</i>	200 – 900
<i>Soil</i>	250 – 600
<i>Clay</i>	1000 – 2500
<i>Sandstone</i>	3000 – 4500
<i>Limestone</i>	5500 – 6000
<i>Granite</i>	5000 – 5100

Tabel 2. Nilai kecepatan gelombang seismik batuan vulkanik (Press (1966); Christensen (1984); Gardner and House (1987.))

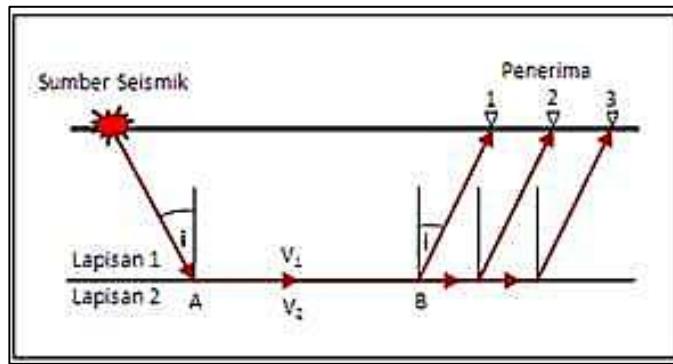
Rock Type	Vp	Vs
	(km/s)	(km/s)
Tuff	1.43	0.87
Silicic Tuff	2.16	0.83
Rhyolite	3.27	1.98
Latite	3.77	2.21
Volcanic Breccia	4.22	2.49
Trachyte	5.41	3.05
Andesite	5.23	3.06
Basalt	3.35	1.64
	4.76	2.19
	5.06	2.72
	5.41	3.21
	6.4	3.2
	4.33	2.51

Seismik refraksi dihitung berdasarkan waktu yang dibutuhkan oleh gelombang untuk menjalar pada batuan dari posisi sumber seismik menuju penerima pada berbagai jarak tertentu. Pada metode ini, gelombang yang terjadi setelah sinyal pertama (*firstbreak*) diabaikan, karena gelombang

seismik refraksi merambat paling cepat dibandingkan dengan gelombang lainnya kecuali pada jarak (*offset*) yang relatif dekat sehingga yang dibutuhkan adalah waktu pertama kali gelombang diterima oleh setiap *geophone*. Kecepatan gelombang *P* lebih besar dibandingkan dengan kecepatan gelombang *S* sehingga waktu datang gelombang *P* yang digunakan dalam perhitungan metode ini. Parameter jarak dan waktu penjalaran gelombang dihubungkan dengan cepat rambat gelombang dalam medium. Besarnya kecepatan rambat gelombang tersebut dikontrol oleh sekelompok konstanta fisis yang ada dalam material yang dikenal sebagai parameter elastisitas.

Gelombang seismik refraksi yang dapat terekam oleh penerima pada permukaan bumi hanyalah gelombang seismik refraksi yang merambat pada batas antar lapisan batuan. Hal ini hanya dapat terjadi jika sudut datang merupakan sudut kritis atau ketika sudut bias tegak lurus dengan garis normal ($r = 90^\circ$ sehingga $\sin r = 1$). Hal ini sesuai dengan asumsi awal bahwa kecepatan lapisan dibawah *interface* lebih besar dibandingkan dengan kecepatan di atas *interface* (Nurdiyanto, 2011).

Gelombang seismik berasal dari sumber seismik merambat dengan kecepatan *V1* menuju bidang batas (*A*), kemudian gelombang dibiaskan dengan sudut datang kritis sepanjang *interface* dengan kecepatan *V2* (Gambar 6). Dengan menggunakan prinsip Huygens pada *interface*, gelombang ini kembali ke permukaan, sehingga dapat diterima oleh penerima yang ada di permukaan.



Gambar 6. Pembiasan dengan sudut kritis (Telford, dkk, 1990)

Prinsip utama metode refraksi adalah penerapan waktu tiba pertama gelombang baik langsung maupun gelombang refraksi. Mengingat kecepatan gelombang P lebih besar daripada gelombang S , maka kita hanya memperhatikan gelombang P . Dengan demikian antara sudut datang dan sudut bias menjadi:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{v_1}{v_2} \quad (22)$$

di mana:

i = Sudut datang

r = Sudut bias

V_1 = Kecepatan gelombang pada medium 1

V_2 = Kecepatan gelombang pada medium 2

Pada pembiasan kritis sudut $r = 90^\circ$ sehingga persamaan menjadi :

$$\sin i = \frac{v_1}{v_2} \quad (23)$$

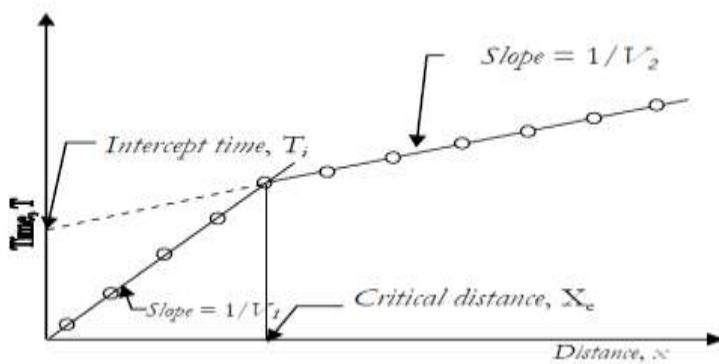
Metode seismik refraksi bertujuan untuk:

1. Mendeteksi struktur geologi di bawah permukaan dangkal, misalnya patahan.
2. Menentukan kedalaman di bawah sumber pada medium dua lapis atau lebih yang horizontal maupun miring.
3. Menentukan jenis batuan berdasarkan kecepatan gelombang yang merambat dalam batuan tersebut (Susilawati, 2004).

E. Interpretasi Data Seismik Refraksi

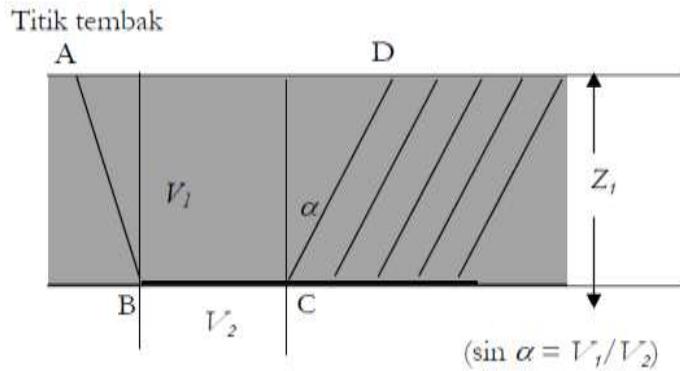
Secara umum metode interpretasi data seismik refraksi dapat dikelompokkan menjadi tiga kelompok utama, yaitu *intercept time*, *delay time method* dan *wave front method*. Metode interpretasi yang paling mendasar dalam analisis data seismik refraksi adalah *intercept time*.

Metode *intercept time* adalah metode T-X (waktu terhadap jarak) yang merupakan metode yang paling sederhana dan hasilnya cukup kasar, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 7 sebagai berikut :



Gambar 7. Kurva *travel time* pada dua lapis sederhana dengan bidang batas paralel (Sismanto,1999)

Pada bidang batas antar lapisan, gelombang menjalar dengan kecepatan lapisan di bawahnya V_2 . Skema penjalaran gelombang pada bidang batas antar lapisan ditunjukkan pada Gambar 8 sebagai berikut :



Gambar 8. Sistem dua lapis sederhana dengan bidang batas paralel (Sismanto,1999).

Waktu rambat gelombang bias pada Gambar 8 dapat diperoleh dari Persamaan 24 sebagai berikut :

$$T = \frac{AB + CD}{V_1} + \frac{BC}{V_2} \quad (24)$$

dengan T adalah waktu yang ditempuh gelombang seismik dari titik tembak sampai ke *geophone* (D), AB adalah jarak dari titik A ke titik B, CD merupakan jarak dari titik C ke titik D, BC adalah jarak dari titik B ke titik C, V_1 adalah kecepatan gelombang pada lapisan 1 dan V_2 adalah kecepatan gelombang pada lapisan 2. Dari Persamaan 24 dapat diperoleh Persamaan 25 sampai dengan Persamaan 27 sebagai berikut :

$$T = \frac{2Z_1}{V_1 \cos \alpha} + \frac{x - 2Z_1 \tan \alpha}{V_2} \quad (25)$$

$$T = 2Z_1 \left[\frac{1}{V_1 \cos \alpha} - \frac{\sin \alpha}{V_2 \cos \alpha} \right] + \frac{x}{V_2} \quad (26)$$

$$T = 2Z_1 \left[\frac{V_2 - V_1 \sin \alpha}{V_1 V_2 \cos \alpha} \right] + \frac{x}{V_2} \quad (27)$$

Pada Gambar 8 memperlihatkan Z_1 adalah kedalaman pada lapisan 1, α adalah sudut antara garis gelombang datang dengan garis normal serta dapat diartikan sudut antara garis gelombang bias dengan garis normal dan variabel x adalah jarak antara titik tembak (A) dengan *geophone* (D).

Berdasarkan Hukum Snellius bahwa pada sudut kritis berlaku $\sin \alpha = \frac{V_1}{V_2}$, sehingga Persamaan 27 dapat dituliskan menjadi Persamaan 28 sampai dengan Persamaan 31 sebagai berikut :

$$T = 2Z_1 V_1 \left[\frac{\frac{1}{\sin \alpha} - \sin \alpha}{V_1 V_2 \cos \alpha} \right] + \frac{x}{V_2} \quad (28)$$

$$T = 2Z_1 V_1 \left[\frac{1 - \sin^2 \alpha}{V_1 V_2 \sin \alpha \cos \alpha} \right] + \frac{x}{V_2} \quad (29)$$

$$T = \frac{2Z_1 \cos^2 \alpha}{V_2 \sin \alpha \cos \alpha} + \frac{x}{V_2} \quad (30)$$

$$T = \frac{2Z_1 \cos \alpha}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (31)$$

Bila $x = 0$ maka akan diperoleh T_i dan nilai tersebut dapat diketahui pada kurva waktu terhadap jarak yang disebut sebagai *intercept time*. Kedalaman lapisan pertama ditentukan dengan menuliskan persamaan di atas menjadi Persamaan 32 sebagai berikut :

$$Z_1 = \frac{T_i V_1}{2 \cos \alpha} \quad (32)$$

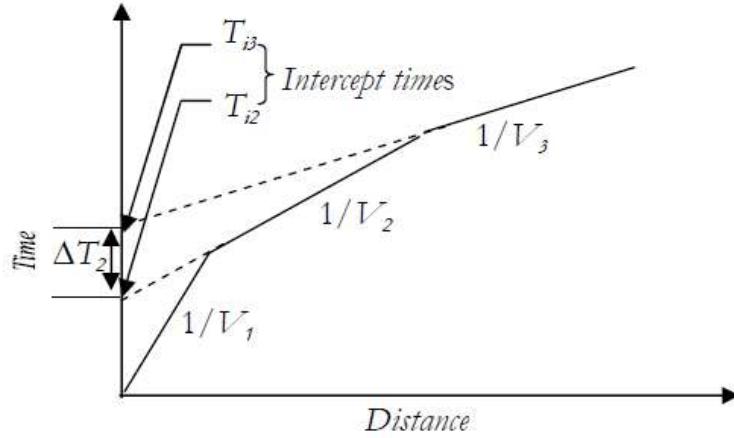
dengan T_i disebut dengan *intercept time*. Apabila $\alpha = \sin^{-1} \left[\frac{V_1}{V_2} \right]$, maka

Persamaan 32 dapat dituliskan kembali menjadi Persamaan 33 :

$$Z_1 = \frac{T_i V_1}{2 \cos \left[\sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \right]} \quad (33)$$

Jika, $\cos \alpha = \frac{\left((V_2^2 - V_1^2)^{1/2} \right)}{V_2}$, maka kedalaman atau ketebalan lapisan batuan pertama dapat dihitung melalui Persamaan 34 :

$$Z_1 = \frac{T_i V_1 V_2}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (34)$$

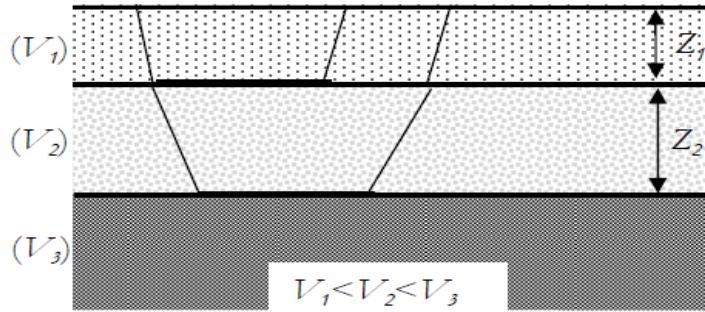


Gambar 9. Kurva *travel time* pada sistem tiga lapis dengan V_1 adalah kecepatan gelombang pada lapisan pertama dan V_2 adalah kecepatan gelombang pada lapisan kedua (Sismanto,1999).

Pada Gambar 9, T_{i1} dan T_{i2} berurut-urut merupakan *intercept time* pada gelombang bias yang pertama dan kedua. Untuk kedalaman lapisan kedua akan diperoleh suatu Persamaan 35.

$$Z_2 = \left[T_{i2} - \frac{2Z_1}{V_1 V_3} \sqrt{(V_2)^2 - (V_1)^2} \right] \frac{V_2 V_3}{2 \sqrt{(V_3)^2 + (V_2)^2}} \quad (35)$$

dengan T_{i2} adalah *intercept time* pada gelombang bias yang kedua. Dari Persamaan 34 dan Persamaan 35, dapat digambarkan penampang struktur lapisan bawah permukaan seperti pada Gambar 10 sebagai berikut:



Gambar 10. Skema sistem tiga lapis, dengan V_1 , V_2 dan V_3 berturut-urut adalah kecepatan gelombang pada lapisan pertama, kedua dan ketiga, Z_1 adalah kedalaman pada lapisan pertama, dan Z_2 adalah kedalaman pada lapisan kedua (Sismanto, 1999).

Dengan menggunakan *intercept time* dan jarak kritis (x) dapat diketahui kedalaman *interface* untuk sejumlah n *refraktor* data, yaitu:

$$T_n = \frac{x}{v} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2Z_i \cos \theta_i}{v_i} \quad (36)$$

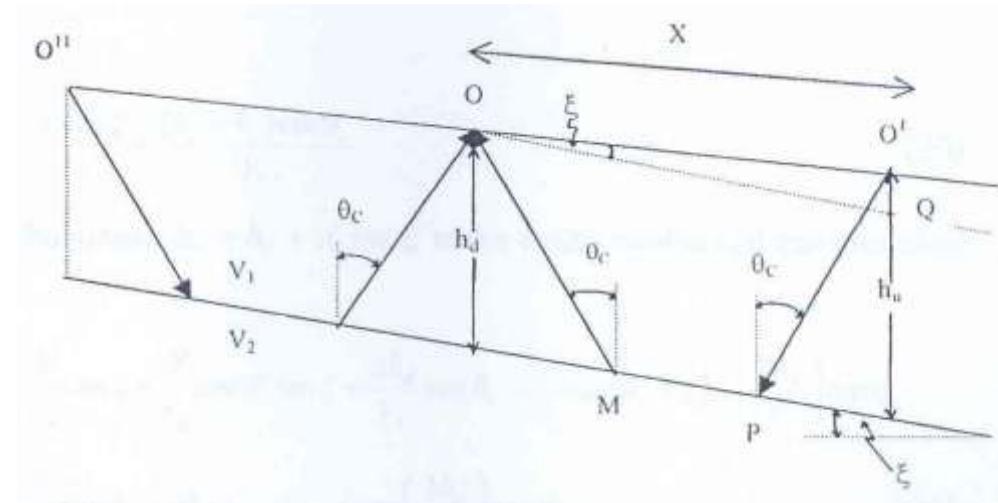
$$Z_n = \frac{v_n}{2 \cos \theta_n} \left(t_n - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2Z_i \cos \theta_i}{v_i} \right) \quad (37)$$

Kondisi lapisan bawah permukaan tidak selamanya datar, namun ada lapisan permukaan berupa lapisan miring. Pengukuran pada lapisan miring dilakukan dengan metode bolak-balik, yaitu *forward shot/downdip* (pengukuran kearah perlapisan turun) atau *reverse shot/updip* (pengukuran kearah lapisan naik). Untuk mengetahui ketebalan lapisan yang tidak kita ketahui kondisi *interface*-nya biasanya menggunakan metode waktu tunda. Pada perlapisan miring, sudut kemiringan diperoleh dari:

$$\xi = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_u}{V_d} - \sin^{-1} \frac{V_u}{V_d} \right) \quad (38)$$

Nilai kecepatan lapisan kedua (V_2) bukan nilai rata-rata aritmatika dari V_u dan V_d , tetapi rata-rata harmonik dikalikan kosinus dari sudut kemiringan:

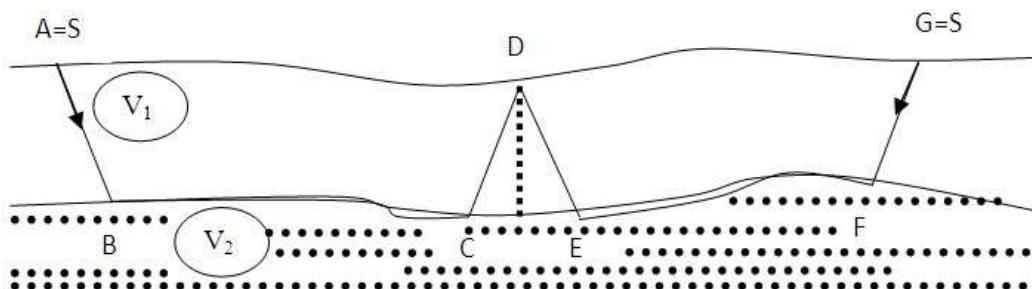
$$V_2 = \frac{2V_u V_d}{V_u + V_d} \cos \xi \quad (39)$$

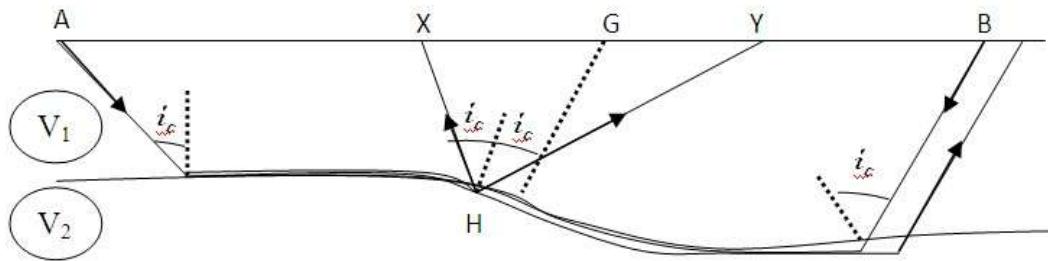


Gambar 11. Penjalaran gelombang seismik untuk dua lapisan miring, sumber geolombang di titik O pengukuran Down-dip, sedangkan untuk sumber di titik O' pengukuran Up-dip (Susilawati, 2004).

F. Generalized Reciprocal Method

Tahap pengolahan data seismik refraksi, menggunakan metode *Generalized Reciprocal Method* (GRM). Metode GRM merupakan turunan terakhir dari metode *delay time* yang memetakan lapisan bawah permukaan dengan tingkat kekerasan dan undulasi refraktor yang tinggi. Metode GRM dapat diilustrasikan seperti pada Gambar 12.





Gambar 12. Ilustrasi Metode GRM (Wahyuningsih, 2006)

Berdasarkan ilustrasi metode GRM tersebut, maka metode GRM dapat diasumsikan sebagai berikut :

- (1) Perubahan struktur kecepatan yang tidak kompleks.
- (2) Kemiringan lapisan $< 20^\circ$.
- (3) Jarak optimum XY menjadi hal terpenting dan tersulit dalam metode GRM.
- (4) *XY distance* adalah jarak pisah di permukaan dimana gelombang seismik dari *forward* dan *reverse* diukur dari titik refraktor yang sama. Titik X dan Y sendiri adalah sebaran *geophone*.

Dalam pengolahan, metode GRM terdiri dari dua jenis fungsi yaitu fungsi analisis kecepatan (Tv) dan fungsi *time-depth* (Tg).

- (1) Fungsi Analisis Kecepatan (Tv).

Analisis Tv digunakan untuk menentukan kecepatan V' dengan persamaan:

$$T_V = \frac{1}{2}(T_{AY} - T_{BY} + T_{AB}) \quad (40)$$

Waktu rambatnya dari A ke H:

- Optimum XY ialah ketika E dan F berada pada satu titik pada H .
- Optimum XY didapat dari kurva Tv yang paling halus (*smoothest*).
- Kecepatan refraktor V' ialah *reciprocal* dengan kurva Tv , artinya V' dapat dicari dengan kurva Tv .

(2) Fungsi *Time-Depth* (Tg).

Analisis Tg digunakan untuk mencari kedalaman di bawah *geophone* (h) dengan persamaan :

$$T_g = \frac{1}{2} \left(T_{AY} + T_{BY} - \left(T_{AB} + \frac{XY}{V'} \right) \right) \quad (41)$$

- Waktu rambatnya dari EY atau FX dikurangi waktu rambat proyeksi dari GX atau GY sepanjang refraktor (waktu rambat sepanjang GH).
- Optimum XY didapat dari kurva TG yang paling kasar (*roughest*).

Metode GRM menggunakan nilai kecepatan rata-rata (V_{avg}) dengan persamaan:

$$V_{avg} = \sqrt{\frac{V^2 XY}{XY + 2T_g V'}} \quad (42)$$

V_{avg} merambat dari refraktor ke *geophone*. Sehingga memenuhi Hukum *Snellius*:

$$i_C = \sin^{-1} \frac{V_{avg}}{V'} \quad (43)$$

Dari persamaan (4), V_{avg} identik dengan V_1 , sedangkan V' identik dengan V_2 . Maka, kedalaman *geophone* (h) dapat dicari dengan:

$$h = \frac{T_g V_{avg}}{\cos i_C} \quad (44)$$

atau,

$$h = \frac{T_g V_{avg} V'}{2 \sqrt{V'^2 - V_{avg}^2}} \quad (45)$$

G. Metode *Linear Regression*

Inversi dapat direpresentasikan kedalam persamaan $d = Gm$, maka inversi bisa disebut linear. Prosedur yang sederhana dapat memperoleh nilai m dari data observasi. Tidak semua data observasi berhimpit dengan satu garis lurus. Jika dilakukan *fitting* terhadap semua titik data observasi kepada satu garis, maka garis yang didapat disebut garis regresi. Misalnya, ada satu set data observasi yang ditulis sebagai $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$, garis regresi dinyatakan sebagai

$$y = a_0 + a_1 x \quad (46)$$

dan setiap data memenuhi relasi berikut

$$y = a_0 + a_1 x + e_i \quad (47)$$

dimana e_i disebut *error*, residual, atau sering juga disebut *misfit* atau kesalahan prediksi (*prediction error*). Garis regresi tidak akan berhimpit dengan setiap data observasi dan biasanya untuk kasus inversi seperti ini selalu *overdetermined*. Secara umum, tipe masalah inversi seperti ini diselesaikan dengan metode *least squares*. Dengan metode *least squares*, kita mencoba

meminimalkan *error*, e_i , dengan cara menentukan nilai a_0 dan a_1 sedemikian rupa sehingga diperoleh jumlah-kuadrat-error, (S), yang minimal.

1. Metode Regresi linear dengan pendekatan matriks

Metode regresi linear dapat didekati dengan operasi matriks. Pendekatan matrik ini dimulai dari upaya membuat persamaan matrik $d = Gm$. *Unknown* parameter, yang hendak dipecahkan, terkandung pada elemen-elemen vektor m . Jika data yang kita miliki sangat ideal dalam arti tidak ada error sama sekali, maka m bisa diperoleh sebagai berikut

$$m = G^{-1}d \quad (48)$$

Akan tetapi, pada kenyataannya semua data pengukuran pasti memiliki *error* yang besarnya relatif bervariasi. Karenanya, data observasi tak akan pernah *fit* secara sempurna dengan model. Itu artinya keberadaan *misfit* tidak pernah bisa dihindari. Konsekuensinya, *misfit* tersebut mesti disertakan pada

$$\begin{aligned} d &= Gm \\ d &= Gm + e_i \end{aligned} \quad (49)$$

dan selanjutnya, solusi regresi linear diupayakan dengan cara meminimalkan jumlah kuadrat dari *error*, e . Cara ini tak lain berupaya untuk memperoleh *misfit* terkecil yaitu jarak perbedaan terkecil antara data survei dan model. Dalam formulasi matematika, kuadrat *error* tersebut dinyatakan dengan

$$q = e^T e = (d - Gm)^T(d - Gm) \quad (50)$$

Dimana simbol T maksudnya adalah operasi transpose. Agar kuadrat *error* di atas menghasilkan nilai minimal, maka persamaan (50), diturunkan terhadap m dan hasilnya harus sama dengan nol

$$\frac{\partial q}{\partial m_j} = \frac{\partial [d^T d - d^T Gm - m^T G^T d + m^T G^T Gm]}{\partial m_j} = 0 \quad (51)$$

Sehingga

$$-d^T G - G^T d + G^T Gm + m^T G^T G = 0 \quad (52)$$

Akhirnya diperoleh

$$\begin{aligned} 2G^T Gm &= 2G^T d \\ G^T Gm &= G^T d \end{aligned} \quad (53)$$

Persamaan (53) disebut persamaan normal. Dengan persamaan normal, estimasi *unknown parameter* yang terkandung pada vektor m ditentukan oleh

$$m = [G^T G]^{-1} G^T d \quad (54)$$

Persamaan (54) disebut ***unconstrained least squares*** terhadap masalah inversi $d = Gm$. Bagian $[G^T G]^{-1} G^T$ dinamakan ***Generalized Inverse*** yang mengolah data d untuk memperoleh parameter model m . Untuk menyelesaikan persamaan (54) dengan operasi matriks secara numerik atau komputasi bisa menggunakan beberapa metode, diantaranya metode Eliminasi Gauss, LU-Decomposition, Iterasi Gauss-Seidel, dan *Singular Value Decomposition* (Supriyanto, 2007).

2. Aplikasi pada Data Survei Seismik Refraksi

Sebagai contoh, kita gunakan Tabel 2 yang berupa data survei seismik refraksi yang dilakukan dengan jarak *offset* x dan persamaan *travel time* adalah

$$t = \frac{x}{v} + T_h \quad (55)$$

Tabel 3. Data seismik refraksi: waktu tiba gelombang pada empat *geophone*

Trace	x	t
1	2	5,1
2	4	9,2
3	6	11,9
4	8	14,9

Pertama-tama proses linearisasi dilakukan terhadap persamaan *travel time* sehingga menjadi,

$$t = a_1 + a_0x \quad \text{dimana } a_0 = T_h \quad \text{dan} \quad a_1 = \frac{1}{v}$$

Pertama-tama proses linearisasi dilakukan terhadap persamaan *travel time* sehingga menjadi

$$t_1 = a_0 + a_1x_1$$

$$t_2 = a_0 + a_1x_2$$

$$t_3 = a_0 + a_1x_3$$

$$t_4 = a_0 + a_1x_4$$

Semua persamaan tersebut dapat dinyatakan dalam operasi matrik ($d = Gm$) berikut ini:

$$\begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_1 \\ 1 & x_2 \\ 1 & x_3 \\ 1 & x_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \end{bmatrix}$$

Dimana

$$d = \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \end{bmatrix} \quad G = \begin{bmatrix} 1 & x_1 \\ 1 & x_2 \\ 1 & x_3 \\ 1 & x_4 \end{bmatrix} \quad \text{dan} \quad m = \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \end{bmatrix}$$

Selanjutnya, *unknown parameter*, a_0 dan a_1 , dipecahkan dengan menggunakan Persamaan (54). Untuk menuju kesana, langkah-langkah penyelesaian berikutnya adalah

1. Menentukan tranpos matrik G , yaitu G^T

$$G = \begin{bmatrix} 1 & x_1 \\ 1 & x_2 \\ 1 & x_3 \\ 1 & x_4 \end{bmatrix} \quad \Rightarrow \quad G^T = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 \\ x_1 & x_2 & x_3 & x_4 \end{bmatrix}$$

2. Melakukan perkalian matrik $G^T G$

$$G^T G = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 \\ x_1 & x_2 & x_3 & x_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & x_1 \\ 1 & x_2 \\ 1 & x_3 \\ 1 & x_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N & \sum x_i \\ \sum x_i & \sum x_i^2 \end{bmatrix}$$

dimana $N = 4$ dan $i = 1, 2, 3, 4$.

3. Kemudian melakukan perkalian $G^T d$

$$G^T d = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 \\ x_1 & x_2 & x_3 & x_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ t_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum t_i \\ \sum x_i t_i \end{bmatrix}$$

4. Sekarang persamaan (54) dapat dinyatakan sebagai

$$\begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N & \sum x_i \\ \sum x_i & \sum x_i^2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sum t_i \\ \sum x_i t_i \end{bmatrix}$$

Berdasarkan data survei pada Tabel 2 di atas, diperoleh

$$\begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 4 & 20 \\ 20 & 120 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} 41,1 \\ 237,6 \end{bmatrix}$$

Operasi matrik diatas akan menghasilkan nilai $a_0 = 2,25$ dan $a_1 = 1,605$.

Dengan demikian $v = 1/a_1 = 623,053$ m/s.

H. Tomografi Seismik Refraksi

Metode refraksi tomografi ini diawali dengan pembuatan kecepatan awal dan kemudian dilakukan iterasi pelacakan sinar (*forward refraction raytracing*) melalui pemodelan, kemudian membandingkan waktu tempuh perhitungan dengan waktu tempuh pengukuran, memodifikasi model, dan mengulangi proses sampai waktu perhitungan dan pengukuran mencapai nilai minimal. Tujuan utamanya adalah menemukan waktu tempuh minimum antara sumber dan penerima untuk setiap pasangan sumber-penerima. Hal ini dicapai dengan pemecahan l (*raypath*) dan S (*slowness*). Iterasi yang digunakan adalah pendekatan *non linear least-square*.

$$S = \frac{l}{v} \quad (56)$$

dengan S = slowness

l = raypath

v = kecepatan gelombang P

dalam bentuk diskrit, dihasilkan waktu tempuhnya adalah:

$$t_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij} \quad (57)$$

Sehingga waktu tempuh dalam bentuk matrik adalah:

$$LS = \begin{bmatrix} l_{11} & l_{12} & \dots & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & \dots & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & \dots & l_{3N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ l_{M1} & l_{M2} & \dots & l_{MN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \vdots \\ t_N \end{bmatrix} = T \quad (58)$$

I. Uji seismik refraksi untuk investigasi geoteknik

Uji refraksi seismik pada umumnya digunakan untuk menentukan kedalaman tanah sampai lapisan sangat keras seperti batuan dasar. Metode refraksi seismik dilakukan sesuai dengan prosedur *ASTM D 5777* yang meliputi pemetaan tibanya V yang menggunakan penempatan geofon secara linier melintang lokasi. Sistem geofon tunggal dapat digunakan dengan menggerakkan posisi geofon dan mengulangi pengujian.

Hal-hal yang perlu diperhatikan adalah seperti berikut.

- a) Dalam metode uji *SR*, kecepatan rambat perlapisan tanah bagian atas harus lebih kecil daripada lapisan di bawahnya. Dengan penumbukan (*impact*) secara vertikal pada pelat logam, akan menimbulkan sumber tenaga yang menghasilkan perambatan gelombang P . Pada awalnya gelombang P merambat melalui tanah sampai ke lokasi *geophone* yang terpisah dari sumber gempa.
- b) Pada suatu jarak kritis dari sumber gempa, gelombang P dapat merambat melalui perlapisan tanah-batuan-tanah hingga mencapai lokasi *geophone* dan memberikan tanda pada osiloskop. Jarak kritis ini (x_c) batuan dapat digunakan dalam perhitungan kedalaman

- c) Data *SR* dapat juga digunakan untuk menentukan tingkat penggarukan (*rippability*) material batuan yang digunakan untuk menentukan tipe alat konstruksi berat untuk penggalian. Dengan perkembangan elektronik sekarang ini, profil gelombang geser dapat juga diperoleh dengan uji refraksi seismik (Kementerian PU, 2005).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan dari tanggal 1 Februari 2017 sampai dengan 30 April 2017 di Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika, Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Adapun jadwal pelaksanaan penelitian seperti pada Tabel 4 di bawah ini.

Tabel 4. Jadwal Pelaksanaan Penelitian

B. Perangkat

Perangkat yang digunakan dalam penelitian ini adalah *Software Reflexw* yang terdiri dari:

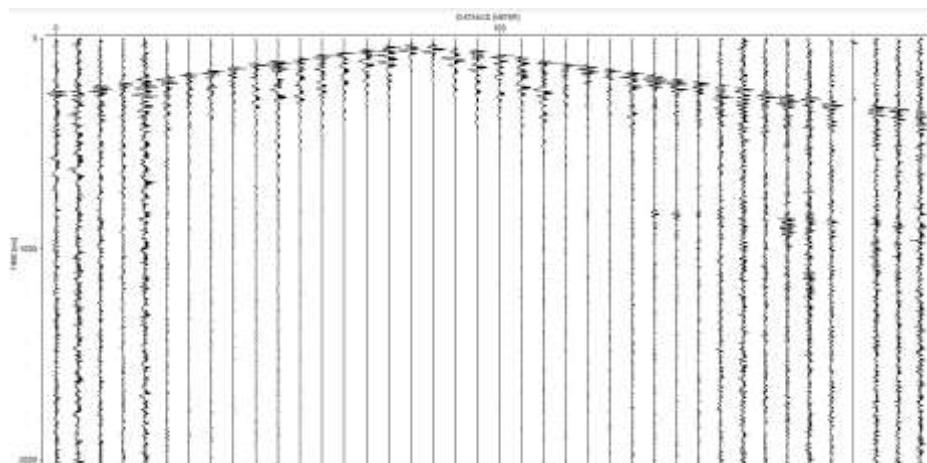
1. 2D *Analysis*, untuk melakukan *input Raw Data* dan melakukan *picking first break*.
2. *Traveltime Analysis*, untuk melakukan pemilihan waktu tempuh.
3. *Modelling*, untuk melakukan proses inversi waktu tempuh dan tomografi kecepatan.

C. Data Penelitian

Dalam penelitian ini menggunakan data utama dan data penunjang yang terdiri dari:

1. Data Seismik

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data seismik dengan format *SEG-2* yang berjumlah 5 *line* dengan bentangan 30 dan 40 *geophone*. Gambar 13 merupakan contoh tampilan Raw data seismik yang digunakan pada penelitian.



Gambar 13. Penampang *Raw Data Seismik*

2. Data Topografi

Data topografi berupa elevasi dari setiap *shot* dan *geophone* yang diukur menggunakan GPS.

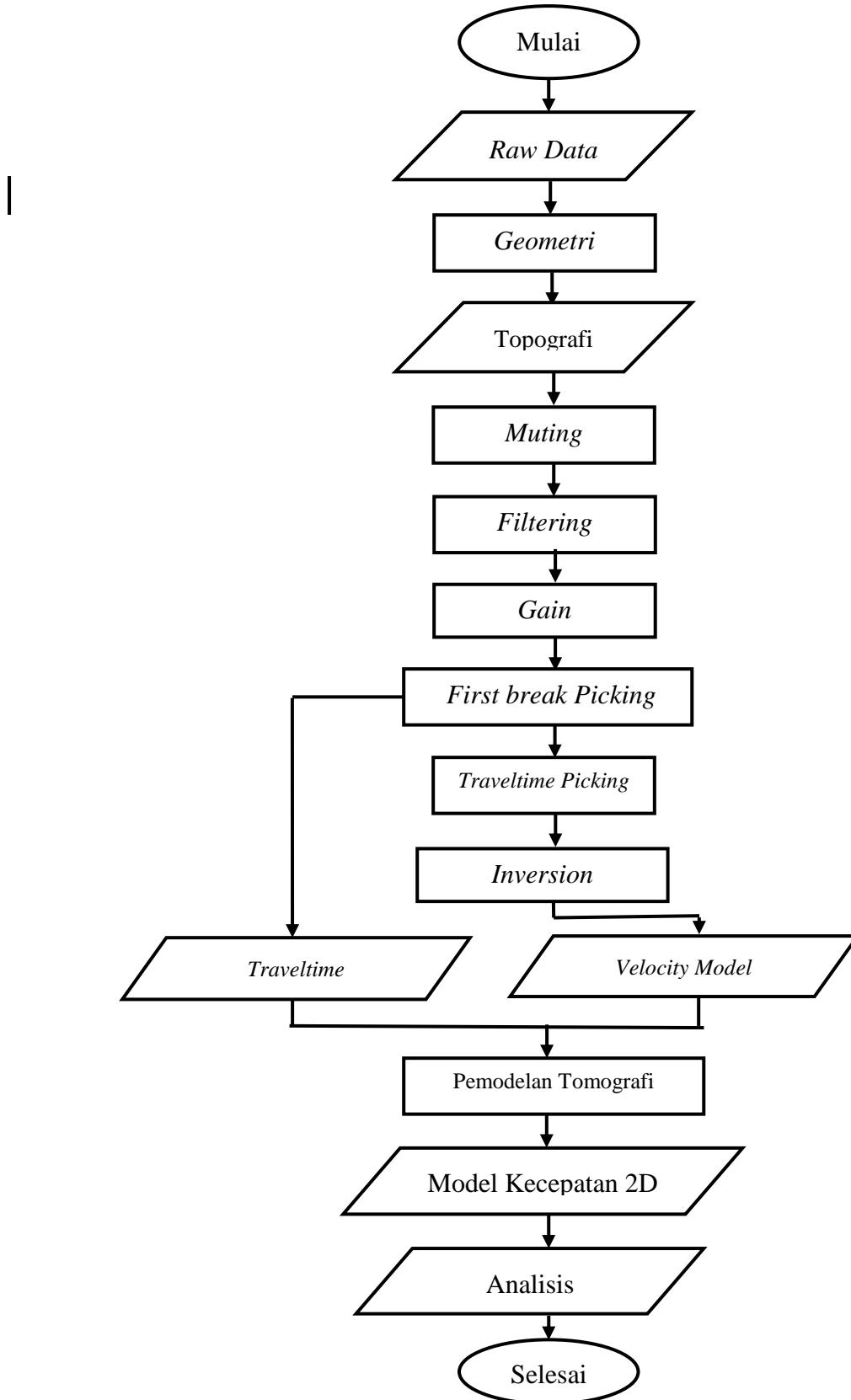
3. Geologi Regional

Data geologi regional digunakan untuk mengetahui gambaran geologi pada daerah penelitian. Dalam data geologi ini terdapat informasi struktur dan stratigrafi regional.

D. Pengolahan Data

Terdapat beberapa tahapan pengolahan, dimulai dari *editing data*, *picking first break*, inversi waktu tempuh, dan pemodelan tomografi.

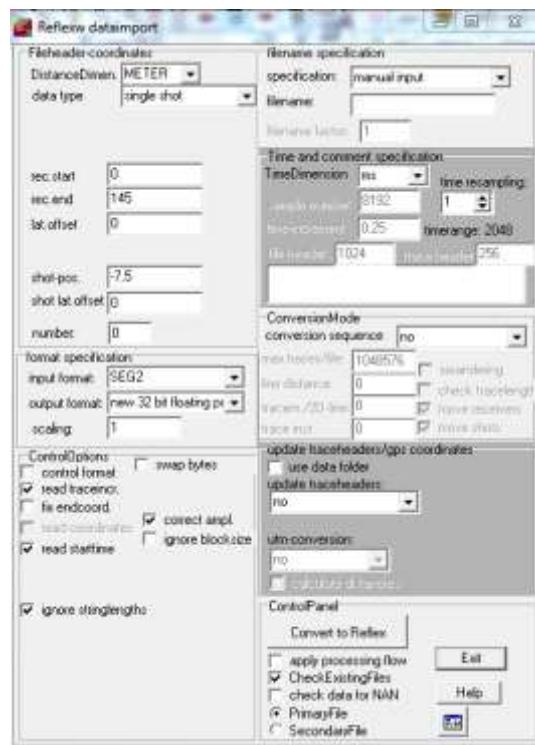
Diagram alir penelitian ini dilakukan sesuai dengan tahapan seperti pada Gambar 14.



Gambar 14. Diagram Alir Penelitian

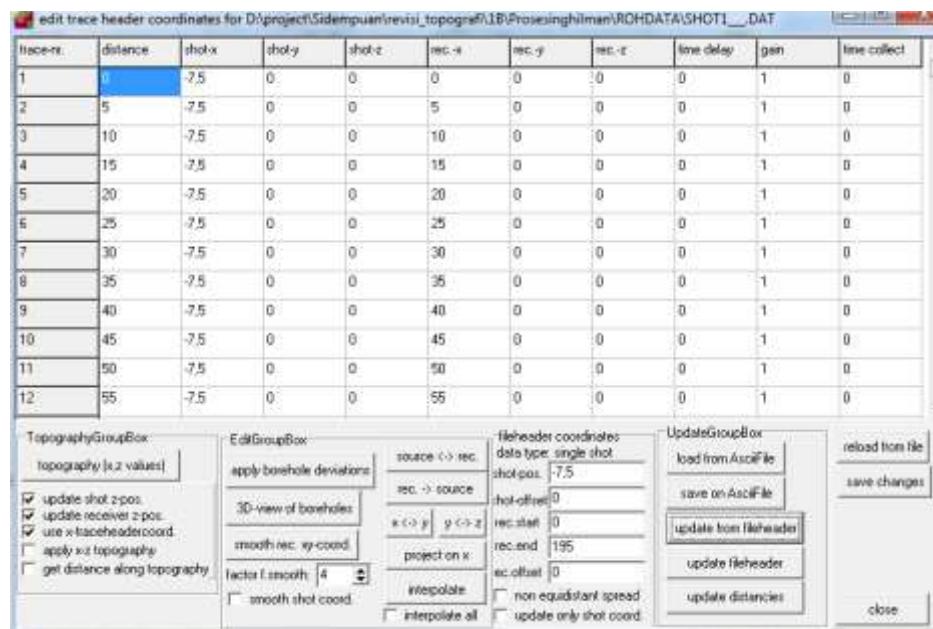
1. *Reformatting dan Editing*

Reformatting adalah tahap pengubahan format data seismik dari *SEG-2* menjadi *.dat*. Untuk mengimport data pada software Reflexw menggunakan menu *import* seperti tampilan pada Gambar 15.



Gambar 15 . Menu Import pada Reflexw

Pada tahapan ini dilakukan input geometri pengukuran lapangan agar data seismik yang akan ditampilkan sesuai dengan hasil pengukuran di lapangan. Geometri yang dimasukkan berupa interval jarak antar *geophone*, *rec start*, *rec end*, dan *shot position*. Dapat dilihat pada Gambar 16, geometri telah dimasukkan sesuai dengan nilai parameter-parameter lapangan yang digunakan pada saat pengukuran



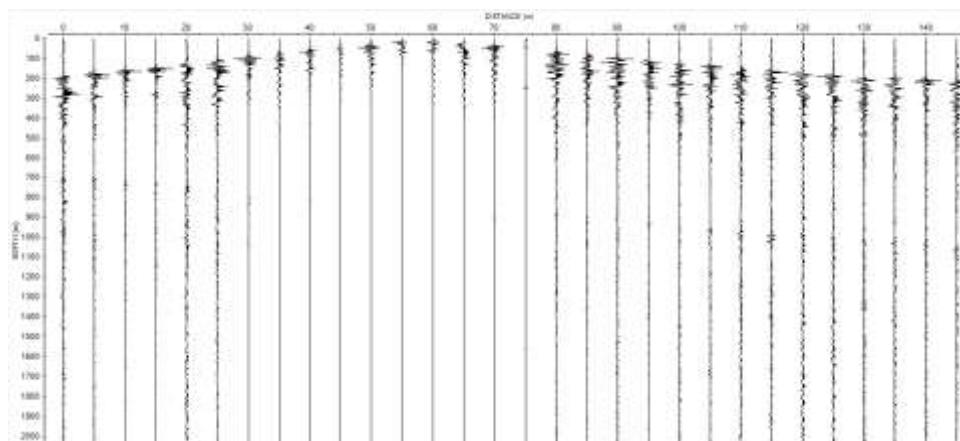
Gambar 16 . Menu Input Geometri

2. *Muting, filtering, dan gain*

Tahapan *muting* dilakukan untuk memperjelas amplitudo terutama pada bagian atas untuk mempermudah dalam pemilihan gelombang tiba pertama (*first break*), sedangkan tahap *filtering* dilakukan untuk memilih frekuensi seismik yang akan dilakukan pengolahan selanjutnya.

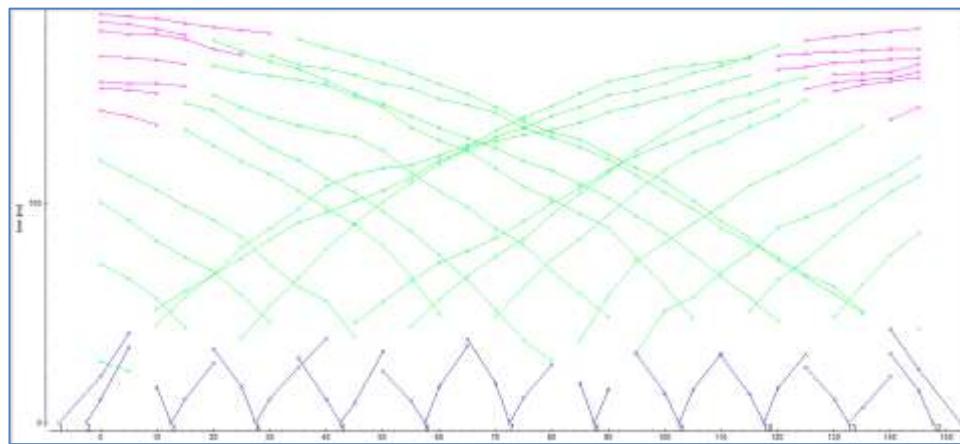
3. *First break picking dan Traveltime picking*

First break picking dilakukan dengan cara memilih gelombang seismik yang pertama kali sampai ke *receiver*. Tampilan pada Gambar 17 memperlihatkan data seismik yang telah dilakukan *first break picking*.



Gambar 17. *First Break Picking*

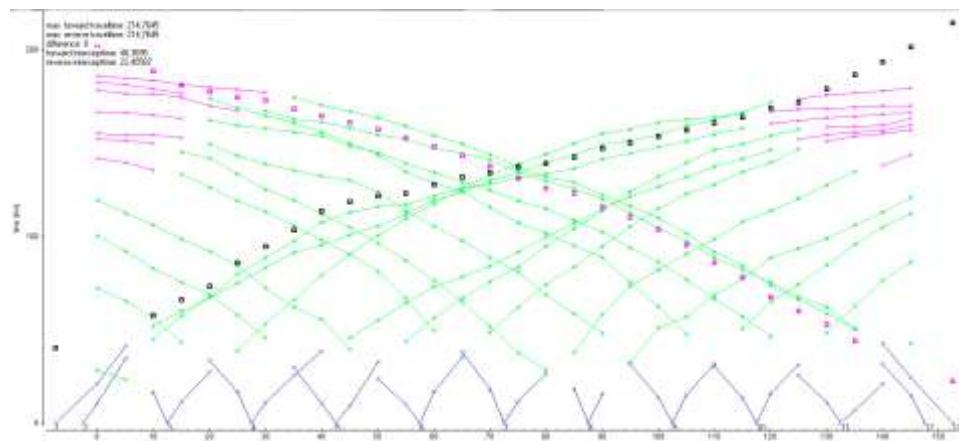
Traveltime picking (Gambar 18) dilakukan untuk menentukan batas lapisan yang diperoleh dari *first break picking* dalam modul *Traveltime Analysis*.



Gambar 18. *Traveltime Picking*

4. *Traveltime Inversion*

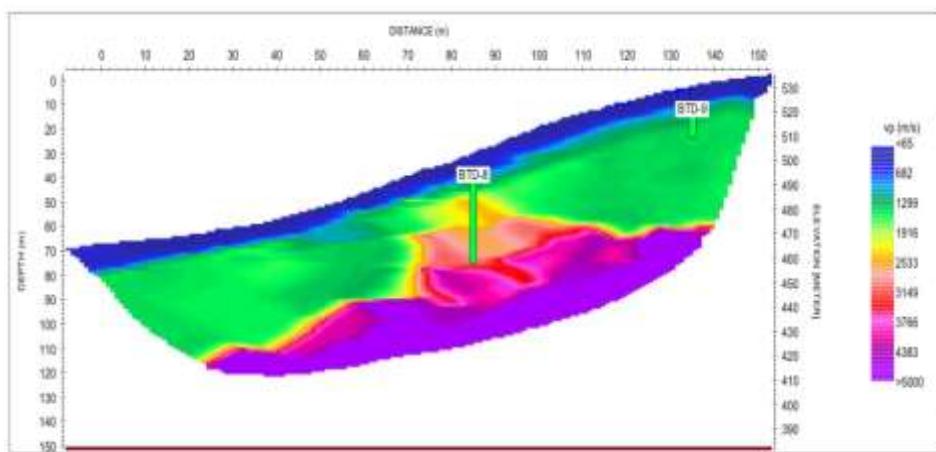
Traveltime Inversion dilakukan dengan cara menginversi waktu tempuh penjalaran gelombang yang diperoleh dari tahap *traveltime picking*. Dalam tahap ini dilakukan inversi *least square* dengan metode regresi linear. Gambar 19 merupakan tampilan setelah dilakukan *traveltime inversion*.



Gambar 19 . Traveltime Inversion

5. Pemodelan Tomografi

Pemodelan tomografi bertujuan untuk menyajikan gambaran bawah permukaan dengan domain kecepatan. Pemodelan ini dilakukan dengan metode *intercept time*. Salah satu contoh hasil pemodelan tomografi dapat dilihat pada Gambar 20. Pada hasil pemodelan tomografi juga dapat ditampilkan data sumur bor untuk mencocokkan interpretasi berdasarkan nilai kecepatan gelombang P.



Gambar 20. Hasil Pemodelan Tomografi

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan, dapat diambil beberapa kesimpulan sebagai berikut.

1. Hasil penampang tomografi menunjukkan pada daerah penelitian diinterpretasikan terdiri dari tiga lapisan berdasarkan nilai kecepatan gelombang seismik refraksi. Tiga lapisan tersebut terdiri dari:
 - a. Lapisan pertama merupakan lapisan topsoil dengan rentang nilai kecepatan 100-700 m/s.
 - b. Lapisan kedua diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran dengan konsolidasi sedang dengan rentang nilai kecepatan 600-1800 m/s.
 - c. Lapisan ketiga diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran hingga tuff-breksi dengan rentang nilai kecepatan lebih besar dari 1800 m/s.
2. Berdasarkan penampang tomografi, ketebalan topsoil diestimasi sekitar 1-10 meter. Lapisan dibawah top soil dapat diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran dengan konsolidasi sedang, dengan estimasi ketebalan sekitar 10-35 meter. Lapisan ketiga dapat diindikasikan sebagai batuan tuff-pasiran hingga tuff-breksi yang terkonsolidasi sangat baik, dengan estimasi kedalaman 30-40 meter dari permukaan.

B. Saran

Saran yang dapat diberikan dari hasil penelitian ini sebagai berikut:

1. Dibutuhkan survey lanjutan dengan metode geofisika lainnya seperti MASW dan HVSR, untuk mengetahui lebih lanjut karakterisasi batuan di daerah Batang Toru.
2. Direkomendasikan untuk menggunakan rekayasa geoteknik dalam pendirian bangunan air agar dapat meminimalisir resiko bahaya.

DAFTAR PUSTAKA

- Akyas, 2007. *Pemodelan Gelombang Seismik Untuk Memvalidasi Interpretasi Data Seismik Refraksi*, Skripsi, Program Studi Teknik Geofisika Fakultas Teknik Pertambangan dan Perminyakan Institut Teknologi Bandung.
- Bemmelen, R.W. 1949. *The Geology of Indonesia Vol. IA; General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelago*. Bandung: Ditjen Geologi
- Burger, H.R. 1992. *Exploration geophysics of the Shallow Subsurface*. Prentice Hall P T R.
- Christensen, N. I., 1984. *Seismic velocities*. In: R. S. Carmichael (Ed.), Handbook of physical properties of rocks, Vol. 2 . CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Departemen Pertambangan dan Energi, 1982. *Peta Geologi Lembar 0717 Padangsidermpuan dan Lembar 0617 Sibolga*.
- Gardner, J. N. and House, L., 1987. Seismic hazards investigations at Los Alamos National Laboratory, 1984–1985. Los Alamos Nat'l Lab.
- Halliday, D., Resnick, R. dan Walker, J. 2009. *Dasar – Dasar Fisika Jilid I Versi Diperluas, Terjemahan Syarifudin, S.T. ,* Tangerang : Binarupa Aksara.
- Kementerian PU. 2005. Pedoman Penyelidikan Geoteknik Untuk Fondasi Bangunan Air. Kementerian PU. Jakarta.
- Kementerian PU. 2011. Peta Infrastruktur Kabupaten Tapanuli Selatan. Kementerian PU. Jakarta.
- Nurdiyanto, B., Eddy, H., Drajat, N.,Bambang, S., dan Pupung, S. 2011. *Penentuan Tingkat Kekerasan Batuan Menggunakan Metode Seismik Refraksi*. Puslitbang BMKG.
- Press, F., 1966. *Seismic velocities*. In: S. P. Clark, Jr. (Ed.), Handbook of physical constants . Geol. Soc.
- Sheriff, R.E. dan Geldart, L.P. 1995. *Exploration Seismology*. New York: Cambridge University.

- Sismanto. 1999. *Eksplorasi dengan Menggunakan Seismik Refraksi*. Yogyakarta. Gajah Mada University Press.
- Sismanto. 2006. *Dasar-Dasar Akuisisi dan Pemrosesan Data Seismik*, Laboratorium Geofisika, Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam. Universitas Gadjah Mada. Yogyakarta.
- Susilawati. 2004. *Seismik Refraksi (Dasar Teori dan Akuisisi Data)*., FMIPA Jurusan Fisika USU. <http://library.usu.ac.id/seismik+refraksi>
- Telford, W.M., Geldart, L.P dan Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Second Edition. Cambridge University Press.
- Wahyuningsih, S., Yuliyanto G., dan Nurwidyanto M. I. 2006. Interpretasi Data Seismik Refraksi Menggunakan Metode Reciprocal Hawkins dan Software SRIM (Studi kasus daerah Sioux Park, Rapid City, South Dakota, USA). *Berkala Fisika* Volume. 9, Nomor. 4, hal 177-184
- Widiyantoro, S. 2000. *Tomografi Geofisika*, Diktat GF-435, Edisi ke-1, Prog.Studi Geofisika, Jur. Geofisika dan Meteorologi. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Yilmaz, O. 1987. *Seismic Data Processing*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicist.