

BAHAN AJAR
MATA KULIAH

SEISMOLOGI (3 SKS)



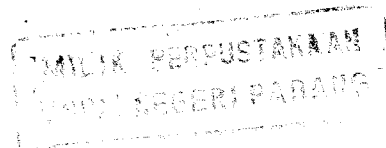
MILIK PERPUSTAKAAN UNP. NEGERI PADANG	
DITERIMA TGL.	: 28 NOVEMBER 2005
SUMBER HARGA:	H
OLEKSI	: K
NO. INVENTARIS	: 239 / K / 2005 - Si (4)
KLASIFIKASI	: 551.22 Dwi - 5

Untuk Mahasiswa Jurusan Fisika
FMIPA Universitas Negeri Padang

Disusun
oleh

Drs. Letmi Dwiridal, M.Si

STAF PENGAJAR JURUSAN FISIKA FMIPA
UNIVERSITAS NEGERI PADANG
2005



KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadiran Allah SWT yang telah melimpahkan rahmat dan karunia-Nya kepada penulis, sehingga penulis dapat menyelesaikan buku ajar mata kuliah seismologi ini dengan sebaik-baiknya. Selawat beriring salam juga penulis haturkan buat nabi Muhammad SAW.

Tujuan penulisan buku ini adalah untuk membantu mahasiswa yang mengambil mata kuliah seismologi pada bidang kajian Fisika Bumi dengan bobot 3 sks, selain itu juga untuk menambah pengetahuan kita tentang seismologi.

Selanjutnya penulis mengucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah membantu dalam penulisan buku ini sehingga dapat diselesaikan dengan baik.

Penulis menyadari bahwa buku ini masih jauh dari sempurna dikarenakan keterbatasan penulis. Untuk itu kritikan dan saran sangat diharapkan dari semua pihak yang sifatnya mengarah kepada kebaikan dan kesempurnaannya. Akhirnya penulis berharap semoga buku ini bermanfaat bagi kita semua.

Padang, November 2005

Penulis

TINJAUAN MATA KULIAH

Mata kuliah seismologi merupakan mata kuliah pada bidang kajian Fisika Bumi jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang dengan bobot 3 sks. Seismologi membahas beberapa kompetensi dalam pembelajaran diantaranya : pengertian dan ruang lingkup seismologi, konsep elastisitas dengan beberapa parameternya untuk material bumi, jenis gelombang seismik (gelombang badan dan gelombang permukaan), metoda seismik (seismik refraksi dan seismik refleksi), parameter gempa (magnitude, intensitas, percepatan gerak tanah), spektrum gempa, analisis spektrum (Deret Fourier, transformasi Fourier, diskrit Fourier transform, aliansing, filter, konvolusi, dekonvolusi, korelasi, autokorelasi dalam time domain dan frekuensi domain). Dengan adanya mata kuliah seismologi diharapkan mahasiswa dapat memahami konsep gelombang dan metoda seismik sehingga memiliki kompetensi untuk menerapkannya pada penelitian bidang fisika bumi maupun di dunia kerja.

DAFTAR ISI

Kata Pengantar	i
Tinjauan Mata Kuliah	ii
Daftar Isi	iii

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Pengertian Seismologi	1
1.2 Cabang-cabang Seismologi	1
1.3 Observasi dari Gempa Bumi	4

BAB II ELASTISITAS

2.1 Teori Elastisitas	10
2.2 Stress (Tegangan)	11
2.3 Strain (Regangan)	13
2.4 Kurva Stress dan Strain	15
2.5 Hukum Hooke	16
2.6 Parameter Elastik	18

BAB III GELOMBANG SEISMIK

3.1 Jenis Gelombang Seismik	29
3.1.1 Gelombang Badan	29
3.1.2 Gelombang Permukaan	30
3.2 Seismik Refraksi	31
3.2.1 Metoda Seismik Refraksi	35
3.2.2 Metoda Waktu Tunda (Delay Time)	36
3.2.3 Model Bumi Dua Lapis Sejajar	37
3.2.4 Model Bumi Tiga Lapis Sejajar Atau Lebih	41
3.2.4.1 Waktu Penjalaran untuk Kasus Tiga Lapis	43
3.2.4.2 Waktu Penjalaran untuk Multi Lapisan	44

3.3 Seismik Refleksi	45
3.3.1 Analisa Kecepatan	46
3.3.2 Koreksi NMO	47
3.3.3 Metode Constant Velocity Scan (CVS)	48
3.3.4 Sinyal Seismik Refleksi	49
3.3.5 Amplitudo Sesaat (Reflection Strength ($R_{(t)}$))	51
3.3.6 Fase Sesaat (Instantaneous Phase $\theta_{(t)}$)	51
3.3.7 Pemantulan dan Pembiasan Gelombang	52
3.3.8 Konvolusi dan Dekonvolusi	52
3.3.9 Seismogram Sintetik	53
3.3.10 Wavelet	53
3.3.11 Impedansi Akustik	54
3.3.12 Koefisien Refleksi	55
3.3.13 Sifat-sifat Batuan Bawah Permukaan	55
 BAB IV PARAMETER GEMPA	
4.1 Magnitude	65
4.2 Intensitas	66
4.3 Percepatan Tanah	66
4.4 Perubahan Kecepatan Gelombang Seismik	70
4.4.1 Diagram Wadati	70
4.4.2 Prosedur Pembuatan Diagram Wadati	70
 BAB V SPEKTRUM SEISMIK	
5.1 Spektrum Sistem Linier	79
5.1.1 Deret Fourier	79
5.1.2 Transformasi Fourier	80
5.1.3 Diskrit Fourier Transform	81
5.2 Teori Konvolusi dan Dekonvolusi	82
5.2.1 Konvolusi	82
5.2.2 Dekonvolusi	83

5.3 Teori Filter	83
5.3.1 Korelasi	84
5.4 Migrasi	84
5.5 Operator-operator Spektrum	86
5.5.1 Aliasing	86
5.5.2 Anti Aliasing	86
5.5.3 Konversi	87
5.5.4 Filter	88
5.5.5 Transformasi Fourier	89
5.5.6 Perhitungan Nomeris untuk DFT	91

DAFTAR PUSTAKA

- Lampiran I** Data gempa bumi yang dapat ditentukan parameternya daerah Sumatera Barat dan sekitar Januari s/d Desember 2001
- Lampiran II** Data gempa bumi yang dapat ditentukan parameternya daerah Sumatera Barat dan sekitar Januari s/d Desember 2002
- Lampiran III** Data gempa bumi yang dapat ditentukan parameternya daerah Sumatera Barat dan sekitar Januari s/d Desember 2003
- Lampiran IV** Data gempa bumi yang dapat ditentukan parameternya daerah Sumatera Barat dan sekitar Januari s/d Desember 2004

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Pengertian seismologi

Kata seismologi berasal dari kata. Seismos (gempa bumi) dan Logos (ilmu pengetahuan). Dilihat dari arti kata-kata ini, seolah-olah seismologi itu adalah suatu ilmu pengetahuan tentang gempa bumi. Pada permulaannya hal ini memang benar demikian, tapi setelah adanya perkembangan-perkembangan dalam Bidang Seismologi, hal ini sudah tidak demikian lagi artinya. Seismologi sudah berkembang dengan menggunakan gelombang seismik yang menjalar dalam material bumi baik sumbernya dari gempa bumi maupun yang dihasilkan dari ledakan, pemukulan dll, yang kesemuanya itu ditujukan untuk kegiatan pengenalan struktur dan isi kandungan material dalam bumi.

Ilmu seismologi sudah berkembang untuk kegiatan eksplorasi dengan dua metoda yang utama yaitu : metoda seismik Refraksi dan metoda seismik Refleksi. Metoda refraksi menggunakan sifat pembiasan dari gelombang seismik sedangkan Metoda refleksi menggunakan sifat pemantulan dari gelombang seismik dalam material bumi. Dalam perkembangannya analisis gelombang seismik digunakan juga untuk mengenali sifat sifat fisis dari gempa bumi melalui analisis spektrum gempa yang terekam lewat seismograph SPS yang memiliki karakter Natural Frekuensi, Sensitivity maupun Damping Faktor. Untuk kajian lebih dalam akan dibahas pada bab berikutnya.

1.2 Cabang-cabang seismologi

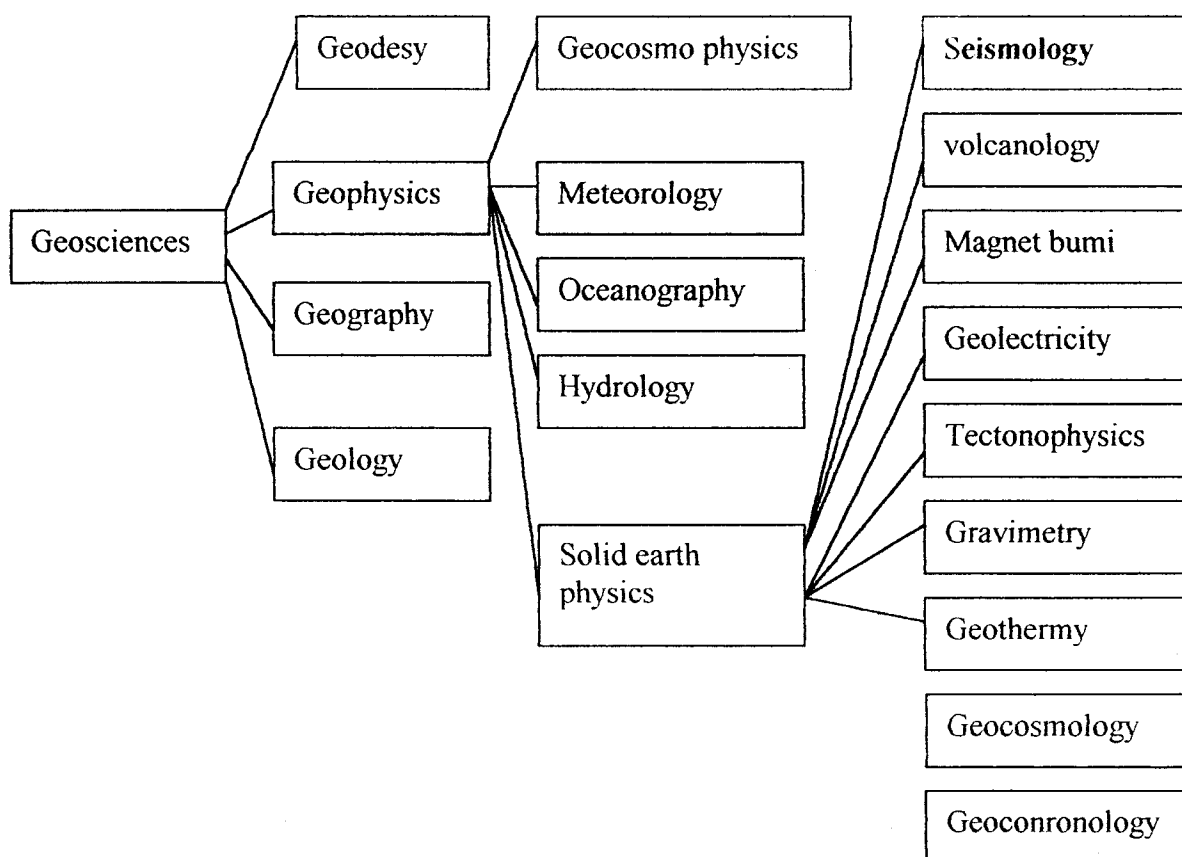
Seperti halnya dengan ilmu-ilmu pengetahuan lainnya, Seismologi telah berkembang menjadi sangat luas sekali dengan bertambahnya dengan beberapa cabang lainnya, tetapi penyelidikan tentang gempa bumi tetap merupakan bagian yang sebenarnya dari seismologi.

Dengan keluarnya gelombang-gelombang elastik dari pusat-pusat gempa bumi memungkinkan pengambilan-pengambilan kesimpulan dari bagian dalam bumi, dan keadaan fisik bagian dalam bumi ini menjadikan suatu cabang yang penting dari penyelidikan-penyelidikan Seismologi.

Disamping dari itu sebagai tambahan terdapat pula yang dinamakan Seismologi terpakai (Applied Seismology) yang terdiri dari berbagai-bagai cabang diantaranya :

1. Seismic Prospecting : yaitu Seismologi/metoda-metoda seismik yang dipakai untuk mencari barang-barang tambang seperti : air tanah, Hidrokarbon, mineral dan lain-lain.
2. Pengukuran kedalaman bedrock , struktur lapisan tanah untuk kepentingan konstruksi-konstruksi.
3. Membedakan antara gelombang gempa bumi dengan gelombang ledakan, yang pada waktu sekarang ini telah merupakan suatu cabang lainnya dari Applied Seismologi.

Seismologi dalam hubungannya dengan Geophysics merupakan bagian dari ilmu Sosial earth physics dimana Solid earth physics ini adalah bagian dari geophysics merupakan salah satu cabang ilmu dari geosciences. Untuk jelasnya dapat dilihat pada gambar 1 dibawah ini :



Gambar 1.1 : Cabang Ilmu Geosciences

Bagian-bagian ilmu dari geosciences, Geophysics, Solid earth physics. Untuk bagian-bagian ilmu yang terdaftar lainnya tidak dicantumkan pembagiannya disini. Pada Ilmuwan masih banyak yang memakai menggolongkan bagian-bagian ilmu Solid earth physics sebagai bagian ilmu dari Geophysics. Hal ini disebabkan karena Seperti halnya Geophysics Seismologi bekerja pada tiga hal yang sejajar, yaitu :

1. Observasi keadaan yang sebenarnya (terutama pencatatan dari gejala-gejala lapangan).
2. Penyelidikan-penyelidikan di laboratorium.
3. Penyelidikan-penyelidikan secara teoritis.

Kesulitan yang sering dihadapi disini adalah observasi yang dilakukan adalah observasi tidak langsung untuk penyelidikan bagian dalam bumi, karena observasinya dilakukan didekat permukaan bumi, karenanya kesimpulan-kesimpulan yang didapat sering berarti dua jadi analisis diperlukan dengan kegiatan yang dapat menghubungkan suatu data analisis yang mendekati data lapangan yang sesungguhnya. Untuk dapat agak menghindarkan ini karenanya observasi Geophysics lainnya seperti gravimetry, magnet bumi dll diikut sertakan sebagai data dan informasi pembandingan.

Jadi dengan jalan mengkombinasikan observasi yang berlainan sebanyak-banyaknya hal ini akan menghasilkan lebih baik, yang dengan kata lain apabila suatu hasil interpretasi ingin diterima, hal itu harus cocok dengan observasi lainnya. Yang banyak membantu dalam penginterpretasian ini adalah penyelidikan-penyelidikan laboratorium, yang biasa digolongkan sebagai modal Seismology. Disamping dari itu penyelidikan-penyelidikan secara teoritis memegang peranan yang penting disini dimana banyak digunakan tambahan pengetahuan lainnya seperti matematik, Physics, Ceology, Statistik dan lain-lain.

Seismologi menjadi suatu ilmu pengetahuan tersendiri sejak permulaan abad ini tetapi dasar-dasar teoritisnya seperti : theory Elasticity oleh CA UCHY dan POISSON telah berkembang sejak pertengahan abad ke 19. Observasi gempa bumi dengan akibat-akibatnya untuk daerah-daerah yang banyak penduduknya telah dikerjakan sejak permulaan sejarah. Suatu alat tertentu untuk observasi gempa bumi, Seismic cope telah terdapat di China kira-kira 1 abad setelah masehi.

1.3 Observasi dari gempa bumi.

Keterangan-keterangan mengenai gempa bumi telah ada setidaknya 1800 tahun sebelum masehi. Untuk keterangan yang lebih tua lagi pada umumnya sangat jarang dan tidak merumuskan untuk kebutuhan-kebutuhan ilmiah modern dalam observasinya.

Keterangan-keterangan mengenai gempa-gempa bumi yang lebih ilmiah dimulai sekitar pertengahan abad ke 18.

1. Gempa bumi keruntuhan, disebabkan karena terjadinya keruntuhan didalam bumi (gua-gua, tambang dan lain-lain).
2. Gempa bumi vulkanik ini disebabkan karena keaktifan gunung api.
3. Gempa bumi tektonik disebabkan karena pergeseran kulit bumi

Gempa bumi tektonik ini disebabkan karena adanya kekuatan dari dalam bumi umpamanya terjadinya lipatan-lipatan (folding), terjadinya gunung api dll. Yang pada umumnya adalah gerakan-gerakan didalam bumi yang padat, dan gempa bumi macam ini adalah satu-satunya gempa yang paling kuat / penting di bumi secara keseluruhan. Gempa bumi No. 1 dan 2 sebenarnya agak berlebihan apabila digolongkan sebagai suatu gempa bumi dan umumnya gempa-gempa ini adalah lokal dan hampir selalu sangat kecil.

Berdasarkan observasi-observasi sudah jelas bahwa pengaruh gempa bumi akan lebih kuat pada tanah yang lembek dan tanah yang basah dari pada tanah yang kering, dan amplitudo dari gerakan gempa bumi ini yang terkecil terdapat pada tanah-tanah yang padat (solid rock).

Observasi ini cocok dengan hasil-hasil pencatatan langsung. Salah satu persoalan yang menarik perhatian dalam hal gempa bumi ini adalah mengenai arah jatuhnya pilar. Banyak orang mengira bahwa jurusan jatuhnya ini dapat menunjukkan juran pusat gempa bumi karena telah banyak ditemukan bahwa awal jatuhnya pilar tegak lurus dengan arah pusat gempa bumi.

Sebenarnya hal ini tergantung dari macam gelombang yang menyebabkan pilar itu jatuh. Apabila yang menyebabkan jatuh ini gelombang longitudinal P, maka pilar ini akan jatuh pada jurusan pusat gempa bumi atau sebaliknya dan apabila penyebabnya gelombang transversal S, maka pilar tersebut akan jatuh kejurusan tegak lurus dengan arah pusat gempa bumi. Tetapi hal inipun dapat berubah karena adanya kondisi yang khusus.

Pada gempa lautan, dapat dirasakan dalam kapal, karena gelombangnya dapat menjalar / menembus dalam air dari sebuah pusat gempa bumi dibawah dasar laut. Hal ini hanya mungkin bagi gelombang longitudinal (gelombang transversal tidak dapat menjalar dalam barang cair). dan telah terdapat beberapa laporan bahwa : adanya gempa bumi ini dapat dirasakan diatas kapal seolah-olah kapal ini menabrak / kandas pada batuan yang keras.

Pengaruh lautan lainnya adalah yang dinamakan tsunami yaitu gelombang pasang akibat adanya gempa bumi dilautan. Terjadinya tsunami ini disebabkan karena perubahan posisi batuan dipusatnya mencapai dasar lautan sehingga menyebabkan air laut didasar laut menjadi tidak stabil dan ketidak stabilan air laut di dasar laut ini mengakibatkan tsunami dipermukaan laut. Dia menjalar dengan kecepatan kira-kira 500 m / detik apabila kedalaman air laut 5 km, dan akan lebih pelan dalam air yang lebih dangkal. Pada lautan yang terbuka tidak membahayakan tetapi apabila mengenai pantai yang sempit maka tingginya akan bertambah dan dapat menyebabkan banyak kerusakan pada kapal-kapal dan pelabuhan.

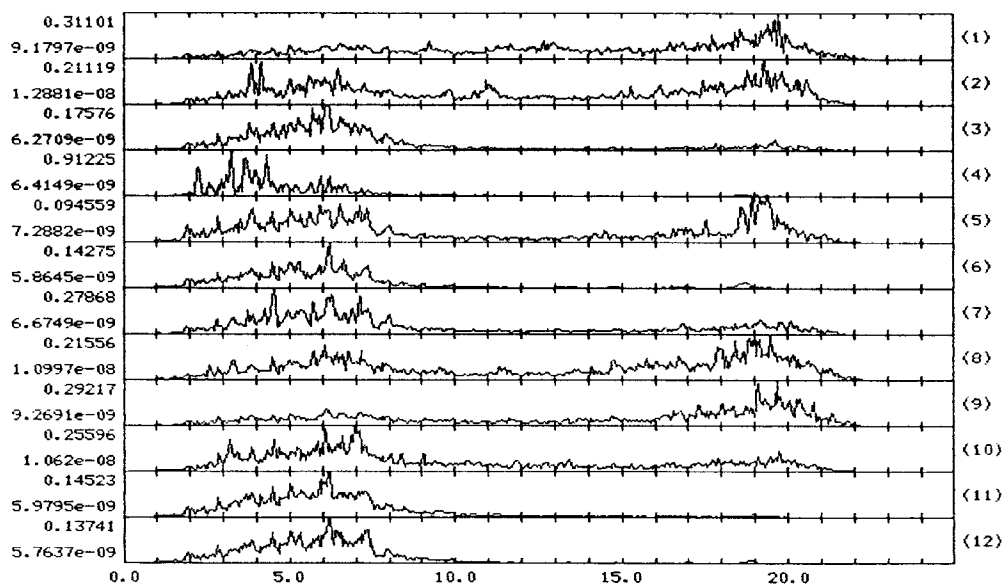
Untuk dapat menyatakan pengaruh gempa bumi dengan baik maka antara tahun 1874 dan 1878 DE ROSSI di Italy mengeluarkan Skala Intensitas gempa yang pertama didunia. Kemudian tahun 1881 FORREL di Switzerland mengeluarkan sekala serupa dan kemudian kedua sekala tersebut digabungkan menjadi Sekala Intensitas ROSSI – FORREL, yang terbagi menjadi 10 tingkat kekuatan.

Tentang ini akan kita pelajari lebih banyak pada bab-bab yang akan datang. Tingkat kerusakan dari setiap tempat yang mengalami kerusakan / merasakan adanya getaran suatu gempa bumi di plot pada suatu peta dan tempat-tempat yang mempunyai tingkat kerusakan yang sama dihubungkan satu dengan lainnya dan garis ini (kurfa-kurfa) dinamakan Isoleismal. Dari peta Isoleismal semacam ini memungkinkan pengambilan suatu kesimpulan tentang kedalaman dari pusat gempa buminya karena untuk pusat-pusat gempa bumi yang dalam penurunan Intensitasnya untuk tempat-tempat yang makin jauh adalah pelan-pelan dan apabila pusat gempa buminya dangkal penurunan harga Intensitasnya dari harga maximumnya akan cepat.

Gempa bumi disebabkan adanya penjalaran gelombang seismik dalam badan bumi. Gelombang seismik dihasilkan oleh gempa bumi atau ledakan buatan yang mengakibatkan tanah terbelah secara tiba-tiba

Energi dari sumber gempa akan dipancarkan atau menjalar ke segala arah dalam bentuk muka gelombang (*wave front*). Gelombang-gelombang ini akan menjalar melalui permukaan kulit bumi dan dalam bumi. Gelombang seismik yang dipancarkan dari sumber gempa dapat dibedakan menjadi dua macam gelombang yaitu : Gelombang Permukaan dan Gelombang Badan

Gelombang permukaan adalah gelombang yang menjalar bumi. Gelombang ini terdiri dari gelombang *Rayleigh* (R), gelombang sepanjang permukaan bumi atau dipermukaan lapisan (batas lapisan) *Love* (L), gelombang *Stonely* dan gelombang *chanel*. Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar bagian dalam bumi. Gelombang ini terbagi atas dua macam yaitu gelombang Primer (P) dan gelombang Sekunder (S). Dalam hal mengetahui respon struktur akibat penjalaran gelombang serta menganalisa getaran tanah selama gempa bumi terjadi digunakan sebagian teori gelombang elastik



Gambar 1.2: contoh spektrum gempa (Letmi,1996)

Energi dari suatu gempa bumi cukup sulit ditentukan secara langsung. Oleh karena itu, digunakan skala magnitude yang dapat dihitung dan dianalisis dari spektrum gempa bumi. Magnitude pertama kali dihitung oleh Richter pada tahun 1935 untuk gempa lokal di California dengan alat *Standart Wood Anderson* yang memperhitungkan nilai pergerakan tanah yang terletak pada jarak tertentu pada pusat gempa. Nilai dari gerakan tanah ini diambil berdasarkan pada nilai amplitudo maksimum.

Kemudian di lanjutkan oleh Tsumura (1967) memperkenalkan suatu metode penentuan magnitude gempa bumi dari lamanya getaran gempa bumi dengan menggunakan seismograph *Short Periode*, untuk menentukan magnitude dengan memanfaatkan *time durasi*, dimana *time durasi* merupakan waktu terkecil dari suatu gempa.

Magnitude mencerminkan keadaan sesungguhnya dari besarnya gempa bumi, tetapi tidak memberikan gambaran mengenai kerusakan yang disebabkan oleh gempa bumi. Dalam hal ini suatu gempa dengan magnitude besar yang terjadi di tengah samudera, contohnya samudera Indonesia yang terletak dipesisir barat Sumatera Barat yang dilalui oleh jalur Subduksi Aktif. Akan tetapi untuk gempa yang kecil mungkin tidak akan mengakibatkan kerusakan pada bangunan-bangunan bahkan getaran-getarannya pun mungkin tak terasa oleh manusia yang berada di darat. Sebaliknya suatu gempa bumi dengan magnitude rendah, tetapi mempunyai episenter yang dekat pada suatu kota yang penuh bangunan-bangunan yang tidak direncanakan terhadap gempa bumi, akan mendatangkan kehancuran yang cukup berat.

Tingkat kerusakan akibat gempa bumi dapat diukur berdasarkan intensitasnya. Intensitas gempa bumi adalah derajat kerusakan akibat gempa bumi pada suatu daerah dan dilihat dari efek akibat getaran gempa. Untuk memberikan ukuran besar kecilnya suatu getaran gempa bumi dipakai dua besaran yaitu magnitude dan intensitas. Magnitude gempa adalah suatu ukuran untuk menyatakan kekuatan gempa bumi di pusatnya dan dihitung dari catatan data-data dari seismograph. Sedangkan intensitas gempa bumi didasarkan pada akibat langsung pada permukaan bumi misalnya pengaruh terhadap bangunan.

Untuk mengetahui besarnya intensitas dapat menggunakan persamaan Gutterberg Richter(1942) yang menyatakan hubungan antara intensitas gempa bumi dan magnitude. Di Indonesia umumnya intensitas gempa bumi dinyatakan dalam bentuk tingkatan (skala). Skala intensitas menggambarkan besarnya kerusakan yang diderita oleh suatu lokasi yang diakibatkan oleh getaran gempa. Intensitas gempa bumi yang paling banyak digunakan adalah skala *Mercally* yang biasa disebut MMI (*Modified Mercally Intensity*).

Intensitas dan percepatan tanah akibat getaran gempa bumi merupakan dua parameter saling berhubungan. Kedua parameter ini sangat penting dalam perencanaan bangunan tahan gempa. Gaya yang diderita oleh suatu bangunan akibat getaran bumi ditentukan oleh beberapa faktor seperti koefisien seismik, berat bangunan dan beberapa faktor koreksi. Koefisien seismik sangat ditentukan oleh percepatan tanah dan periode ulang gempa bumi.

Percepatan tanah adalah percepatan gelombang gempa yang sampai ke permukaan bumi dengan satuan cm/detik^2 dan diukur dengan alat yang disebut *accelerograph*. Namun alat ini belum tersedia, maka percepatan tanah dihitung dengan cara empiris yaitu dengan konversi parameter gempa (lokasi dan magnitude) ke dalam percepatan suatu lokasi. Banyak sekali perhitungan percepatan tanah secara empiris yang pernah dilakukan dalam penelitian. Salah satunya perhitungan percepatan tanah dengan cara empiris *Gutterber Richter* yang menyatakan hubungan antara intensitas gempa bumi dan percepatan tanah

Pada kenyataannya para ilmuwan belum dapat memperkirakan kapan terjadinya gempa, akan tetapi telah banyak yang melakukan penafsiran-penafsiran waktu gempa itu akan terjadi. Hal ini dimaklumi karena para ilmuwan berusaha melakukan pendekatan waktu baik melalui analisis permodelan maupun berdasarkan informasi dari beberapa data gempa. Tapi perlu diingat bahwa dalam memprediksi gempa tentu yang dipakai adalah skala waktu geologi (umur batuan) yang memiliki orde ribuan bahkan jutaan tahun.

TEST FORMATIF

Contoh Soal

1. Kesulitan yang sering dihadapi dalam menginterpretasikan data kebumihan dimana observasi yang dilakukan adalah observasi tidak langsung untuk penyelidikan bagian dalam bumi, karena observasinya dilakukan di / dekat permukaan bumi, sehingga kesimpulan-kesimpulan yang didapat sering berarti kurang tepat atau berarti ganda . Jelaskanlah kenapa hal ini mungkin terjadi ?

Jawab :

Untuk dapat menghindarkan ini kiranya diperlukan observasi Geophysics lainnya seperti geologi, gravimetry, magnet bumi, elektromagnetik dll diikuti sertakan sebagai perbandingan dan koreksi. Jadi dengan jalan mengkombinasikan observasi yang berlainan sebanyak-banyaknya hal ini akan menghasilkan lebih baik, yang dengan kata lain apabila suatu hasil interpretasi ingin diterima serta tepat, tentu saja lebih cocok dengan observasi lainnya.

Soal Latihan :

1. a. Jelaskanlah kedudukan ilmu seismologi terhadap ilmu-ilmu kebumihan lainnya pada Geosciences ?
b. Dahulunya seismologi dikembangkan untuk pengkajian tentang gempa akan tetapi sekarang telah berkembang untuk kegiatan eksplorasi , jelaskan kenapa terjadi demikian ?
2. Berdasarkan observasi-observasi sudah jelas bahwa pengaruh gempa bumi akan lebih kuat pada tanah yang lembek dan tanah yang basah dari pada tanah yang kering, dan amplitudo dari gerakan gempa bumi ini yang terkecil terdapat pada tanah-tanah yang padat (solid rock), Jelaskanlah alasannya ?
3. Jelaskanlah pengertian dari Seismologi terpakai (Applied Seismology) dan Seismic Prospecting ?

BAB II

ELASTISITAS

2.1 Teori Elastisitas

Teori elastisitas merupakan bagian dari teori seismik. Metoda seismik menggunakan masalah penjalaran gelombang melewati bumi. Penjalaran tersebut bergantung pada sifat elastis batuan. Elastisitas merupakan daya kelenturan suatu benda yang bila dikenai gaya tidak akan merubah bentuk dan susunan benda tersebut. Elastisitas hanya bekerja pada daerah tertentu saja, daerah elastisitas itu disebut batas proposional elastisitas.

Teori elastisitas dapat diterapkan pada berbagai hal, diantaranya dalam penentuan tingkat elastisitas tanah, dimana hal ini diperlukan didalam pembuatan jalan, jembatan, bangunan bertingkat dan dalam bidang teknik lainnya. Salah satu contoh pembuatan jalan, dimana tanah tempat jalan tersebut akan di buat harus memiliki tingkat elastis yang sangat rendah atau tanah tersebut harus kaku, sedangkan aspal yang digunakan harus elastis. Untuk mengetahui tanah (tempat jalan yang akan dibuat) itu mempunyai tempat elastis dapat digunakan peralatan *Sonic Viewer* dengan mengambil sampel tanah tersebut, atau mempergunakan peralatan seismik.

Secara garis besar, bumi yang kita tempati ini tersusun dari beberapa lapis, mulai dari lapisan terdalam, inti luar, mantel dalam dan mantel luar serta lapisan terluar yang lebih dikenal dengan lapisan kerak bumi. Secara garis besar lapisan kerak bumi tersusun dari berbagai jenis batuan, seperti: batuan beku, batuan sedimen dan batuan metamorfosa.

Ketiga jenis batuan tersebut terbentuk dari proses yang berbeda, seperti batuan beku terbentuk dari proses pembekuan batuan penyusun kerak bumi ini memiliki struktur kristal yang berbeda pula, mulai dari struktur kristal yang sederhana sampai dengan yang komplek. Dalam mengidentifikasi suatu batuan banyak yang dapat dilakukan diantaranya dengan mencari bagai mana kekerasan, berat jenis, kilap warna, gores, optik serta struktur kristal dari batuan itu sendiri.

Ukuran bentuk suatu benda padat (*solid*), dapat diubah dengan menggunakan gaya luar terhadapnya. Gaya luar tersebut akan dilakuka oleh gaya internal yang berusaha untuk mempertahankan bentuk dan ukuran benda semula. Oleh karena itu, jika gaya luar

tersebut tidak terlalu besar, benda tersebut akan kembali kekeadaan semula, dan untuk mempertahankannya tentulah ini yang disebut dengan elastisitas bahan.

2.2 Sress (Tegangan)

Bila sebuah benda berada dalam keadaan diam atau sedang bergerak lurus beraturan, maka semua gaya-gaya yang bekerja pada benda tersebut haruslah berada dalam keadaan setimbang. Gaya luar merupakan gaya yang diberikan terhadap benda yang akan diimbangi oleh gaya-gaya dalam, yaitu berupa tegangan pada benda tersebut.

Secara umum permasalahan yang mendasari stress pada benda adalah kesetimbangan aksi secara internal dan perbandingan reaksi pada bagian pada titik pada benda yang menjadi pusat perhatian. Secara fisika, konsep stress di turunkan dari analisa bagian gaya yang bekerja sepanjang permukaan dengan luas tertentu.

Dalam prakteknya, stress pada setiap titik pada satu benda padat tidak dapat dinyatakan dalam pengukuran langsung, dan hanya dapat dilakukan dalam bentuk syarat batas secara matematika di luar permukaan, dimana reaksi internal sebanding dengan beban dari luar.

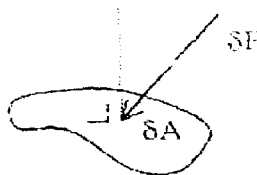
Suatu gaya luar yang bekerja pada suatu bidang dan dianggap benar-benar pada satu titik (gambar 1) dapat di hitung tegangan yaitu limit dari gaya yang bekerja pada titik tersebut dibagi dengan luas daerahnya atau secara matematika didefinisikan sebagai:

$$\sigma = \lim_{\delta A \rightarrow 0} \frac{\delta F}{\delta A} \quad (2.1)$$

dimana F = Gaya luar yang bekerja tegak lurus dengan bidang potong

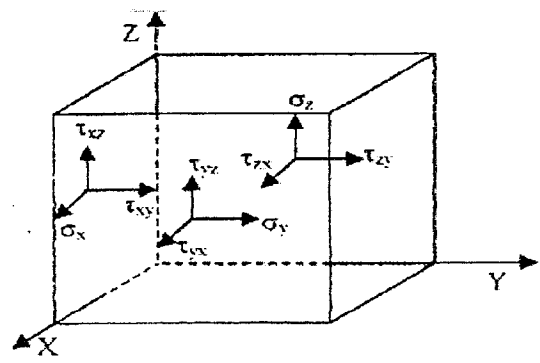
A = Luas daerah

σ = Tegangan normal.



Gambar 2.1: Gaya yang bekerja pada sebuah luas daerah yang mengakibatkan tegangan

Gaya yang bekerja pada permukaan yang ditinjau dapat diuraikan dalam komponen-komponen yang menyinggung permukaan, dan yang normal terhadap permukaan, komponen yang pertama didefinisikan sebagai stress geser (*shearing stress*) yaitu stress yang bekerja tegak lurus terhadap bidang koordinat cartesian, yaitu bidang xy, xz, yz. Sedangkan yang lain adalah stress normal (*normal stress*).



Gambar 2.2 : Komponen stress pada bidang yz

Vektor stress yang bekerja pada bidang tegak lurus pada sumbu X

$$\sigma_{ox} = \sigma_x \hat{x} + \tau_{xy} \hat{y} + \tau_{xz} \hat{z} \tag{2.2}$$

Vektor stress yang bekerja pada bidang tegak lurus pada sumbu Y

$$\sigma_{oy} = \tau_{yx} \hat{x} + \sigma_y \hat{y} + \tau_{yz} \hat{z} \tag{2.3}$$

Vektor stress yang bekerja pada bidang tegak lurus pada sumbu Z

$$\sigma_{oz} = \tau_{zx} \hat{x} + \tau_{zy} \hat{y} + \sigma_z \hat{z} \tag{2.4}$$

dimana:

σ_i = stress normal yang bekerja pada bidang yang tegak lurus sumbu i

τ_{ij} = stress geser yang bekerja pada bidang yang tegak lurus sumbu i, dan arahnya sejajar dengan sumbu j

i,j = sumbu X,Y, Z.

Dalam kasus ini terdapat 9 komponen stress yang di notasikan dengna E_{ij} , yang masing-masingnya identik, dengan i,j = sumbu x, y dan z. Komponen-komponen yang bekerja pada suatu titik yang terdapat didalam suatu bidang dapat ditulis dalam bentuk tensor atau lebih dikenal dengan tensor stress yaitu:

$$I = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix} = \text{Tensor stress} \quad (2.5)$$

Oleh kerana dV sangat kecil, akibatnya setiap perubahan dalam bentuk stress pada titik P dapat diabaikan. Dengan demikian memon disekitar sumbu z dalam arah (umpamakan OZ) dari permukaan, dimana gaya dF yang bekerja pada elemem volume adalah:

$$-(\tau_{yx} dx dz) dy + (\tau_{xy} dy dz) dx = 0 \quad (2.6)$$

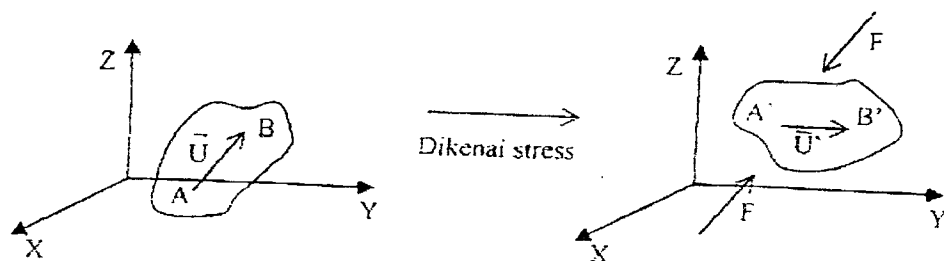
sehingga

$$\tau_{yx} \Delta V = \tau_{xy} \Delta V \text{ atau } \sigma_{yx} = \sigma_{xy} \quad (2.7)$$

Untuk keadaan yang berbeda dalam keadaan yang berbeda dalam keadaan setimbang stress yang bekerja pada benda saling meniadakan, dan diperoleh hubungan :

$$\tau_{xy} = \tau_{yx}, \tau_{xz} = \tau_{zx}, \text{ dan } \tau_{yz} = \tau_{zy} \quad (2.8)$$

2.3 Strain (Regangan)



Gambar 2.3 : Perubahan benda yang dikenai stress

Strain didefinisikan sebagai perbedaan antara dua titik setelah dikenai gaya atau dapat dijelaskan sebagai berikut. Jika benda elastis mengalami stress, maka akan terjadi perubahan bentuk dan ukuran pada benda tersebut, perubahan ini yang disebut dengan strain.

Tinjau dua partikel pada satu benda padat tidak mengalami stress pada $A(x,y,z)$ dan pada $B(x + dx, y + dy, z + dz)$. Kemudian benda tersebut mengalami deformasi (gambar 3), akibat gaya yang di berikan padanya. Partikel pada A bergaser sejauh U ke

posisi baru $A(x+u, y+v, z+w)$ kemudian jika $u + du$ merupakan pergeseran yang diakibatkan oleh partikel pada B, maka komponen fungsi du dapat ditulis menjadi:

$$du = \frac{du}{dx} dx + \frac{du}{dy} dy + \frac{du}{dz} dz \quad (2.9)$$

$$dv = \frac{dv}{dx} dx + \frac{dv}{dy} dy + \frac{dv}{dz} dz \quad (2.10)$$

$$dw = \frac{dw}{dx} dx + \frac{dw}{dy} dy + \frac{dw}{dz} dz \quad (2.11)$$

dari ketiga persamaan (2.9 – 2.11) diatas dapat ditulis dalam sebuah bentuk persamaan yang lebih umum dengan menggunakan notasi khusus yang identik yaitu dengan mengambil notasi: $u = u_1$; $v = u_2$; $w = u_3$ dan $x = x_1$; $y = x_2$; $z = x_3$

Rumus yang terpisah untuk du , dv , dan dw dapat ditulis dalam sebuah persamaan yaitu:

$$\begin{aligned} dU_i &= \sum_{j=1}^3 \frac{\partial U_i}{\partial X_j} dX_j \\ &= \sum_{j=1}^3 \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial X_j} + \frac{\partial U_j}{\partial X_i} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial X_j} - \frac{\partial U_j}{\partial X_i} \right) \right] dX_j \end{aligned} \quad (2.12)$$

dimana:

$x_1 = x$; $x_2 = y$; $x_3 = z$ dan $i, j = 1, 2, 3$

Pada persamaan (2.9) menunjukkan perubahan vektor dU merupakan devormasi yang dialami benda komponen dU dalam arah i . Dalam hal ini akan terdapat 9 pasangan kuantitas dari $\frac{du_i}{dx_j}$ yang terdapat pada tensor kartesian berreng dua yang berupa

komponen simetris dan tak simetris, secara matematika dapat ditulis dengan :

$$I_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right] \text{ adalah simetris dan} \quad (2.13)$$

$$I_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right] \text{ adalah tidak simetris} \quad (2.14)$$

Komponen simetris diatas disebut juga dengan dilatasi deformasi yang juga merupakan komponen strain. Jika $i = j$, maka I_{11} adalah strain normal yaitu strain akibat stress normal. Dan jika I tidak sama dengan j ($i \neq j$) adalah merupakan strain geser yang di akibatkan stress geser $I_{ij} = I_{ji}$. Dalam bentuk tensor dapat ditulis sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} I_{xx} & I_{xy} & I_{xz} \\ I_{xy} & I_{yy} & I_{yz} \\ I_{xz} & I_{yz} & I_{zz} \end{bmatrix} \longrightarrow \text{merupakan tensor strain} \quad (2.15)$$

sedangkan yang tidak simetris dalam bentuk notasi dapat ditulis:

$$W_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial U_i}{\partial X_j} - \frac{\partial U_j}{\partial X_i} \right] \quad (2.16)$$

Dimana;

W_{21} adalah rotasi arah jarum jam terhadap sumbu 3 (sumbu z)

W_{32} adalah rotasi arah jarum jam terhadap sumbu 1 (sumbu x)

W_{13} adalah rotasi arah jarum jam terhadap sumbu 2 (sumbu y)

Komponen W diatas disebut juga dengan komponen rotasi apabila memenuhi persyaratan

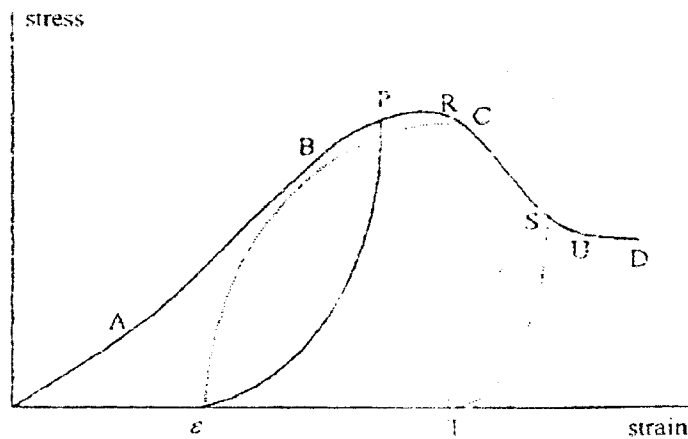
$W_{ij} = -W_{ji}$ dan $W_{11} = 0$

Didalam bentuk tensor dapat ditulis:

$$W = \begin{bmatrix} 0 & W_{xy} & W_{xz} \\ W_{yx} & 0 & W_{yz} \\ W_{zx} & W_{zy} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

2.4 Kurva Stress dan Strain

Hubungan antara setiap jenis stress dan strain yang bersamaan berperan penting dalam cabang ilmu fisika yang dikenal dengan teori elastisitas. Apabila suatu jenis tegangan dilukiskan grafiknya terhadap regangannya, akan diperoleh bentuk kurva tegangan – regangan yang berbeda-beda bentuknya sesuai dengan jenis bahannya. Secara umum kurva stress- strain mempunyai bentuk sebagai berikut:



Gambar 2.4 : Kurva Stress-Strain

Kurva diatas dapat diuraikan sebagai berikut: kurva dapat dibagi menjadi empat bagian yaitu OA cekung keatas, AB mendekati linear, BC cekung kebawah dan mencapai maximum di C, kemudian CD turun. Daerah OB disebut dengan daerah elastis, artinya jika stress yang bekerja dihilangkan, bahan kembali kekeadaan semula tanpa ada deformasi permanen. Sedangkan daerah BD disebut daerah bukan elastis atau daerah diatas batas elastis karena jika stress dihilangka, bahan akan mengalami defomasi permanent. Daerah BC memberikan deformasi permanent yang kecil.

Setelah melewati titik B (batas elastis) hingga mencapai titik C, Jika tegangan (stress) dihilangkan bahan tidak akan kembali kekeadaan semula, tetapi akan bergerak sedikit kekeadaan semula, pada keadaan sekarang bahan telah mengalami perubahan atau deformasi walaupun kecil. Sedangkan pada daerah CD adalah deformasi remanan besar. Pemberian tegangan (stress) hingga melampaui titik C sampai mencapai titik D, dimana bahan menjadi putus atau patah walaupun steress telah dihilangkan, pada saat ini dikatakan telah mengalami deformasi yang besar.

Dari kurva dapat diketahui bahwa status bahan masih dikatakan memiliki sifat elastititas jika bahan itu Belem melewati batas elastisitasnya (titik B), jika bahan sudah melewati titik B bahan tidak lagi memiliki elastisitas yang stabil.

2.5 Hukum Hooke

Robert Hooke adalah orang yang pertama mempelajari sifat elastisitas (kenyal), yang kemudian mengemukakan hukumnya kemudian yang dikenal dengan hokum hooke,

yang merupakan dasar dari teori elastisitas. Secara singkat hukum hooke ini menerangkan hubungan antara stress dan strain untuk mdium elastik linear yang homegen dan isotropik. Secara matematis hubungan tersebut dapat ditulis:

$$\sigma_{ij} = \lambda \Delta \delta_{ij} + 2 G I_{ij} \quad (2.18)$$

Pada kondisi diatas Jika δ_{ij} ($i=j=1$) serta δ_{ij} ($i \neq j=0$) , dan I_{ij} (strain geser) yang dihasilkan oleh suatu bahan adalah besar >, maka σ_{ij} (stress geser) yang dihasilkan adalah besar. Dan sebaliknya.

$$i = 1, 2, 3$$

Δ = Strain

$$= I_{11} + I_{22} + I_{33}$$

= Perubahan volume persatuan volume

$$= \Delta V/V$$

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 : i = j \\ 0 : i \neq j \end{cases} = \text{delta diract}$$

dimana:

σ_{ij} = stress uni aksial (tekanan satu sumbu)

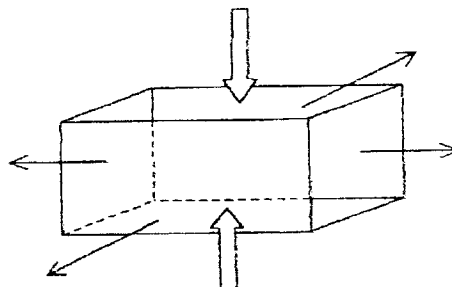
I_{ij} = strain geser

λ = konstanta lame

G = modulus gerser

Bila stress diperkerjakan pada salah satu sumbu, umpamakan arah I, maka pada arah ini berlaku syarat batas :

$$\sigma_{11} \neq 0 ; \sigma_{22} = \sigma_{33} ; I_{22} = I_{33}$$



Gambar 2.5 : Bidang yang dikenai tekanan

Dengan menggunakan persamaan Hukum Hooke, maka dapat ditulis :

$$\sigma_{11} \qquad = \qquad (\lambda + 2G) \, I_{11} + \frac{2\lambda}{\Delta} \tag{2.19}$$

$$0 \qquad = \qquad I_{11} + 2 \, (\lambda + G) \, I_{22}$$

$$0 \qquad = \qquad \lambda I_{11} + 2 \, (\lambda + G) \, I_{33}$$

$$I_{22} \qquad = \qquad I_{33} = - \, \lambda \, \frac{I_{11}}{2(\lambda + G)} \tag{2.20}$$

Pada kondisi diatas Strain normal yang bekerja adalah sama ($I_{22} = I_{33}$), tanda – (minus) berarti adanya gaya internal yang melawan karena adanya gaya eksternal. Jika G yang dihasilkan besar dan λ yang dihasilkan juga besar maka strain yang dihasilkan adalah kecil. Dan sebaliknya.

2.6 Pameter Elastik

Berdasarkan teori dasar yang telah dijelaskan diatas, maka di peroleh beberapa definisi elastik lainnya yang sanagt diperlukan dalam pembahasan sifat elastik bahan (material). Parameter tersebut di antaranya adalah:

- a. Poisson ratio (perbandingan poison)

Merupakan rasio merupakan perbandingan antara perpanjangan longitudinal dengan pertambahan panjang lateral, secara matematis dapat ditulis :



$$Y = - \frac{I_{22}}{I_{11}} \tag{2.21}$$

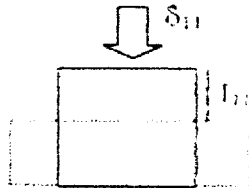
Gambar 2.6 : Perpanjangan longitudinal dengan lateral

Pada kondisi diatas strain normal (I_{11}) yang bekerja secara longitudinal (fertikal) besar dan strain normal (I_{22}) yang bekerja secara lateral (horizontal) besar, maka di hasilkan poison ratio yang kecil. Dalam hal ini berarti bahan yang di ukur mempunyai tingkat elastik yatng tinggi. Tanda – (minus) berarti adanya gaya internal yang melawan karena adanya gaya eksternal. Dan sebaliknya.

Harga Poisson ratio adalah dari 0.05 untuk batuan yang sangat keras, dan 0.45 untuk batuan sedimen rapuh

b. Modulus Young (Modulus elastik)

Modulus young yang dikenal juga dengan modulus elastisitas merupakan perbandingan antara stress normal (stress longitudinal) $\Delta F/A$ dengan strain longitudinal (kontraksi secara rateral) $\Delta l/L$ yang disebabkan, secara matematis dapat ditulis dengan:



Gambar 2.7 : Modulus Young

$$E = \frac{\sigma_{11}}{l_{11}} \quad (2.22)$$

Pada kondisi diatas jika stress normal (σ_{11}) yang bekerja pada suatu bahan adalah kecil dan strain normal (l_{11}) yang bekerja secara lateral (horizontal) besar, maka di hasilkan modulus young yang kecil. Berarti bahan tersebut mempunyai tingkat elastik yang tiinggi Dan. sebaliknya.

Persamaan diatas berlaku untuk strain tiga arah (triaxial strain). Apabila tidak terdapat strain dalam arah lateral kasus tersebut disebut dengan modulus aksial.

c. Modulus geser

Modulus geser merupakan perbandingan antara komponene stress geser dengan strain geser, yang berhubungan adalah sebagai berikut :

$$G = \frac{\sigma_{ij}}{2l_{ij}} \quad (2.23)$$

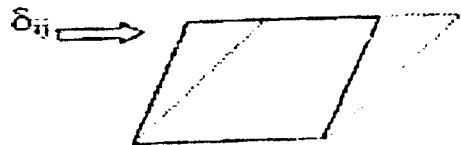
Pada kondisi diatas jika stress normal (σ_{11}) yang bekerja pada suatu bahan adalah besar dan strain geser (l_{ij}) yang bekerja adalah besar, maka di hasilkan modulus geser

yang kecil. Jika harga G yang dihasilkan \ll , berarti bahan tersebut mempunyai tingkat elastik yang tinggi. Dan sebaliknya.

dimana:

untuk harga $G = 0$, untuk benda cair sempurna dan,

$G = 0,5$ benda tegar



Gambar 2.8 : Modulus Geser

d. Modulus Bulk

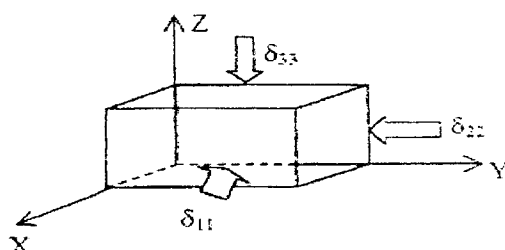
Modulus Bulk disebut juga dengan modulus rigiditas, pada kasus tekanan hidrostatik merupakan perbandingan antara tekanan aksial (volume stress ΔP), dengan deformasi volume (strain volume $\Delta v/v$) secara matematis dapat ditulis dengan :

$$K = \frac{P}{\Delta} \quad (2.24)$$

$$\text{Dengan } P = \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}}{3}$$

$$\Delta = I_{11} + I_{22} + I_{33} \text{ J}$$

Jika stress normal ($\sigma_{11}, \sigma_{22}, \sigma_{33}$) \gg besarnya sama dan strain normal ($I_{11} + I_{22} + I_{33}$) yang dihasilkan juga besar \gg , maka dihasilkan modulus bulk yang kecil. Dalam hal ini bahan yang di ukur mempunyai tingkat elastk yang tinggi. Dan sebaliknya.



Gambar 2.9 : Modulus Bulk

e. Konstanta Lamé

Konstanta lamé merupakan konstanta yang digunakan untuk menentukan modulus geser (rigiditas) yang merupakan perbandingan antara stress geser (σ) dengan strain geser (ε) atau

$$\mu = \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (2.25)$$

Jika stress (σ) yang dihasilkan besar dan strain (ε) yang dihasilkan juga besar, maka dihasilkan konstanta lamé (μ) yang kecil. Dan sebaliknya.

besarnya harga konstanta lamé adalah $\mu \begin{cases} 1-7 \times 10^4 \text{ MPa} \\ 0; \text{ untuk fluida} \end{cases}$

seterusnya untuk stress uniaksial dapat diturunkan dengan hubungan-hubungan sebagai berikut:

$$\lambda = \frac{E\gamma}{(1+\gamma)(1-2\gamma)} \quad (2.26)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar (\gg), maka di dapatkan $\Phi \ll$, berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah. Dan sebaliknya.

$$G = \frac{E}{2(1+\gamma)} \quad (2.27)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar (\gg), $\lambda \gg$ dan $\gamma \gg$, maka di dapatkan $\Phi \ll$, berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah.

$$\gamma = \frac{(3K - 2G)}{2(3K + G)} \quad (2.28)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar (\gg), $\gamma \gg$, $G \gg$, $K \gg$, maka di dapatkan $\Phi \ll$, berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah.

$$K = \frac{2(1+\gamma)G}{3(1-2\gamma)} = \frac{E}{3(1-2\gamma)} \quad (2.29)$$

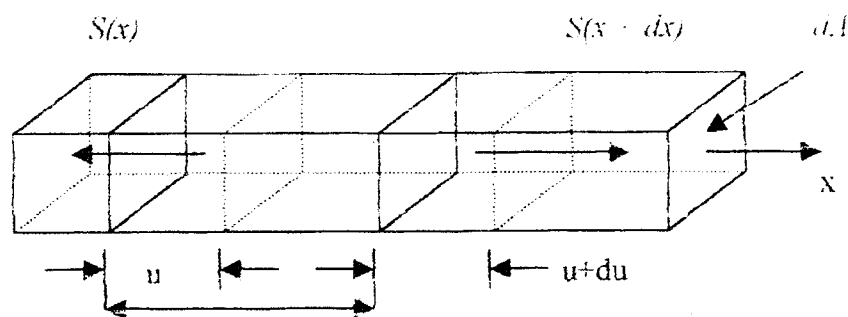
- Jika V_p yang dihasilkan besar (\gg), $E \gg$, $K \gg$, dan $\gamma \gg$, maka di dapatkan $\Phi \ll$.
berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah.

$$E = \frac{9KG}{3K + G} \quad (2.30)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar (\gg), $E \gg$, $K \gg$, dan $G \gg$, maka di dapatkan $\Phi \ll$.
berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah. Dan sebaliknya.

Penjalaran gelombang Primer dan Sekunder dalam material

Gelombang P dan S menjalar pada materi padat, termasuk pada bumi yang sebahagian besar terdiri dari material padat. Bentuk penjalaran gelombang P dan S dapat dilihat pada gambar dibawah ini :



Gambar 2.10 : Deformasi elastik pada batang karena diberi gelombang P

Pada luas permukaan A , yang mempunyai modulus young E dan rapat massa sepanjang dx dan akan bergeser di sepanjang garis akibat dikenai stress elastik $S(x)$ dalam arah sumbu x akibat gaya yang di timbulkan dari energi gelombang seismik yang mengenai gelombang gaya yang bekerja pada elemen yang berbeda $s(x)dA$ dan $S(x+dx)$ adalah posisi stress dari $x+dx$. Gaya elastik ini sama dengan $\rho \cdot dx dA$ (rapat massa kali volume) terhadap akselerasi waktu $\frac{d^2u}{dt^2}$ yang mengalami deformasi u , hubungan ini dinyatakan dalam bentuk persamaan

$$[S(x + dx) - S(x)] dA = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} dx dA \quad (2.31)$$

$$[S(y + dy) - S(y)] dA = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} dy dA \quad (2.31.a)$$

$$[S(z + dz) - S(z)] dA = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} dz dA \quad (2.31.b)$$

dimana :

$$S(x + dx) - S(x) = \frac{dS}{dx} dx \quad (2.32)$$

dari hubungan linear strain

$$S_x = E \frac{du}{dx} \quad (2.32.a)$$

$$S_y = E \frac{du}{dy} \quad (2.32.b)$$

$$S_z = E \frac{du}{dz} \quad (2.32.c)$$

Sehingga kita peroleh

$$E = \frac{d^2 u}{dx^2} dx dA = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} dx dA \quad (2.34)$$

Maka dapat ditulis persamaan gelombang primer pada materi padat

$$\frac{d^2 u}{dx^2} = \frac{\rho}{E} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.34.a)$$

$$\frac{d^2 u}{dy^2} = \frac{\rho}{E} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.34.b)$$

$$\frac{d^2 u}{dz^2} = \frac{\rho}{E} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.34.c)$$

Dalam hubungan kecepatan dapat ditulis ;

$$\frac{d^2 \Psi_{(x)}}{dx^2} + \frac{d^2 \Psi_{(y)}}{dy^2} + \frac{d^2 \Psi_{(z)}}{dz^2} = \frac{1}{v^2} \frac{d^2 \Psi_{(x,y,z)}}{dt^2} \quad (2.35)$$

Dimana $\Psi_{(x)} = A \sin k(vt \pm x)$ merupakan fungsi gelombang satu arah , Dengan

membandingkan persamaan 33 dan 34 diperoleh $V = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$, merupakan kecepatan

gelombang yang tergantung pada elastisitas moduus young dan rapat massa. Sedangkan persamaan kecepatan gelombang dalam tiga dimensi yang berasal dari arah yang sama, maka akan mengalami deformasi kompresional sebesar:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad (2.36)$$

θ adalah Volume dilatasi, Untuk deformasi strain geser adalah :

$$\frac{\partial^2 \alpha}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \alpha}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \alpha}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial t^2} \quad (2.37)$$

dimana α adalah strain geser.

Apabila persamaan 35 dibandingkan dengan persamaan 36 maka didapatkan kecepatan gelombang primer sebagai berikut;

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.38)$$

Dari perbandingan antara persamaan 35 dan 37 dapat diperoleh kecepatan gelombang geser sebagai berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.39)$$

Dimana :

V_p = Kecepatan gelombang primer dalam material padat (m/s)

V_p = Kecepatan gelombang sekunder dalam material padat (m/s)

λ = Konstanta lame

μ = modulus rigiditas

ρ = Rapat massa materi (Kg/cm^2)

Dalam hal ini Kemudian dari persamaan diatas dapat diperoleh hubungan-hubungan antara lain sebagai berikut:

$$\Phi = \frac{\frac{1}{V_p} - \frac{1}{V_{so}}}{\frac{1}{V_u} - \frac{1}{V_{so}}} \quad (2.40)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar ($>>$), maka di dapatkan $\Phi <<$, berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah. Dan sebaliknya.

$$\gamma = \frac{1 - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2}}{2 - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2}} \quad (2.41)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar ($>>$), maka di dapatkan $\gamma >>$, dan $\Phi <<$ berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah. Dan sebaliknya.

$$\lambda = \rho (V_p^2 - 2 V_s^2) \quad (2.42)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar ($>>$), $\lambda >>$, maka di dapatkan $\Phi <<$, berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah. Dan sebaliknya.

$$K = \frac{2(1+\gamma)}{3(1-2\gamma)} G \quad (2.43)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar ($>>$), K yang dihasilkan $<<$, maka di dapatkan $\Phi <<$, berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah. Dan sebaliknya.

$$E = 2 (1 + \gamma) G \quad (2.44)$$

- Jika V_p yang dihasilkan besar ($>>$), nilai E yang di peroleh $>>$, maka di dapatkan $\Phi <<$, berarti bahan yang di ukur mempunyai kekerasan yang tinggi atau tingkat elastik yang rendah. Dan sebaliknya.

Dimana :

V_s = Kecepatan gelombang sekunder dalam material padat (m/s)

λ = Konstanta lame

μ = modulus rigiditas

ρ = Rapat massa materi (Kg/cm^3)

$$= \rho_b / (1 - \Phi)$$

Φ = adalah porositas batuan

V_{so} = kecepatan gelombang P pada sampel padat = 5480.6 m/dt

V_u = kecepatan P di udara = 340 m/dt

V_p = kecepatan gelombang P pada sampel (zat padat) yang akan diukur dengan Sonic Viewer

Rangkuman

Gaya bekerja pada suatu benda dengan luas tertentu, maka pada benda itu akan terjadi usaha dalam, dalam bentuk tegangan (stress) untuk melawan gaya-gaya luar tersebut, atau stress dapat juga diartikan sebagai gaya persatuan luas. Regangan atau strain dapat diartikan sebagai perubahan dimensi benda. Selain stress dan strain dalam teori elastisitas ini juga terdapat berbagai macam parameter-parameter elastisitas, diantaranya yaitu poisson ratio, Modulus Young, Modulus geser, Modulus Bulk. Melalui percobaan dengan menggunakan *Sonic Viewer* kita dapat memperoleh informasi tentang parameter-parameter elastisitas. Teori elastisitas ini dapat diterapkan dalam berbagai hal antara lain dalam penentuan tingkat elastisitas tanah yang berguna untuk pembangunan jalan, jembatan, gedung bertingkat

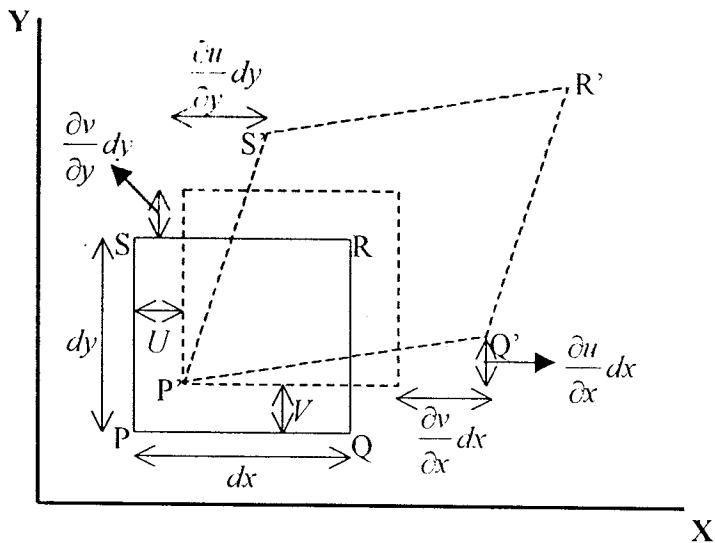
TEST FORMATIF

Contoh soal :

1. Gambarkan analisis strain untuk 2 dimensi jika diasumsikan $U = U(x,y)$ dan $V = V(x,y)$?

Jawab:

Koordinat PQRS dan P'Q'R'S' adalah sebagai berikut :



Analisis Strain Dua Dimensi

$$\begin{aligned} P(x,y) &= P'(x+u, y+v) \\ Q(x+dx, y) &= Q' \left(x+dx+u + \frac{du}{dx}dx, y+v + \frac{dv}{dx}dx \right) \\ S(x,y+dy) &= S' \left(x+u + \frac{du}{dy}dy, y+v + \frac{dv}{dy}dy \right) \\ R(x+dx,y+dy) &= R' \left(x+dx+u + \frac{du}{dx}dx + \frac{du}{dy}dy, y+v + \frac{dv}{dx}dx + \frac{dv}{dy}dy \right) \end{aligned}$$

Soal latihan

1. a). Gambarkan analisis strain untuk 2 dimensi jika diasumsikan $U = U(x,z)$ dan $V = V(x,z)$!
- b). Gambarkan analisis strain untuk 2 dimensi jika diasumsikan $U = U(y,z)$ dan $V = V(y,z)$!
- c). Gambarkan analisis strain untuk 3 dimensi jika diasumsikan $U = U(x,y,z)$ dan $V = V(x,y,z)$!

2. Material penyusun bumi umumnya termasuk kepada material elastisitas sehingga gelombang yang merambat dalam bumi merupakan gelombang elastis
 - a). Jelaskan konsep elastisitas dalam bumi !
 - b). Bagaimana hubungan stress dan strain dalam kurva elastisitas !
 - c). Jelaskan perbandingan konsep stress dan strain antara material tanah dan batu !

3. Jelaskan secara fisis bagaimana hubungan parameter-parameter elastisitas (rigiditas, modulus Bulk, modulus Young, konstanta Lamé) jika diketahui hubungan persamaan kecepatan gelombang

- a) Gelombang Primer

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

- b) Gelombang Sekunder

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

4. Pada teori elastisitas dikenal beberapa komponen tensor stress, untuk tensor orde dua tensor stress berjumlah 9 komponen dengan 3 komponen normal stress.
 - a) Jelaskan pengertian stress normal dan stress geser!
 - b) Gambarkan pada suatu kubus komponen stress normal dan stress geser!
 - c) Hitunglah jumlah komponen tensor stress untuk tensor berorde tiga!
5. Dalam bumi terdiri dari material berfase padat, cair dan gas bahkan ada material dua fase (cair dan gas, padat dan cair serta padat dan gas).
 - a) Berikanlah contoh dalam bumi material dua fase dan material tiga fase!
 - b) Jelaskan berapa perbandingan konstanta elastisitas antara fase gas, cair dan padat!
 - c) Jelaskan hubungan stress dan strain untuk tiga fase tersebut!

BAB III

GELOMBANG SEISMIK

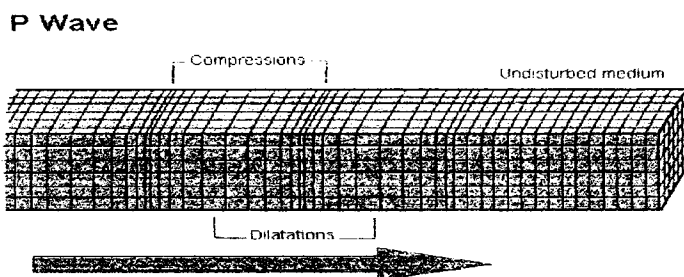
3.1 Jenis gelombang seismik

Ada beberapa macam jenis gelombang seismic yang berbeda, dan semuanya bergerak dalam cara yang berbeda. Dua jenis gelombang yang utama adalah **body waves** (gelombang badan) dan **surface waves** (gelombang permukaan). Gelombang badan dapat menjalar pada lapisan dalam bumi, tapi gelombang permukaan hanya dapat bergerak sepanjang permukaan bumi. Gempa meradiasi energi seismic pada kedua gelombang badan dan gelombang permukaan.

3.1.1 Gelombang badan

Gelombang P

Jenis pertama dari gelombang badan adalah gelombang P (gelombang primer). Gelombang ini merupakan gelombang tercepat dalam gelombang seismic. Gelombang P dapat menjalar pada zat padat dan cair, seperti air atau lapisan cairan pada bumi.

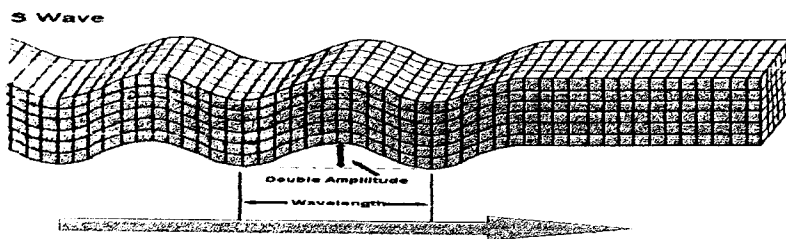


Arah panah menunjukkan penjalaran gelombang.

Gambar 3.1 : Gelombang P

Gelombang S

Jenis kedua dari gelombang badan adalah gelombang S (secondary wave), yaitu gelombang kedua yang dirasakan pada gempa. Gelombang S lebih lambat dari gelombang P dan hanya dapat menjalar pada zat padat. Gelombang ini bergerak dari atas kebawah atau dari samping



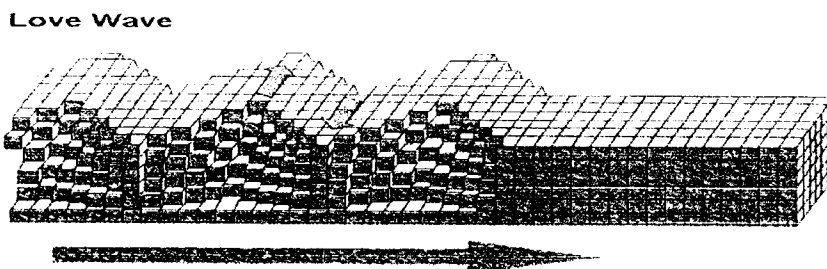
Arah panah menunjukkan penjalaran gelombang.

Gambar 3.2 : Gelombang S

3.1.2 Gelombang permukaan

Gelombang Love

Jenis pertama dari gelombang permukaan disebut **Love wave**, dinamai setelah A.E.H. Love, seorang ilmuwan matematika Inggris yang telah menghasilkan bentuk matematis dari gelombang ini pada tahun 1911. gelombang ini adalah gelombang permukaan tercepat dan bergerak dari samping ke samping.



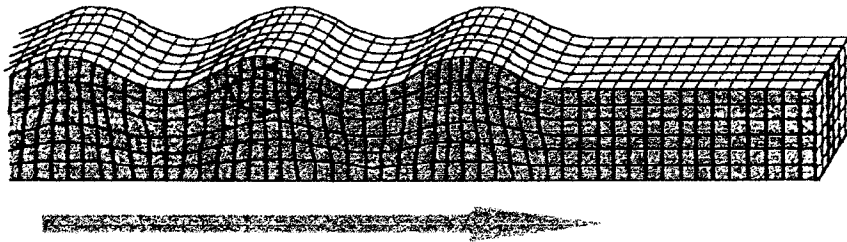
Arah panah menunjukkan penjalaran gelombang.

Gambar 3.3: Gelombang Love

Rayleigh Waves

Jenis lain dari gelombang permukaan adalah **Rayleigh wave**, dinamai oleh John William Strutt, Lord Rayleigh, yang telah memprediksi keadaannya secara matematis tahun 1885. Gelombang Rayleigh berputar sepanjang ground seperti sebuah gelombang yang berputar pada danau atau laut. Karena ia berputar ia bergerak naik turun dan samping ke samping dalam direksi yang sama pada saat ia bergerak.

Rayleigh Wave



Arah panah menunjukkan penjalaran gelombang

Gambar 3.4 : gelombang Rayleigh

3.2. Metoda Seismik

Dalam aktivitas kebumiharian gelombang seismik banyak dimanfaatkan untuk kegiatan eksplorasi dengan tujuan untuk mencari, menambang dan mengambil serta memanfaatkan bahan mineral yang terkandung dalam bumi untuk kebutuhan manusia. Biasanya untuk kegiatan eksplorasi dangkal digunakan metoda seismik refraksi dan untuk eksplorasi dalam digunakan metoda seismik refleksi.

Dalam pemakaian energi gelombang yang merambat dalam bumi maka energi gelombang selama merambat akan mengalami pengurangan energi berupa penyerapan energi seismik oleh material bumi (Absorpsi). Dengan adanya absorpsi energi maka spektrum gelombang akan melemah (Attenuasi). Semakin dalam perambatan gelombang dalam bumi maka spektrum gelombang seismik juga semakin melemah pula.

Absorpsi gelombang elastis dalam 'rocks' telah menjadi bahan teoritis dan eksperiment yang ekstensif. Konstanta atenuasi telah diukur dalam beberapa variasi material di bumi., tapi mekanisme atenuasi dalam beberapa jenis 'rocks', partikel sedimen lunak tidak begitu dimengerti.

Amplitudo gelombang seismic terletak pada jarak r dari sumber sesuai dengan persamaan:

$$I = I_0 (r_0/r) e^{-\alpha(r-r_0)}, \quad (3.1)$$

dengan: I = amplitudo dengan jarak r dari sumber

I_0 = amplitudo dengan jarak r_0 dari sumber

α = koefisien absorpsi

dengan bentuk $1/r$ untuk bola 'spreading' dan eksponensial $e^{\alpha r}$ untuk absorpsi. Eksperimen Born dengan sampel 'shale, sandstone, limestone, dan cap rock' mengindikasikan bahwa α seimbang dengan tenaga pertama dari frekuensi untuk jenis 'rock' yang ditransmisikan gelombang seismic dalam ukuran geologi dimana minyak secara umum 'sought'. Jenis ini akan dinyatakan bahwa mekanisme absorpsi friksi padat bergabung dengan gerak partikel dalam gelombang.

Koefisien α dapat lebih mudah digunakan dengan δ , derajat logaritma, dan Q dengan π/δ . α dapat ditunjukkan dalam bentuk δ dengan $\delta f/v$ atau dalam bentuk Q dengan $\pi f/Qv$, dimana f adalah frekuensi dan v adalah kecepatan propagasi. δ dan Q secara frekuentif digunakan dalam literatur untuk mendisain karakteristik atenuasi material.

Pada tahun 1940, Ricker mempublikasikan paper seri pertama tentang bentuk pulsa seismic seperti yang dijelaskan dalam karakteristik absorpsi dari material bumi yang dilewati propagasinya. Ia membuat persamaan untuk bentuk gelombang yang akan diteliti setelah sinyal impulsif melewati material yang diabsorpsi dalam bentuk first power, second power, and forth power bergantung pada frekuensi dari koefisien absorpsinya.

Penjumlahan dari hukum atenuasi, ia mengembangkan prediksi persamaan untuk bentuk perpindahan dan kecepatan ground-motion. Bentuk gelombang yang memiliki karakteristik ini diprediksi oleh teori Ricker telah diteliti oleh Pierre Shale of Colorado, tapi subsequent dari eksperimen dalam formasi yang sama dibuat oleh McDonal, yang dikembangkan dengan analisis Fourier dalam meneliti bentuk gelombang, yang diindikasikan oleh absorpsi yang seimbang dengan frekuensi first power. Teori Ricker telah beberapa kali digunakan sebagai 'representasi convenient' bentuk dasar gelombang seismic dalam atenuasi material. Persamaannya menggunakan bentuk matematis untuk sinyal seismic dalam merancang alat ukur seperti data processing.

Tabel berikut adalah tabel karakteristik atenuasi seperti yang diteliti di laboratory eksplorasi geophysics. Nilai koefisien atenuasi α telah dihitung dengan frekuensi 50 Hz dari alat yang terdapat pada literatur Q dalam variasi frekuensi yang menggunakan hubungan $\alpha = \pi f/Qv$. Sebenarnya terdapat jarak yang besar untuk variasi antara sampel yang berbeda dengan jenis 'rock' yang sama.

3.2. SEISMIC REFRAKSI

Metoda seismik secara garis besar dapat dibagi dua yaitu metoda seismik refleksi dan metoda seismik refraksi. Metoda seismik refleksi biasanya digunakan untuk eksplorasi dalam, sedang metoda seismik refraksi digunakan untuk eksplorasi dangkal atau penyelidikan struktur geologi dangkal.

Sampai saat ini interpretasi data seismic refraksi dengan inversi langsung dari kurva waktu tempuh ke fungsi kecepatan tidak selalu mudah untuk dilakukan. Metoda inversi dari seismik refraksi ini hanya dapat digambarkan bagi model-model interior bumi yang relatif sederhana yaitu model-model pelapisan dengan kecepatan gelombang yang bertambah kearah dalam secara monoton.

Kenyataannya, sifat-sifat interior bumi dapat menyimpang dari anggapan dasar dan syarat agar inversi langsung dapat dilaksanakan secara baik dan teliti atau bahkan tidak dapat dilaksanakan sama sekali.

Perhitungan ray path dan waktu tempuh suatu model bisa dipakai untuk menginterpolasikan data seismik refraksi yang sulit atau tidak dapat diinversi langsung. Model awal diuji cobakan dan di iterasi hingga diperoleh model yang memberikan waktu tempuh sesuai dengan data secara memuaskan.

Bila suatu model analitis ditentukan sembarang, ray path dapat dihitung secara bertahap berawal dari sumber gelombang seismic yang datang dengan sudut tertentu. Pertambahan waktu tempuh dihitung secara berurutan dan berulang sampai ray path mencapai batas lapisan atau permukaan lapisan teratas.

Kecepatan gelombang seismic dapat bervariasi secara kontiniu maupun diskontiniu maka dalam hal ini untuk membangun suatu model, kedua variasi

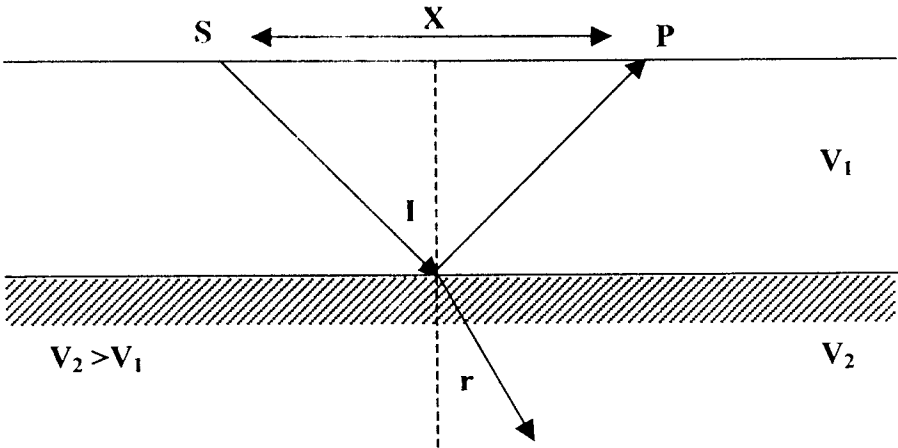
tersebut harus tercakup. Diskontinuitas yang disebabkan oleh daerah peralihan, secara teoritis dapat didekati dengan gradient kecepatan yang tajam, tetapi penyimpangan-penyimpangan dilapangan dapat dihindari.

Model pelapisan rata datar hanya memungkinkan untuk pembuatan model dalam kerak bumi. Kecepatan gelombang seismic dalam kerak bumi sudah cukup memadai bila didekati dengan model pelapisan homogen, yaitu fungsi kecepatan tetap dalam suatu lapisan atau dengan model pelapisan tak homogen kearah vertikal, yaitu gradient kecepatan yang tetap dalam suatu lapisan, dapat juga kombinasi dari kedua model tersebut dalam model ray path akan terpantul atau membelok bila sudut kritis suatu lapisan belum tercapai dan akan terbias bila sudut kritis sudah tercapai.

Kelebihan metoda seismic refraksi yaitu untuk eksplorasi dangkal lebih teliti dan efisien dari pada metoda seismic refleksi. Sedangkan kekurangan dari metoda seismic refraksi ini yaitu umumnya digunakan untuk eksplorasi dangkal, penyelidikan struktur pelapisan bumi pada kerak atas dan pada interpretasi digunakan asumsi bahwa kecepatan gelombang sismik dalam struktur lapisan bumi memenuhi syarat $V_n > V_{n-1}$ (kecepatan rambat gelombang pada lapisan bawah lebih cepat dari kecepatan rambat gelombang lapisan diatasnya). Namun eksplorasi dengan menggunakan metoda seismic refraksi masih banyak digunakan karena lebih efisien dalam pengambilan data dan biaya.

3.2.1. METODA SESMIK REFRAKSI

Metoda refraksi didasarkan atas sebuah gelombang P dan gelombang S yang melewati antara dua medium gelombang yang merambat dengan kecepatan V_1 pada medium pertama dan V_2 pada medium kedua. Perubahan arah kecepatan gelombang ditentukan oleh sudut gelombang datang dan sudut gelombang bias.



Gambar 3.5: Rambatan gelombang seismik

Menurut Hukum Snellius:

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\sin r}{\sin i} \tag{3.1}$$

Dimana V_1 dan V_2 kecepatan pada medium pertama dan medium kedua, i adalah sudut datang yaitu sudut gelombang datang terhadap garis normal dan r adalah sudut refraksi.

Pada gambar 3.5 gelombang P yang dihasilkan dari sumber S terlihat bahwa terjadi suatu pembiasan dengan sudut bias 90° . Ini terjadi akibat gelombang datang menjalar dari medium rapat ke medium renggang dengan sudut

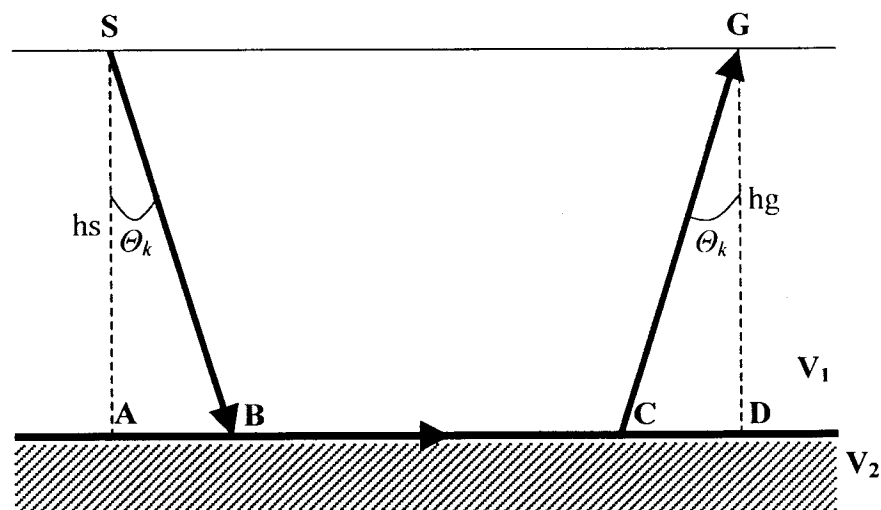
datang yang besarnya tertentu disebut sudut kritis. Dari Hukum Snellius dapat ditentukan besar sudut kritis yang terjadi:

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2}$$

Metoda refraksi bergantung pada pertambahan kecepatan dan kedalaman, oleh karena itu medium yang di bawah kecepatannya kecil dari gelombang muncul ($V_2 > V_1$). Kemudian gelombang direfraksikan membelok terhadap garis normal, hal ini memberikan situasi yang menaik yang dikenal dengan kulit lapisan.

3.2.2. METODA WAKTU TUNDA (DELAY TIME)

Untuk menentukan kedalaman suatu lapisan tidak hanya terbatas pada lapisan di bawah sumber gelombang, tetapi dengan metoda delay time dapat ditentukan ketebalan lapisan di bawah geophone hal ini dapat ditunjukkan sebagai berikut:



Gambar 3.6. Menentukan kedalaman dibawah geophone dengan metoda waktu tunda

Metoda waktu tunda dari sumber getar (T_S) dan waktu tunda dari geophone (T_G) di definisikan sebagai berikut:

$$T_S = T_{SB} - T_{AB} = \frac{SB}{V_1} - \frac{AB}{V_2}$$

$$T_G = T_{CG} - T_{CD} = \frac{CG}{V_1} - \frac{CD}{V_2}$$

Dari persamaan diatas jika diturunkan akan di dapatkan

$$T_G = \frac{hg}{v_1} \cos \theta_i$$

Sehingga $hg = \frac{Tg \cdot V_1}{\cos \theta_i}$

Apabila diturunkan lagi akan didapatkan harga dari

$$hg = \frac{Tg \cdot V_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (3.2)$$

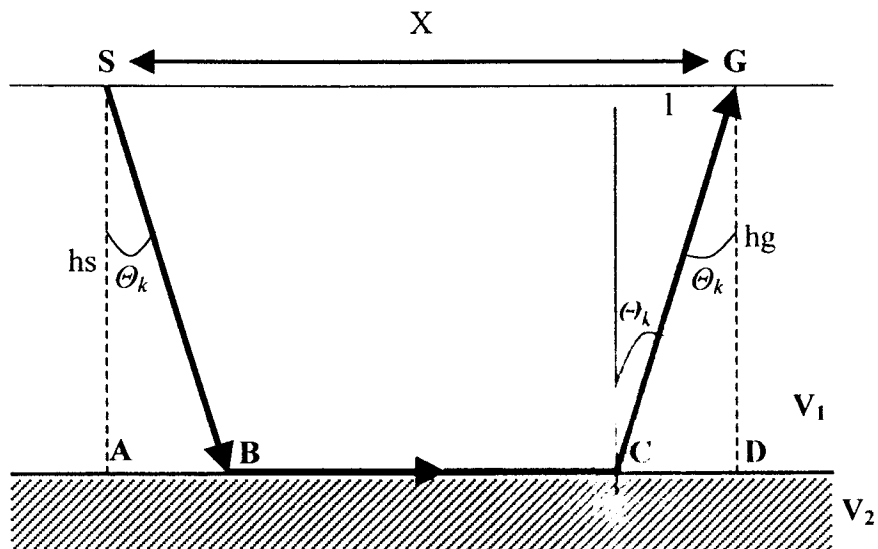
Jika T_t = waktu total perambatan gelombang seismik dari sumber getar ke geophone

Maka:

$$\begin{aligned} T_t &= T_{SB} + T_{BC} + T_{CG} \\ &= T_{SB} + (T_{AD} - T_{AB} - T_{CD}) + T_{CG} \\ &= T_S + T_g + \frac{x}{V_2} \end{aligned} \quad (3.3)$$

3.2.3. MODEL BUMI DUA LAPIS SEJAJAR

Penjalaran sederhana untuk refraksi kritis terjadi pada model dua lapis dengan permukaan horizontal yang ditunjukkan pada gambar berikut:



Gambar 3.7. Penjalaran gelombang untuk model dua lapis horizontal

Dimana:

$$AB = \frac{h}{\cos \theta_k}$$

$$BC = x - 2l = x - 2h \tan \theta_k$$

$$CD = \frac{h}{\cos \theta_k}$$

T = waktu yang diperlukan untuk menjabar dari lintasan A – B – C – G

Maka:

$$T = T_{AB} + T_{BC} + T_{CD}$$

Perhitungan pada segmen dari refraksi kritis datang pada sumbu waktu yang memberikan sebuah waktu tangkap T_i dari kedalaman refraktor (z) dapat dihitung

$$z = \frac{T_i V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (3.4)$$

Menghitung waktu penjalaran untuk lapisan bumi dua lapis:

Untuk waktu total penjalaran adalah

$$T_{SG} = T_{SA} + T_{AB} + T_{BG}$$

Dimana: $T_{SA} = T_{BG} = \frac{z}{(V_1 \cos i_c)}$

$$T_{AB} = \frac{(x - 2z \tan i_c)}{V_2}$$

Substitusikan tiga persamaan diatas maka dihasilkan:

$$T_{SG} = \frac{z}{(V_1 \cos i_c)} + \frac{(x - 2z \tan i_c)}{V_2} + \frac{z}{(V_1 \cos i_c)} \quad (3.5)$$

Untuk lebih sederhananya dapat ditulis:

$$T_{SG} = \left(\frac{1}{V_2} \right) x + \frac{2z(\cos i_c)}{V_1} \quad (3.6)$$

Ini mempunyai bentuk persamaan garis lurus $y=mx+c$

Dimana m = Gradien

c = kontanta/perpotongan pada sumbu y pada grafik jarak-waktu

Dari persamaan waktu (T_{SG}) kemiringan adalah $1/V_2$ dan c merupakan waktu tangkap refraksi T_i ditunjukkan oleh:

$$T_i = \frac{2z(\cos i_c)}{V_1}$$

Ingat $\sin i_c = V_1/V_2$ (Hukum Snellius) maka:

$$\cos i_c = \left(\frac{1 - V_1^2}{V_2^2} \right)^{1/2}$$

berasal dari $\sin^2 \theta + \cos^2 \theta = 1$

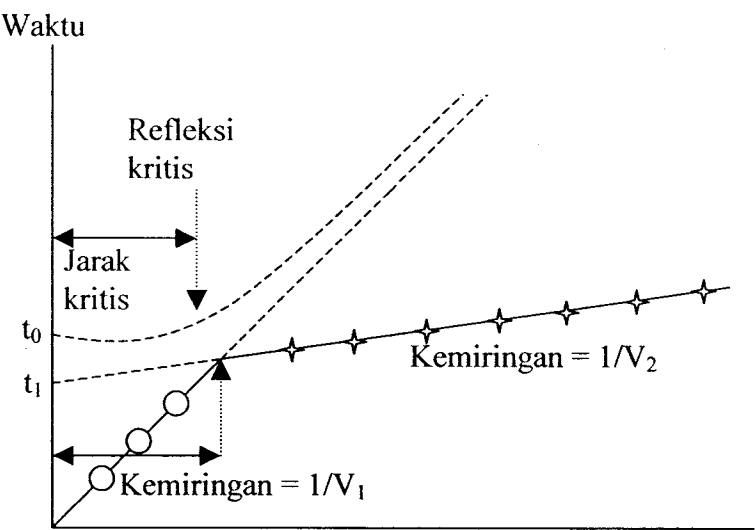
Bentuk lain dari persamaan waktu (Tsg) adalah:

$$T_{SG} = x(\sin i_c)V_1 + 2z(\cos i_c)V_2 \tag{3.7}$$

Atau $T_{SG} = x/V_2 + t_i$

Dimana $t_i = 2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}/V_1V_2$

$$z = \frac{t_i V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}$$



Gambar 3.8. Kuva Kemiringan Lapisan

Pada gambar diatas dapat dilihat pada waktu penjalaran untuk arah dan sinar refraksi yang sama dengan jejak crossover.

$$\frac{X_{cross}}{V_1} = \frac{x_{cross}}{V_2} + \frac{2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1V_2}$$

Konsekuensi untuk memecahkan persamaan diatas terlebih dahulu tahu syarat dari crossover:

$$T = \frac{x_{cross}}{V_2} + \frac{2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1V_2} \tag{3.8}$$

Persamaan yang menunjukkan kedalaman dari refraktor yang lebih kecil dari separuh panjang crossover adalah:

$$Z = \frac{1}{2} x_{cross} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} \quad (3.9)$$

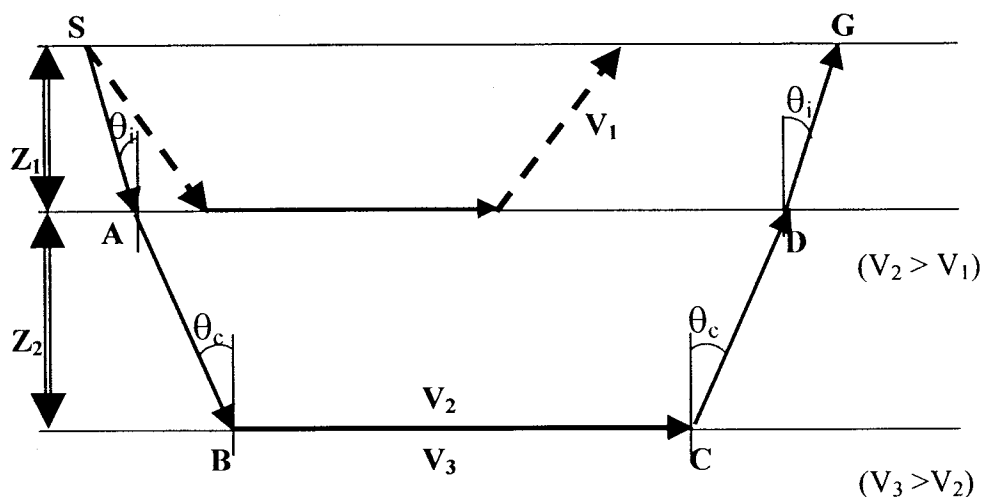
Untuk menghitung kedalaman refraktor tersebut digunakan jarak crossover, sedangkan untuk penjalaran pada arah sinar saat jarak crossover sedalam x_{coss}/V_1

Jarak crossover itu sendiri adalah:

$$X_{cross} = 2z \left(\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right)^{1/2} \quad (3.10)$$

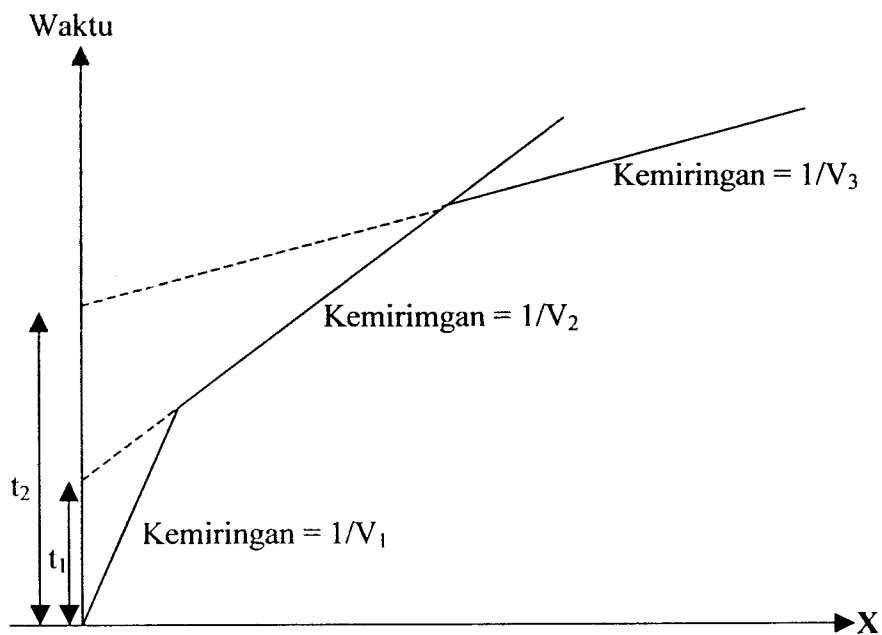
3.2.4. MODEL BUMI TIGA LAPIS SEJAJAR ATAU LEBIH

Penjalaran sederhana untuk refraksi kritis terjadi pada model tiga lapis dengan permukaan horizontal yang ditunjukkan pada gambar berikut:



Gambar 3.9. Struktur Tiga Lapis

Korespon terhadap grafik penjalaran waktu dan jarak dalam gambar berikut:



Gambar 3.10. Kurva Kemiringan Struktur Tiga Lapisan

Ekspresi ini memberikan hubungan waktu penjalaran dengan kecepatan, efek dari memberikan ketebalan pada lapisan kedua pada grafik waktu-jarak adalah meramalkan atau dipecahkan secara garis lurus yang berhubungan dengan refraksi yang datang dari atas lapisan dua. Sinyal penjalaran dari sumber bawah ke refraktor pertama (A) dimana sinyal direfraksikan ke medium kedua yang melewati permukaan kedua (B), saat dimana sinyal direfraksikan kritis. Dari itu dapat dihasilkan muka gelombang dari penjalaran refraktor yang kecil (C) melewati diatas lapisan tiga ke geophone G.

3.2.4.1. Waktu Penjalaran untuk Kasus Tiga Lapis

Waktu total penjalaran:

$$T_{SG} = T_{SA} + T_{AB} + T_{BC} + T_{CD} + T_{DG} \quad (3.11)$$

Dimana:

$$T_{SA} = T_{DG} = z_1/V_1 \cos \theta_1$$

$$T_{AB} = T_{CD} = z_2/V_1 \cos \theta_2$$

$$T_{BC} = (x - 2z_1 \tan \theta_1 - 2z_2 \tan \theta_2)/V_3$$

Kombinasi ini memberikan:

$$T_{SG} = \frac{x}{V_3} + \left(\frac{2z_2 \cos \theta_2}{V_2} \right) + \left(\frac{2z_1 \cos \theta_1}{V_1} \right) \quad (3.12)$$

$$T_{SG} = \frac{x}{V_3} + t_2$$

dimana: $\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = \frac{1}{V_3}$

ketebalan refraktor diberikan oleh:

$$z_1 = \frac{t_1 V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (3.13)$$

$$z_2 = \frac{t_2 V_2 V_3}{2(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}} - \frac{z_1 V_2 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2}} \quad (3.14)$$

analisis dalam menghitung V_1 , V_2 , t_1 dan t_2 dari grafik penjalaran waktu untuk kasus dua lapis dan ketebalan dua refraktor pertama dapat dihitung dengan menggunakan persamaan diatas. Ketebalan refraktor biasanya menafsirkan sekitar 5%, dengan persentase ini ketaktelitian jumlah lapisan yang dipecahkan bertambah besar.

3.2.4.2. Waktu Penjalaran untuk Multi Lapisan

Ekspresi umum dalam menentukan hubungan waktu penjalaran dengan kecepatan untuk situasi tiga lapisan planar horizontal. Bentuk persamaan dan analisis grafik penjalaran mengikuti prosedur yang dijelaskan untuk kasus tiga lapis tapi secara luas dihubungkan kebeberapa lapisan. Waktu penjalaran total T_{SG} dalam kasus n lapisan dapat diberikan:

$$T_{SG} = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} [(2z_i \cos \theta_i) / V_i] \quad (3.15)$$

dimana $\sin \theta_i = V_i / V_n$ dengan catatan θ_i bukan sudut kritis kecuali θ_{n-1}

3.3. SEISMIC REFLEKSI

Teknologi seismik refleksi mencitrakan bawah permukaan dengan cara mengirim gelombang seismik ke dalam bumi kemudian merekam respon pantulannya. Respon pantulan dari dalam bumi ini direkam dalam domain waktu (two way time), sedangkan kenyataan bawah permukaan yang sebenarnya adalah dalam kedalaman. Sehingga perlu dilakukan konversi dari domain waktu ke domain kedalaman. Dalam eksplorasi seismik selain gambar (seismik section) yang baik diperlukan juga well-seismik tie dan konversi domain waktu ke domain kedalaman yang baik. Konversi ke kedalaman diperlukan karena seismik refleksi mencitrakan bawah permukaan dalam domain waktu (two way time), sedangkan pada kenyataannya gambaran bawah permukaan dalam domain kedalaman. Selain itu, pencitraan bawah permukaan secara tepat (baik horizontal maupun vertikal), tentunya dalam satuan kedalaman, diperlukan untuk perhitungan cadangan secara tepat.

Penggambaran bawah permukaan dilakukan dengan proses migrasi. Dari beberapa penelitian terdahulu, migrasi masih menghasilkan kesalahan reposisi kedalaman reflektor yang cukup signifikan. Ketika kecepatan dalam arah lateral memiliki variasi yang sangat tinggi, migrasi domain waktu salah mereposisi even refleksi. Kesalahan ini bertambah seiring dengan peningkatan variasi kecepatan pada arah lateral, kedalaman reflektor, dan dip reflektor. Permasalahan kecepatan dalam arah lateral ini kemudian dapat diatasi dengan menggunakan migrasi domain kedalaman mampu mereposisi reflektor dengan baik apabila menggunakan model kecepatan dengan tingkat yang tinggi. Tetapi sampai saat ini, metoda estimasi kecepatan yang kita miliki masih memiliki keterbatasan untuk menghasilkan model kecepatan yang akurat.

Sehingga dapat disimpulkan bahwa pangkalan permasalahan dari penggambaran dari bawah permukaan adalah kita tidak pernah mendapatkan kondisi kecepatan bawah permukaan yang tepat. Metode estimasi nilai kecepatan kita mutlak harus di konstrain dengan informasi dari sumur agar didapat model kecepatan yang relatif tepat untuk menggambarkan bawah permukaan. Karena

kenyataannya bawah permukaan hanya bisa diketahui dengan melakukan pengeboran.

Ketidakpastian posisi bawah permukaan ini ,berdampak pada pengambilan keputusan pada eksplorasi atau pengembangan suatu lapangan. corre (2002) menjelaskan bahwa ketidakpastian posisi pada konversi domain waktu ke kedalaman akan berdampak pada perhitungan estimasi nilai cadangan di reservoir.

Proses konservasi domain waktu ke domain kedalaman, merupakan suatu proses untuk mereposisi reflektor dalam arah vertikal. Jika kedalaman didefinisikan sebagai jarak tegak lurus vertikal, maka kedalaman yang sebenarnya secara ideal dapat ditentukan dengan menggunakan kecepatan dari gelombang yang menjalar secara vertikal saja.

Akan tetapi dalam proses analisa kecepatan, informasi kecepatan yang didapat bukan informasi dari kecepatan gelombang yang menjalar secara vertikal saja. Analisa kecepatan dirancang untuk mendapatkan nilai kecepatan yang mengoreksi pengaruh *offset* terhadap waktu tiba atau dikenal dengan kecepatan *Normal Move Out* (NMO).

3.3.1. Analisa Kecepatan

Kecepatan didefinisikan sebagai penjaralan gelombang seismik pada medium, dimana gelombang tersebut bergerak. Pengetahuan mengenai harga kecepatan sangatlah penting, karena dari sinilah dapat ditentukan kedalaman, kemiringan horison dan lain-lain. Untuk mendapatkan harga kecepatan terhadap fungsi kedalaman dapat dilakukan dengan dua cara, yaitu:

- a. Secara langsung dengan pengukuran melalui lubang bor (well).
- b. Secara tidak langsung dengan mengekstrak dari data seismik.

Beberapa faktor yang mempengaruhi kecepatan pada batuan, antara lain; lithologi, densitas, porositas, kedalaman / tekanan, suhu, fluida, umur dan lain-lain.

Beberapa macam kecepatan dalam seismik, antara lain:

- a. Kecepatan interval (VI)

$$VI = \Delta Z / \Delta t \quad (3.16)$$

Dimana Δt = beda waktu dan ΔZ = beda kedalaman

- b. Kecepatan intrisik (VE)

$$VE = dz / dt \quad (3.17)$$

Kecepatan intrisik sering disebut kecepatan sesaat (*Instantaneous Velocity*), adalah kecepatan interval yang melewati lapisan batuan yang sangat tipis. Kecepatan ini diukur secara kontinue oleh Sonic log dari lubang bor (well).

- c. Kecepatan rata-rata (V_{avg})

Kecepatan rata-rata adalah kecepatan yang dibutuhkan untuk melintasi suatu jarak tertentu pada n buah lapisan geologi/horison.

- d. Kecepatan Root Mean Square (VRMS)

- e. Kecepatan Normal Move Out (VNMO)

$$T_x^2 = \frac{X^2}{VNMO^2} + T_0^2 \quad (3.18)$$

dimana x = jarak shot ke receiver I offset

T_0 = waktu refleksi pada $x = 0$

T_x + waktu refleksi sejarak x

VNMO adalah kecepatan yang diperoleh dari hubungan refleksi waktu-jarak trace pada rumus (6.5) dituliskan = dan tidak = mengindikasikan bahwa kurvanya adalah seperti hyperbola tetapi tidak tepat seperti hyperbola, karena pengaruh dari hukum Snellius. Plot antara T_x^2 dengan x^2 akan menghasilkan kurva yang mendekati garis lurus dengan kemiringan $1/VNMO^2$.

- f. Kecepatan interval Dix (VID)

3.3.2. Koreksi NMO

Koreksi NMO sering juga disebut koreksi dinamik adalah suatu koreksi untuk memindahkan pengaruh perbedaan letak antara *shot* dan *receiver* pada data CDP gather. Hasil dari proses ini adalah “seolah-olah” *shot* dan *receiver* terletak pada normal insiden/offset = 0.

Koreksi NMO Lapisan Datar

Koreksi NMO untuk lapisan “datar” diturunkan dari pers (3.18) dengan mensubsitusikan $T_x = T_o + A_t$, secara matematis sbb:

$$(T_o + A_t)^2 = \frac{X^2}{V_{NMO}^2} + T_o^2 \quad (3.19)$$

atau

$$A_t = \sqrt{\frac{X^2}{V_{NMO}^2} + T_o^2} - T_o$$

A_t = koreksi NMO, dengan cara mengurangkan pada setiap sinyal yang diterima oleh receiver pada jarak X dari *shot*, sehingga posisinya segaris dengan pantulan normal insiden.

3.3.3. Metode Constant Velocity Scan (CVS)

Menggunakan harga kecepatan yang berbeda-beda dengan interval kecepatan tertentu pada data CDP gather yang sama, dan ditampilkan secara bersama-sama (lihat gb 6.3). kemudian dipilih kecepatan untuk tiap-tiap reflektor dengan cara melihat pola reflektor, apakah datar atau tidak. Jika reflektor tersebut mempunyai kecepatan sebenarnya lebih rendah dari harga yang diberikan maka kurva hyperbolanya akan turun, demikian juga sebaliknya (lihat gb 6.4).

Pendekatan dari kecepatan NMO ke kecepatan yang digunakan untuk reposisi ke dalaman ini memungkinkan munculnya kesalahan reposisi kedalaman. Hal ini pernah diungkapkan oleh Etris (2001). Sehingga, meskipun dilakukan migrasi domain kedalaman, kedalaman yang dihasilkan ketika dilakukan well tie terkadang masih menimbulkan kesalahan sekitar 100 m (Heskey, 1998 pada Etris, 2001).

Seismik refleksi dalam domain kedalaman mampu menghasilkan gambaran dan reposisi bawah permukaan dengan tepat apabila menggunakan model kecepatan yang tepat serta diikursertakannya faktor anisotropi dalam pembuatan model kecepatan dan proses migrasinya.

Seismik refleksi berfungsi ketika struktur bawah permukaan tidak berupa lapisan datar. Karena pada kondisi ini rekaman refleksi tidak menampilkan

kondisi yang sebenarnya. Misalnya, struktur sinklin muncul sebagai *bow-tie* dan struktur antiklin akan terlihat lebih besar dari biasanya. Proses migrasi mengembalikan energi yang terdifraksi ke posisinya semula, sehingga mampu mengoreksi rekaman refleksi tersebut. Dari hal tersebut dapat disimpulkan bahwa fungsi utama seismik refleksi ditujukan untuk memfokuskan energi. Untuk itu yang dapat digunakan untuk mendapatkan *seismic section* domain kedalaman yang relatif benar struktur maupun posisinya, dimulai dengan melakukan migrasi dengan tepat. Ketika kecepatan hanya bervariasi dalam arah vertikal, migrasi domain waktu baik digunakan dan migrasi domain kedalaman perlu dilakukan ketika variasi kecepatan dalam arah lateral sangat tinggi. Baru kemudian dilakukan konversi ke kedalaman dengan informasi kecepatan yang optimum untuk proses konservasi.

Kenyataan bawah permukaan yang sebenarnya hanya bisa diketahui dengan melakukan pengoboran, salah satunya adalah dengan data sumur. Informasi dari data sumur adalah informasi utama yang bisa dipercaya, tetapi informasi sumur itu hanya mewakili sebagian kecil dari keseluruhan area yang ingin diketahui kondisi bawah permukaannya. Sementara itu data seismik memiliki informasi yang luas tentang kondisi bawah permukaan, meskipun disertai dengan tingkat ketidakpastian yang tinggi, sehingga integrasi intervensi dengan informasi yang bisa didapat dari sumur mutlak diperlukan untuk mendapatkan kondisi bawah permukaan yang rendah tingkat ketidakpastiannya.

Kontribusi seismik refleksi pada proses konservasi dapat berupa konstrain terhadap kecepatan konservasinya. Informasi data sumur menurunkan faktor skala terhadap kecepatan awal konservasi, sehingga bisa didapat kecepatan konversi yang mampu mereposisi kedalaman reflektor yang fit dengan marker geologi.

3.3.4. Sinyal Seismik Refleksi

Jika dipertimbangkan bahwa sinyal seismik merupakan *sinyal analitik*, maka trace seismik dapat dilihat sebagai *fungsi komplek*, yaitu bagian *real* adalah sinyal yang terekam oleh geophon dan bagian *imajiner* adalah sinyal yang bergeser fasenya sebanyak 90° dari bagian real (quadrature trace). *Quadrature*

trace dapat diperoleh dari *trace* real dengan menggunakan *transformasi Hilbert*. (lihat gb. 8.1). setelah diperoleh *trace seismik kompleks* (bagian real dan imajiner), maka data seismik dapat ditampilkan tidak saja dalam *trace* real, tetapi juga dalam *Seismik Atribut*.

Seismik Atribut dapat menampilkan beberapa hal, yaitu:

- $R(t)$, Amplitudo sesaat (*Instantaneous Amplitudo/Reflection Strength*)
- $\phi(t)$, Fase sesaat (*Instantaneous Frequency*)
- $\omega(t)$, Frekuensi Sesaat (*Instantaneous Frequency*)

Secara matematis sinyal analitik $U(t)$ dapat dituliskan sebagai berikut:

$$U(t) = X(t) + jY(t)$$

Dimana $X(t)$ = sinyal yang terekam, dan $Y(t)$ = *quadrature* dari sinyal $X(t)$.

Sinyal $Y(t)$ dapat diperoleh dari $X(t)$ dengan melakukan Transformasi Hilbert, yaitu

$$Y(t) = \frac{1}{\pi t} X(t) \quad (3.20)$$

Pers (8.1) dapat dituliskan dalam bentuk polar, yaitu:

$$U(t) = R(t) \exp [j\phi(t)]$$

$$\text{Dimana } R(t) = [X^2(t) + Y^2(t)]^{1/2}$$

$$\phi(t) = \arctan [Y(t) / X(t)]$$

Untuk menghitung $\omega(t)$, digunakan pers (3.19) dengan mengambil log kedua sisi $\ln U(t) = \ln R(t) + j\phi(t)$

Pers (8.4) dapat ditulis sbb:

$$\phi(t) = \text{imag} [\ln U(t)]$$

Turunan pertama terhadap waktu dari pers (3.17) adalah $\omega(t)$, yaitu:

$$\omega(t) = \frac{d\phi(t)}{dt} = \text{imag} \left[\frac{1}{U(t)} \frac{dU(t)}{dt} \right] \quad (3.21)$$

$$\omega(t) = \frac{2}{At} \text{imag} \left[\frac{U(t) - U(t - At)}{U(t) + U(t - At)} \right] \quad (3.22)$$

3.3.5. Amplitudo Sesaat (*Reflection Strngth (R(t))*).

Bila trace real $X(t)$ dan trace imajiner (quadrature) $Y(t)$ diketahui maka *reflection strngth* ($R(t)$) dapat ditentukan berdasarkan persamaan (8.1). $R(t)$ adalah *envelope* atau selubung dari trace seismik mengindikasikan besarnya perubahan akustik impedans pada reflektor interface. Harga $R(t)$ ini tidak bergantung pada fasa. Pada data yang berasal dari refleksi gabungan (*composite reflection*), $R(t)$ maksimum dapat terjadi pada titik fasa dan tidak pada puncak (*peak*) atau lembah (*trough*) dari suatu trace seismik real $X(t)$. Jadi puncak atau lembah dari amplitudo trace real bukan merupakan $R(t)$ maksimum. Harga $R(t)$ yang tinggi seringkali mengindikasikan adanya akumulasi gas, disamping itu dapat menunjukkan adanya perubahan litologi yang besar antar lapisan batuan. Perubahan $R(t)$ yang bertahap dapat disebabkan oleh variasi lateral dari ketebalan suatu lapisan hingga terjadi interferensi refleksi.

3.3.6. Fasa sesaat (*Instantaneous Phase $\phi(t)$*)

Fasa sesaat seperti didefinisikan pada pers (8.5) merupakan suatu harga pada suatu titik dalam fungsi waktu. Jadi sangat berbeda fasa sebagai suatu fungsi frekwensi dalam transformasi Fourier. Dalam penggambaran fasa dengan warna, fasa pada puncak, zero crossing dan lembah pada trace seismik real diberi warna yang sama, sehingga di sembarang sudut fasa tetap dapat ditelusuri dari trace ke trace, karena fasa tidak tergantung pada $R(t)$ maka hal ini sering membuat event koheren yang lemah menjadi jelas. Tampilan fasa ini sangat efektif dalam menggambarkan diskontinuitas, patahan, pembajian (*pinchout*), angularitas, serta bentuk-bentuk lapisan dengan kemiringan yang berbeda. Tampilan fasa sesaat ini sangat membantu dalam menentukan batas-batas sekuen seismik karena pola-pola pengendapan sedimen on-lap dan off-lap terlihat dengan jelas.

Frekwensi Sesaat (*Instantaneous Frequency*) $\omega(t)$

Frekwensi sesaat didefinisikan oleh persamaan (8.6) adalah suatu harga pada suatu titik dalam fungsi waktu sama seperti fasa sesaat. Harga frekwensi sesaat ini akan mengalami perubahan yang drastis pada pembajian dan pada bidang batas air

3.3.7 Pemantulan dan Pembiasan Gelombang

Dalam penjalarannya gelombang seismik akan mengalami pemantulan dan pembiasan. Jika gelombang seismik yang merambat di dalam bumi melewati bidang batas perlapisan dengan sifat fisik yang berbeda maka pemantulan dan pembiasan terjadi pada bidang batas kedua medium tersebut.

Menurut hukum *Pemantulan Snellius* yang dikembangkan dari prinsip *Huggens* yang berbunyi “setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber gelombang sekunder”. Sudut pantul dan sudut bias merupakan fungsi sudut datang dan kecepatan gelombang. Gelombang P datang dan tiba pada suatu bidang batas antara dua medium akan mengalami pembiasan (*refraksi*) dan pemantulan (*refleksi*) gelombang P dan gelombang S, dimana masing-masing memiliki sudut bias dan pantul yang berbeda.

Peristiwa pemantulan dan pembiasan gelombang menunjukkan bahwa Gelombang P datang dengan kecepatan gelombang P (V_p) dan Gelombang S datang dengan kecepatan gelombang S (V_s) yang berbeda, maka sudut pantul dan sudut bias diberikan dengan persamaan :

$$\frac{\sin \theta_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_{s1}}{V_{s1}} = \frac{\sin \theta_{p2}}{V_{p2}} = \frac{\sin \theta_{s2}}{V_{s2}} = \text{konstan} \quad (3.23)$$

dimana :

$V_{p1} = V_{p2}$ = Kecepatan gelombang P pada medium 1 dan medium 2

$V_{s1} = V_{s2}$ = Kecepatan gelombang S pada medium 1 dan medium 2

$\theta_{p1} = \theta_{p2}$ = Sudut pantul dan sudut bias gelombang P

$\theta_{s1} = \theta_{s2}$ = Sudut pantul dan sudut bias gelombang S

3.3.8 Konvolusi dan Dekonvolusi

Energi yang dikirim ke dalam bumi mengalami proses konvolusi dengan bumi sebagai filternya. Oleh karena itu perlu dilakukan proses kebalikan dari hal tersebut yaitu dekonvolusi untuk mendapatkan bentuk gelombang asal (menjadi bentuk *spike* koefisien refleksi).

Proses konvolusi dan dekonvolusi dapat dilihat pada gambar 6. Model satu dimensi yang paling sederhana dan paling sering digunakan untuk jejak seismik adalah model konvolusional yang menyatakan bahwa jejak seismik secara sederhana merupakan hasil konvolusi antara reflektivitas bumi dengan suatu fungsi sumber seismik dengan tambahan komponen *noise* :52

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (3.24)$$

dimana

$s(t)$ = jejak seismik

$w(t)$ = wavelet

$r(t)$ = reflektivitas

$n(t)$ = noise

$*$ = konvolusi

Terkadang dilakukan simplikasi dimana komponen *noise* dianggap nol, sehingga menghasilkan :

$$s(t) = w(t) * r(t) \quad (3.25)$$

3.3.9 Seismogram Sintetik

Seismogram sintetik dibuat dengan cara mengkonvolsikan wavelet dengan data koefisien refleksi. Data koefisien refleksi didapatkan dari data log sonik dan log densitas. Gelombang seismik akan dipantulkan pada setiap reflektor dan besar gelombang yang dipantulkan akan sebanding dengan besar koefisien refleksi. Korelasi sintetik dengan horizon geologi beserta kedalamannya dapat dilihat dari log geologi terkait. Sintetik juga sangat berguna untuk mendiagnosa karakter refleksi dari setiap horison.

Salah satu kelemahan dari seismogram sintetik adalah seismogram ini umumnya dibuat dengan menggunakan frekuensi yang sama untuk seluruh penampang, padahal frekuensi yang dipakai tersebut umumnya diambil dari zona target (misalnya *daerah reservoir*).

3.3.10 Wavelet

Wavelet adalah sinyal transien yang mempunyai interval waktu dan amplitudo yang terbatas. Ledakan sumber gelombang menggambarkan suatu wavelet, karena setelah ledakan terjadi ($t=0$) energi yang dibebaskan cukup besar dan dengan selang waktu tertentu energinya habis.

Ada empat jenis wavelet yang perlu diketahui, yaitu *zero phase*, *maksimum phase*, *minimum phase* dan *mixed phase*. Sumber gelombang seismik umumnya adalah *zero phase* dan *minimum phase*.

1. Wavelet berfase nol (*Zero phase wavelet*)

Wavelet berfase nol mempunyai konsentrasi energi maksimum dalam domain waktu tunda nol dan oleh karena itu wavelet ini mempunyai resolusi dan standout yang maksimum. Wavelet berfase nol merupakan jenis wavelet karena mempunyai spektrum amplitudo (*power spectrum* atau *korelasi*) yang sama.

2. Wavelet berfase minimum (*Minimum phase wavelet*)

Suatu wavelet dikatakan berfase minimum jika energinya terpusatnya di bagian depan dari wavelet tersebut.

3. Wavelet berfase maksimum (*Maximum phase wavelet*)

Suatu wavelet disebut berfase maksimum jika energinya secara maksimal terkonsentrasi di bagian akhir dari wavelet tersebut.

4. Wavelet berfase campuran (*Mixed phase wavelet*)

Suatu wavelet dikatakan berfase campuran jika energinya tidak terkonsentrasi di salah satu bagian dari wavelet tersebut.

3.3.11 Impedansi Akustik

Impedansi Akustik (IA) adalah sifat bantuan yang dipengaruhi oleh jenis litologi, porositas, kandungan fluida, kedalaman, tekanan dan temperatur. Oleh karena itu maka IA dapat digunakan sebagai indikator litologi, porositas, hidrokarbon, pemetaan litologi.

Besarnya impedansi akustik dirumuskan dengan :

$$IA = \rho \cdot V \quad (3.26)$$

dimana

ρ = densitas

V = kecepatan gelombang seismik

Pemantulan gelombang seismik terjadi disebabkan oleh perubahan IA lapisan. Perbandingan antara energi yang dipantulkan dengan energi yang dipantulkan dengan energi datang pada keadaan normal adalah :

$$\begin{aligned} E_{(pantul)}/E_{(datang)} &= KR^2 \\ KR &= (IA_2 - IA_1)/(IA_1 + IA_2) \end{aligned} \quad (3.27)$$

dimana

E = Energi

KR = Koefisien refleksi

IA_1 = Impedansi akustik lapisan atas

IA_2 = Impedansi akustik lapisan bawah

Harga kontras IA dapat diperkirakan dari amplitudo refleksinya, semakin besar amplitudo refleksinya, semakin besar refleksi dan kontras IA-nya.

Ilustrasi sederhana yang menunjukkan hubungan antara geologi dan seismik. Model geologi yang dihasilkan mempunyai tiga lapisan impedansi akustik yang sesuai dengan reflektifitasnya. IA seismik memberikan resolusi lateral yang bagus (12,5-25 m) tapi resolusi vertikal yang buruk (5-10 m). Sedangkan IA sumur memberikan resolusi vertikal yang sangat baik (s/d 0,15 m) tetapi resolusi lateralnya buruk (Sukmono, 2000).

3.3.12 Koefisien Refleksi

Koefisien refleksi disebut juga sebagai reflektivitas, setiap koefisien refleksi dapat dianggap sebagai sebuah respon dari wavelet seismik terhadap perubahan impedansi akustik di dalam bumi yang didefinisikan sebagai hasil perkalian antara kecepatan kompresional dan densitas. Secara matematis koefisien refleksi merupakan pembagian beda impedansi akustik dengan jumlah impedansi akustik tersebut. Hal ini akan memberikan koefisien refleksi pada batas antara dua lapisan tersebut :

$$KR_1 = \frac{\rho_{1+1}V_{1+1} - \rho_1V_1}{\rho_{1+1}V_{1+1} + \rho_1V_1} = \frac{IA_1 - IA_1}{IA_{1+1} + IA_1} \quad (3.28)$$

dimana lapisan 1 terletak di atas lapisan 2.

Kurva IA dibuat dengan mengalikan log sonik dan log densitas di sebuah sumur. Selanjutnya bisa dihitung reflektivitas dengan menggunakan persamaan.

3.3.13 Sifat-sifat Batuan Bawah Permukaan

Batuan di bawah permukaan bumi bermacam-macam jenisnya dan pada umumnya berlapis-lapis dengan kemiringan yang berbeda-beda dan membentuk struktur-struktur seperti lipatan, patahan dan lain-lain. Kedinamisan gerak lapisan batuan tersebut dari gerak tektonik lokal maupun regional mengakibatkan batuan tersebut terlibatkan dan selanjutnya dapat terpatahkan.

Batuan reservoir terletak jauh di bawah permukaan bumi dan merupakan batuan sedimen yang mempunyai rongga-rongga antar butiran batuan yang berhubungan sehingga fluida yang terkandung di dalamnya⁵⁵ dapat mengalir.

Secara umum batuan resevoir adalah batuan yang mempunyai rongga dimana di dalamnya terdapat hidrokarbon berupa fluida yang mengalir diantara butiran batuan. Beberapa hal yang menjadi syarat dalam terbentuknya akumulasi hidrokarbon dalam reservoir, diantaranya adalah : (Prajuto, 1988)

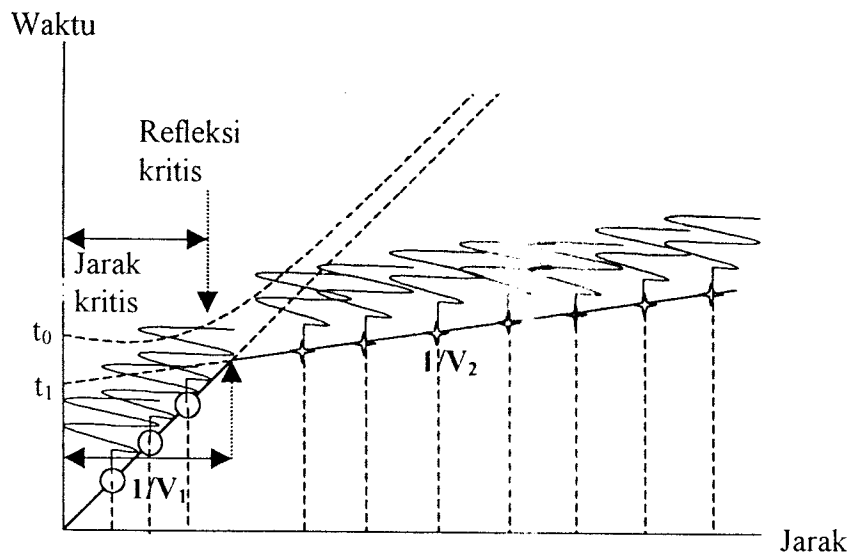
1. Batuan sumber, yaitu batuan yang menghasilkan hidrokarbon. Batuan ini terdiri dari zat-zat organik yang dapat menjadi minyak dan gas pada tekanan dan temperatur tertentu. Contoh batuan sumber ialah batuan serpih (shale)
2. Migrasi, yaitu peristiwa mengalirnya hidrokarbon dari batuan sumber. Migrasi dapat terjadi bila ada patahan, pori-pori yang berhubungan dan juga tekanan yang mendorong hidrokarbon tersebut
3. Batuan reservoir, batuan inilah tempat penampungan hidrokarbon setelah bermigrasi (pindah/mengalir) dari batuan sumber. Contohnya batu pasir, karbonat
4. Seal, ialah batuan yang menghambat fluida hidrokarbon untuk keluar ke permukaan bumi. Batuan ini mempunyai permeabilitas yang kecil sekali sehingga dapat dikatakan sebagai batuan perangkap atau batuan tudung.

TEST FORMATIF

Contoh soal :

1. Jelaskan dan gambarkanlah spektrum seismik untuk beberapa pengukuran lapangan yang digunakan untuk menentukan struktur 2 lapisan bumi dengan jarak sumber dengan geophone adalah z (meter) dan waktu (detik).

Jawab:



Dengan t dan z adalah

$$t_1 = 2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}/V_1V_2$$

$$z = \frac{t_1 V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}$$

Soal latihan:

1. Jelaskan dan gambarkanlah spektrum seismik untuk beberapa pengukuran lapangan yang digunakan untuk menentukan struktur 3 lapisan bumi dengan jarak sumber dengan geophone adalah z (meter) dan waktu (detik).
2. Jelaskanlah metoda-metoda yang digunakan dalam seismik refraksi!
 - a) Metoda Up-Down.
 - b) Metoda Down-Dip
 - c) Metoda Up-Down dan Down-Dip untuk struktur lapis miring.
 - d) Metoda Hagiwara.

3. Pada umurnya bila terjadi gempa bumi maka spektrum yang tercatat pada stasiun seismograph SPS_3 waktu tiba gelombang S terlambat dari gelombang P.
 - a) Jelaskanlah kenapa terjadi waktu tiba gelombang P mendahului gelombang S!
 - b) Bagaimana dengan waktu tiba gelombang Rayleigh dan gelombang Love?
 - c) Bagaimana dan gambarkan pola pergerakan dan spektrum gelombang Rayleigh dan Gelombang Love?

4. Untuk kegiatan eksplorasi umumnya digunakan metoda seismik refraksi (seismik bias) dan metoda seismik refleksi (seismik pantul).
 - a) Berikan alasan kenapa dalam eksplorasi dalam digunakan seismik refleksi dan untuk eksplorasi dangkal digunakan seismik refraksi!
 - b) Jika kita ingin melihat struktur tanah untuk pembuatan konstruksi jembatan metoda manakah yang lebih baik digunakan? Kenapa demikian?

5. Jika diketahui kedalaman lapisan suatu struktur tanah dua lapis adalah

$$z = \frac{t_1 V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}},$$
 bila kecepatan gelombang dilapisan pertama, kedua, ketiga, keempat masing-masing V_1 , V_2 , V_3 dan V_4 . Rumuskanlah persamaan $z_{i=4}$!

BAB IV

PARAMETER GEMPA

Sumatera Barat merupakan daerah seismik aktif. Hal ini terbukti dengan adanya tiga kali gempa bumi besar yaitu pada tahun 1822, 1926 dan 1943 (Natawidjaja:1995). Akibat gempa ini banyak menelan korban jiwa dan menimbulkan kerusakan pada bangunan. Gempa bumi disebabkan adanya penjalaran gelombang seismik dalam badan bumi. Gelombang seismik dihasilkan oleh gempa bumi atau ledakan buatan yang mengakibatkan tanah terbelah secara tiba-tiba

Energi dari sumber gempa akan dipancarkan atau menjalar ke segala arah dalam bentuk muka gelombang (*wave front*). Gelombang-gelombang ini akan menjalar melalui permukaan kulit bumi dan dalam bumi. Gelombang seismik yang dipancarkan dari sumber gempa dapat dibedakan menjadi dua macam gelombang yaitu : Gelombang Permukaan dan Gelombang Badan

Gelombang permukaan adalah gelombang yang menjalar bumi. Gelombang ini terdiri dari gelombang *Rayleigh* (R), gelombang sepanjang permukaan bumi atau dipermukaan lapisan (batas lapisan) *Love* (L), gelombang *Stonely* dan gelombang *chanel*. Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar bagian dalam bumi. Gelombang ini terbagi atas dua macam yaitu gelombang Primer (P) dan gelombang Sekunder (S). Dalam hal mengetahui respon struktur akibat penjalaran gelombang serta menganalisa getaran tanah selama gempa bumi terjadi digunakan sebagian teori gelombang elastik (Gunawan Kenardi, 1985:30). Andaikan sebuah elemen dari medium isotropik yang memiliki volume dv dan permukaan ds serta kerapatan ρ tanah.

Dari hukum Hooke yang menyatakan hubungan antara tegangan dan regangan bersifat linier dan tak bergantung waktu, yaitu :

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{\ell\ell} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (4.1)$$

dimana: λ = konstanta lame

$\varepsilon_{\ell\ell}$ = dilatasi, perbandingan antara perubahan volume terhadap volume sebelum deformasi

μ = modulus geser

Bila medium material tersebut diambil homogen maka konstanta lame λ dan modulus geser μ tidak mengalami perubahan di dalam hal adanya deformasi. Untuk medium tak mengalami perubahan volume, $\varepsilon_{\ell\ell} = 0$ maka Persamaan di atas menyatakan persamaan gelombang untuk gelombang geser (S) yang memiliki kecepatan menjalarnya :

$$V_s = \sqrt{\mu / \rho} \quad (4.2)$$

dimana: V_s = kecepatan gelombang skunder

Sedangkan apabila terjadi perubahan volume, sehingga $u_{i,j} = u_{j,i}$ maka

Persamaan ini disebut juga persamaan gelombang tekanan yang menjalar dengan kecepatan :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.3)$$

dimana: μ = rigidity modulus

ρ = density

V_p = kecepatan gelombang primer

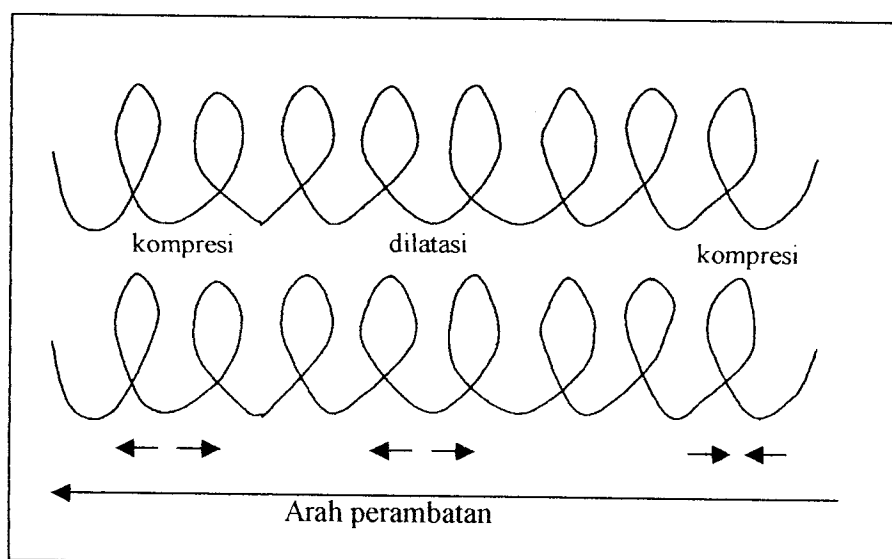
Dalam bidang seismologi, gelombang tekanan/dilatasi dinamakan juga sebagai gelombang primer (P) dan gelombang geser di sebut juga gelombang skunder (S). Gelombang P hanya memiliki satu komponen yaitu sepanjang arah radial, sedangkan gelombang S mempunyai dua komponen yang secara umumnya dipecah ke dalam komponen paralel dan tegak lurus permukaan bumi.

Di samping gelombang P dan gelombang S yang muncul saat terjadi gempa bumi jenis gelombang seismik lain juga akan timbul, biasanya disebut gelombang permukaan karena menjalar di sepanjang permukaan bumi. Salah satu gelombang permukaan yaitu gelombang Rayleigh. Amplitudo gelombang Rayleigh menurun secara eksponensial sebagai fungsi kedalaman. (Slamet, 1981:264). Di samping

gelombang Rayleigh pada permukaan juga menjalar gelombang love (L) yang bergerak secara horizontal dan melintang (tranverse) pada permukaan bumi.

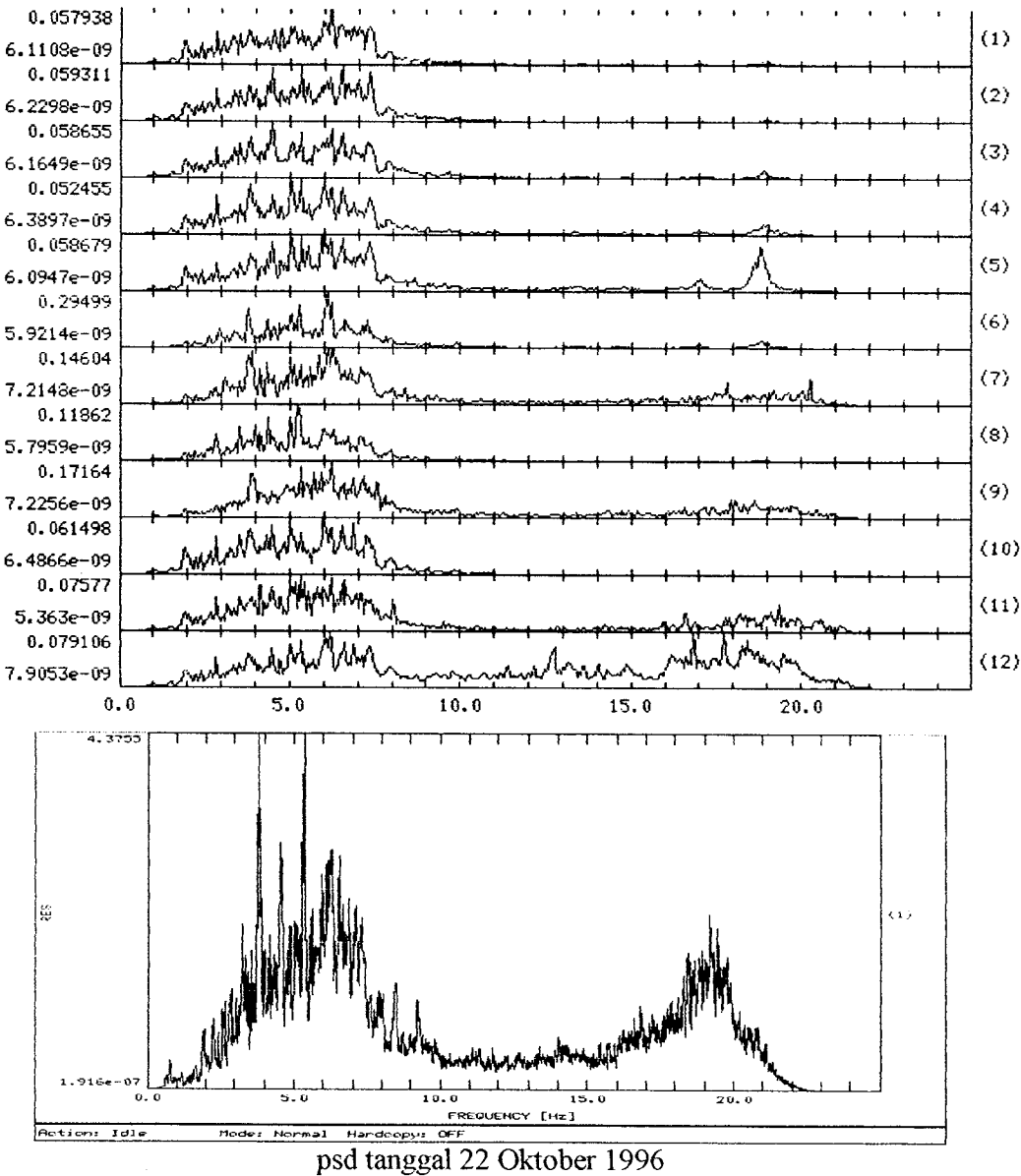
Jadi pada gempa bumi gerak vertikal di hasilkan oleh gelombang P dan gerak horizontal disebabkan oleh gelombang S. Biasanya frekuensi gerak vertikal lebih tinggi di bandingkan gerak horizontal, sehingga gerak horizontal lebih mudah diamati karena memiliki perioda yang lebih lama.

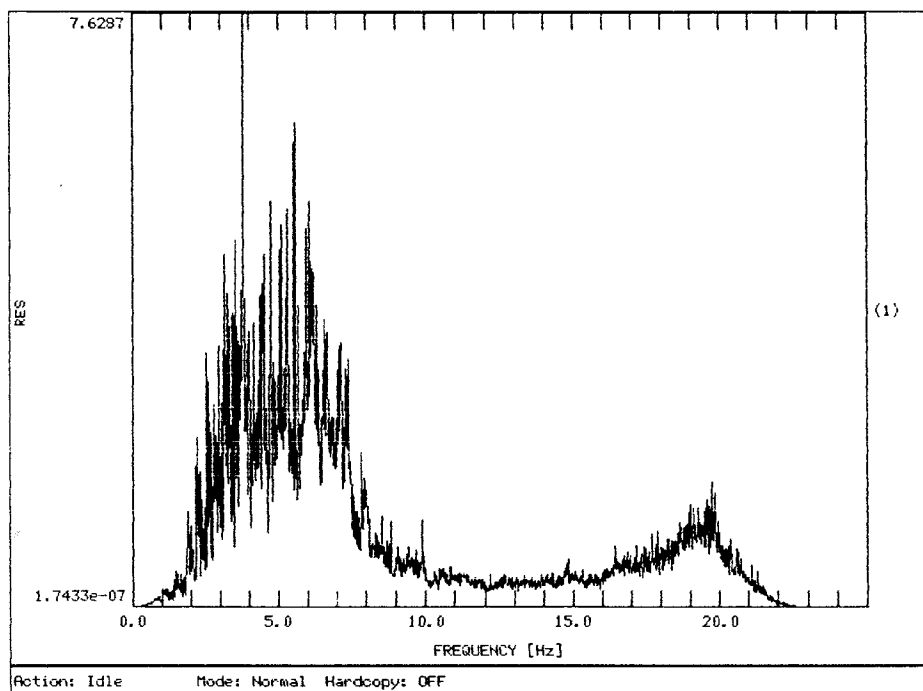
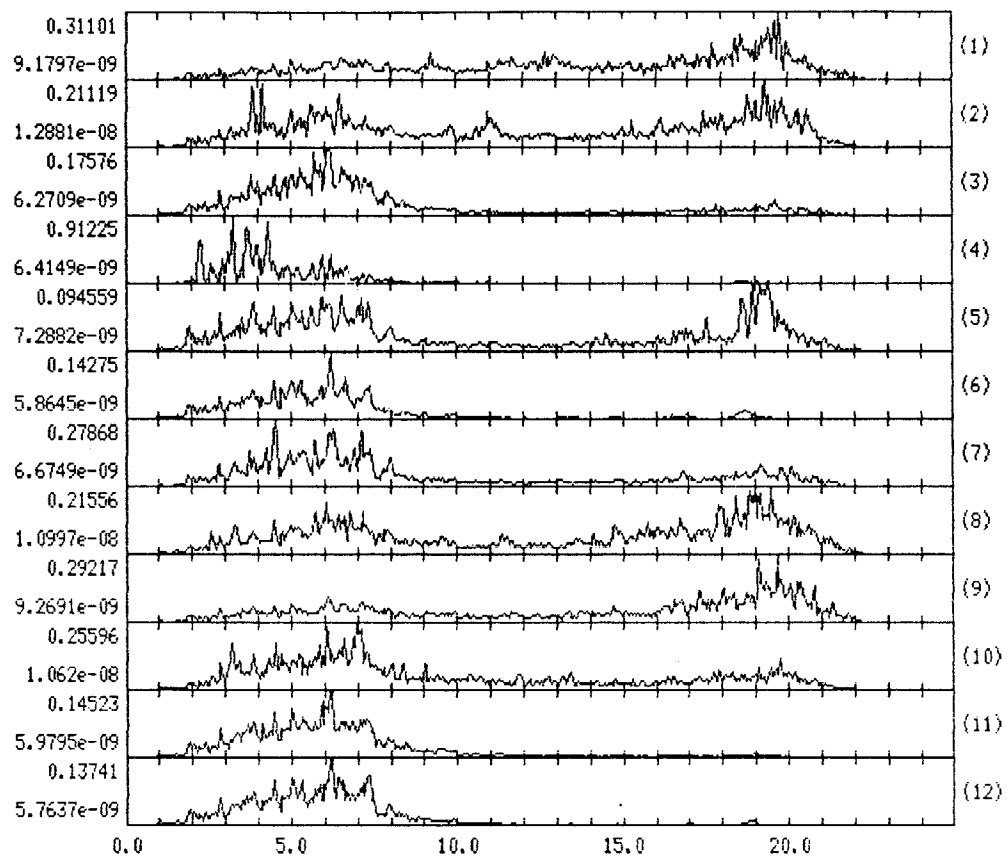
Magnitude adalah ukuran untuk menyatakan kekuatan gempa bumi berdasarkan energi yang dipancarkan pada saat terjadinya gempa bumi dan dinyatakan dalam Skala *Richter*. Gagasan mengenai skala magnitude ini timbul karena orang ingin membedakan besar kecilnya kekuatan gempa pada kertas seismogram yang berbeda-beda atau dari stasiun – stasiun yang berbeda pula. Namun harganya harus sama dalam perhitungan magnitude, jadi ketelitian penentuan magnitude juga bergantung dari kecermatan pengukuran hasil rekaman getaran pada kertas seismogram. Hasil rekaman gempa bumi dapat dilihat pada Gambar 4.1



Gambar 4.1. Pola pergerakan Gempa.

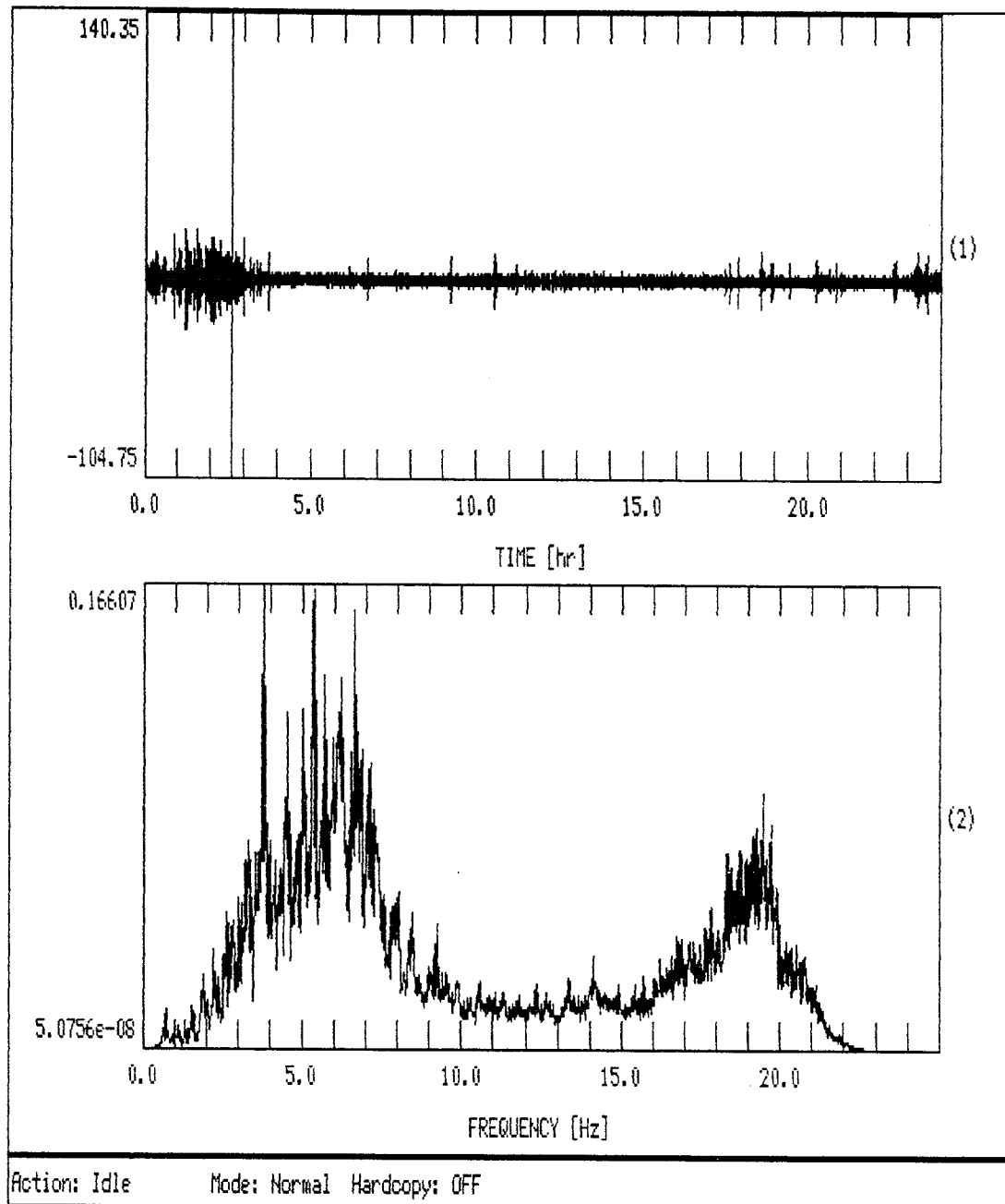
Gambar 4.1 menjelaskan hasil catatan (rekaman) gelombang gempa bumi yang terlihat pada seismogram. Pada seismogram ada tiga jenis gelombang gempa bumi yang direkam yaitu gelombang P, gelombang S dan gelombang permukaan. Ketiga gelombang ini dapat di bedakan pada seismogram. Untuk lebih jelasnya dapat dilihat contoh spektrum gempa yang tercatat oleh Seismograph SPS (Yogyakarta ,1996)





psd tanggal 23 Oktober 1996

. Gempa 24 jam tanggal 22 Oktober 1996



4.1. Magnitude

Untuk menentukan kekuatan gempa bumi digunakan skala energi atau magnitude. Energi dari suatu gempa bumi cukup sulit ditentukan secara langsung. Oleh karena itu, digunakan skala magnitude yang dapat dihitung langsung dari catatan gempa bumi.

Magnitude pertama kali dihitung oleh Richter pada tahun 1935 untuk gempa lokal di California dengan alat *Standart Wood Anderson* yang memperhitungkan nilai pergerakan tanah yang terletak pada jarak tertentu pada pusat gempa. Nilai dari gerakan tanah ini diambil berdasarkan pada nilai amplitudo maksimum. Kemudian di lanjutkan oleh Tsumura (1967) memperkenalkan suatu metode penentuan magnitude gempa bumi dari lamanya getaran gempa bumi dengan menggunakan seismograph *Short Periode*. Formulanya sebagai berikut:

$$M = (3.085 \log F - 4.613) + C_s \quad (4.4)$$

di mana:

M = Magnitude (Skala Richter)

F = Lamanya getaran (Time Durasi)

Cs = Koreksi stasiun

Persamaan (4.4) digunakan untuk menentukan magnitude dengan memanfaatkan *time durasi*, dimana *time durasi* merupakan waktu terkecil dari suatu gempa.

Uraian di atas jelas bahwa magnitude mencerminkan keadaan sesungguhnya dari besarnya gempa bumi, tetapi tidak memberikan gambaran mengenai kerusakan yang disebabkan oleh gempa bumi. Dalam hal ini suatu gempa dengan magnitude besar yang terjadi di tengah samudera, mungkin tidak akan mengakibatkan kerusakan pada bangunan- bangunan bahkan getaran- getarannya pun mungkin tak terasa oleh manusia yang berada di darat. Sebaliknya suatu gempa bumi dengan magnitude rendah, tetapi mempunyai episenter yang dekat pada suatu kota yang penuh bangunan- bangunan yang tidak direncanakan terhadap gempa bumi, akan mendatangkan kehancuran yang cukup berat.

4.2. Intensitas

Tingkat kerusakan akibat gempa bumi dapat diukur berdasarkan intensitasnya. Intensitas gempa bumi adalah derajat kerusakan akibat gempa bumi pada suatu daerah dan dilihat dari efek akibat getaran gempa. Untuk memberikan ukuran besar kecilnya suatu getaran gempa bumi dipakai dua besaran yaitu magnitude dan intensitas. magnitude gempa adalah suatu ukuran untuk menyatakan kekuatan gempa bumi di pusatnya dan dihitung dari catatan data-data dari seismograph. Sedangkan intensitas gempa bumi didasarkan pada akibat langsung pada permukaan bumi misalnya pengaruh terhadap bangunan.

Intensitas terkuat (I_0) terjadi di daerah episenter. Untuk mengetahui besarnya intensitas dapat menggunakan persamaan Gutterberg Richter (1942) yang menyatakan hubungan antara intensitas gempa bumi dan magnitude (Ismail Sulaiman: 1989:71)

$$I_0 = 1.5 (M - 0.5) \quad (4.5)$$

dimana:

I_0 = intensitas (MMI)

M = Magnitude (Skala Richter)

Di Indonesia umumnya intensitas gempa bumi dinyatakan dalam bentuk tingkatan (skala). Skala intensitas menggambarkan besarnya kerusakan yang diderita oleh suatu lokasi yang diakibatkan oleh getaran gempa. Intensitas gempa bumi yang paling banyak digunakan adalah skala *Mercally* yang biasa disebut MMI (*Modified Mercally Intensity*). Intensitas dan percepatan tanah akibat getaran gempa bumi merupakan dua parameter saling berhubungan. Kedua parameter ini sangat penting dalam perencanaan bangunan tahan gempa. Gaya yang diderita oleh suatu bangunan akibat getaran bumi ditentukan oleh beberapa faktor seperti koefisien seismik, berat bangunan dan beberapa faktor koreksi. Koefisien seismik sangat ditentukan oleh percepatan tanah dan periode ulang gempa bumi.

4.3. Percepatan Tanah

Percepatan tanah adalah percepatan gelombang gempa yang sampai ke permukaan bumi dengan satuan cm/detik^2 dan diukur dengan alat yang disebut

accelerograph. Namun alat ini belum tersedia, maka percepatan tanah dihitung dengan cara empiris yaitu dengan konversi parameter gempa (lokasi dan magnitude) ke dalam percepatan suatu di lokasi. Banyak sekali perhitungan percepatan tanah secara empiris yang pernah dilakukan dalam penelitian. Salah satunya perhitungan percepatan tanah dengan cara empiris *Gutterber Richter* yang menyatakan hubungan antara intensitas gempa bumi dan percepatan tanah (Ismail Sulaiman:71:1987)

$$\text{Log } a = I_0/3 - 0.5 \tag{4.6}$$

dimana:

- I_0 = Intensitas (MMI)
- a =percepatan tanah (cm/dt²)

untuk melihat sejauh mana akibat yang ditimbulkan oleh gempa berdasarkan skala intensitas. Skala intensitas ini disusun sesuai skala intensitas standar dalam Modified Mercally Intensity (MMI).

Tabel 4. 1. Skala Kekuatan Gempa Bumi

Intensitas	Keterangan
I	Getaran tidak dirasakan
II	Getaran dirasakan untuk beberapa orang, benda ringan digantung bergoyang
III	Getaran dirasakan oleh orang nyata dalam rumah, terasa getaran seakan ada truk lewat
IV	Pada siang hari dirasakan oleh banyak orang di dalam rumah, di luar hanya oleh orang tertentu saja. Barang pecah belah, jendela/pintu gemerincing dan dinding berbunyi
V	Getaran dirasakan oleh hampir semua penduduk. Barang pecah belah, jendela dan sebagainya pecah, barang-barang terpelanting, tiang, pohon dan lain-lainnya tampak goyang. Bandul (lonceng) dapat berhenti
VI	Getaran dirasakan oleh semua penduduk, kebanyakan terkejut dan lari keluar, plester dinding jatuh dan cerobong asap pada pabrik rusak. Kerusakan ringan
VII	Semua orang keluar rumah, kerusakan ringan pada rumah yang konstruksi bangunannya tidak baik maupun baik. Cerobong asap pecah. Getaran dapat dirasakan oleh orang yang naik kendaraan.

VIII	Kerusakan ringan pada bangunan dengan konstruksi yang kuat. Retak-retak pada bangunan yang kuat, dinding dapat lepas dari rangka rumah, cerobong asap dari pabrik-pabrik dan monumen-monumen roboh. Air menjadi keruh.
IX	Kerusakan pada bangunan yang kuat, rangkaian-rangkaian rumah menjadi tidak lurus. banyak retak pada bangunan yang kuat. Rumah tempat berpindah dari pondamen. Pipa-pipa dalam rumah putus.
X	Bangunan dari kayu yang kuat rusak, kerangka-kerangka rumah lepas dari pondamennya, tanah terbelah, rel kereta api melengkung, tanah longsor di tebing dan di tanah yang curam.
XI	Bangunan-bangunan hanya sedikit yang tetap berdiri, jembatan rusak, terjadi lembah. Pipa dalam tanah tidak dipakai sama sekali, tanah terbelah, rel melengkung sekali
XII	Hancur sama sekali. Gelombang tampak pada permukaan tanah. Pemandangan menjadi gelap, benda terlempar keluar

Skala Intensitas Mercally (Santoso djoko :2002)

Percepatan getaran tanah efektif yang bekerja pada massa bangunan besarnya tergantung kepada berbagai faktor antara lain kekuatan gempa bumi (*magnitude*), kedalaman sumber gempa bumi, jarak sumber gempa kelokasi, kualitas bangunan dan sebagainya. Makin besar *magnitude* makin besar energi yang dikeluarkan sumber gempa. Hal ini akan mengakibatkan semakin besar pula bencana yang ditimbulkannya. Kondisi setempat juga berpengaruh pada tingkat kerusakan bangunan. Faktor yang merupakan sumber kerusakan dinyatakan dalam parameter percepatan tanah. Sehingga data percepatan tanah maksimum akibat getara gempa bumi pada suatu lokasi menjadi penting untuk menggambarkan tingkat resiko gempa bumi disuatu lokasi tertentu. Semakin besar percepatan tanah maksimum disuatu tempat, semakin besar resiko gempa bumi yang terjadi.

Kenyataan ini memperkuat bahwa daerah yang mempunyai resiko tinggi terhadap gempa bumi, perlu diantisipasi untuk masa yang akan datang agar korban jiwa dan kerugian yang lebih besar dapat dihindari. Umumnya gempa terjadi tanpa disadari sebelumnya, untuk menghindari jatuhnya korban yang lebih banyak diperlukan data intensitas dan percepatan tanah maksimum pada suatu wilayah tertentu.

Hasil analisis data tersebut dapat digunakan untuk mengurangi resiko kerusakan akibat gempa bumi khususnya untuk daerah Sumatera Barat dan sekitarnya. Namun sejauh ini belum banyak masyarakat umum yang mengetahui dan memanfaatkan hasil analisis intensitas dan percepatan tanah maksimum pada suatu daerah, sehingga menimbulkan banyak kerugian dan kerusakan akibat gempa. Untuk itu bagi masyarakat umum khususnya Sumatera barat hendaknya memperhatikan teknik bangunan tahan gempa dengan berpedoman pada harga intensitas dan percepatan tanah pada suatu wilayah.

Pada awal tahun 2004 tepatnya bulan Februari peristiwa gempa bumi terjadi di Sumatera Barat yang tidak sedikit memakan korban. Baik korban jiwa atau korban harta benda. Gempa yang terjadi bahwa titik episentrumnya berada di antara danau Singkarak hingga kota Padang Panjang, tepatnya pada 0.5° LS dan 103.39° BT Gunung Rajo Batipuh kabupaten Tanah Datar. Peristiwa serupa juga terjadi di daerah Pesisir Selatan yang episentrumnya berasal dari selat Mentawai.

Berdasarkan gempa bumi yang terjadi dari dua daerah yang berbeda, yaitu daerah yang episentrumnya berada di sesar Singkarak wilayah daratan dan daerah yang episentrumnya berada pada sesar Mentawai wilayah lautan. Kedua daerah tersebut kemungkinan mempunyai struktur geologi yang berbeda, sehingga akan mempengaruhi penjalaran gelombang gempa dari episenter ke stasiun pencatat gempa untuk daerah sumatera barat yaitu BMG Padang Panjang.

Berdasarkan waktu tempuh penjalaran gelombang gempa ke stasiun dapat digunakan untuk mengetahui keelastisitasan daerah yang dilewatinya. Dengan mengetahui tingkat elastisitas daerah yang dilewati gempa, maka dapat ditentukan daerah mana yang rawan terhadap gempa bumi. Karena itu peneliti tertarik untuk meneliti mengenai magnitude, intensitas dan percepatan tanah maksimum gempa bumi yang diperoleh dari hasil rekaman seismograph di Badan Meteorologi dan Geofisika (Data BMG Padang Panjang). Tujuan penelitian parameter gempa adalah untuk mengetahui besarnya magnitude, intensitas dan percepatan tanah maksimum

4.4 Perubahan Kecepatan Gelombang Seismik

Kecepatan gelombang P (V_p) dan kecepatan gelombang S (V_s), dapat dihitung dari waktu tiba gelombang P (t_p) dan waktu tiba gelombang S (t_s). Perbandingan V_p/V_s dapat di hitung dengan metode Wadati. Perhitungan perbandingan V_p/V_s dengan metode Wadati adalah dengan memplot (t_p) diplot sebagai absis dan beda waktu tiba gelombang S dan P atau ($s - p$) sebagai ordinat. Berdasarkan data penyebaran t_p dan ($s-p$) dibuat garis pendekatan dengan metode kuadrat terkecil dan grafik ini di sebut diagram Wadati. Grafik ($s-p$) terhadap t_p merupakan garis linier dengan gradien $(V_p/V_s) - 1$ dari hasil regresi linier di dapat persamaan:

$$(s - p) = b t_p + a \quad (4.7)$$

dimana: a dan b adalah konstanta, maka perbandingan V_p/V_s dapat di tulis sebagai persamaan :

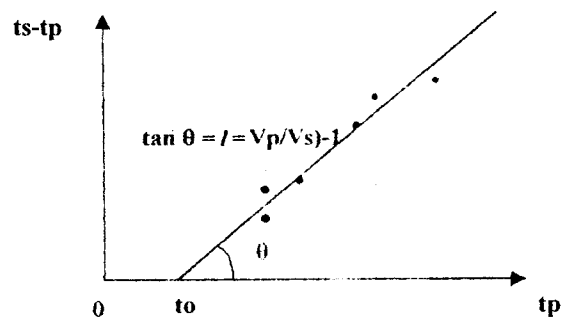
$$\frac{V_p}{V_s} = b + 1 \quad (4.8)$$

4.4.1 Diagram Wadati

Salah satu cara sederhana untuk menganalisa gempa bumi lokal adalah dengan menggunakan diagram Wadati. Perbedaan waktu antara waktu datang gelombang S dengan waktu datang gelombang P, digunakan untuk menganalisa gempa bumi lokal. Diagram Wadati berguna dalam 4 hal yaitu: untuk mengetahui origin time gempa bumi, untuk menghitung jarak hyposenter, untuk mengetahui ratio V_p/V_s (Poisson ratio) suatu medium, untuk menguji pembacaan gelombang P dan S

4.4.2 Prosedur Pembuatan Diagram Wadati

Untuk membuat diagram Wadati seperti contoh di bawah ini perlu diperhatikan langkah-langkah :



Gambar 4.4 Diagram Wadati

Pertama, plot waktu S-P berbanding dengan waktu datang gelombang P disetiap sumber gempa. Kedua, tarik sebuah garis lurus untuk semua data. Ada 2 cara untuk membuat garis lurus :

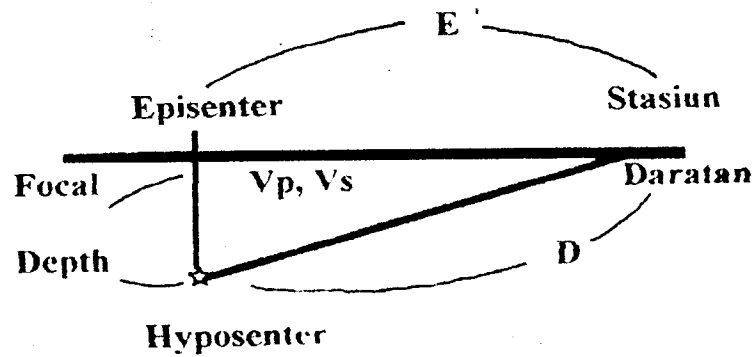
Metode 1 : Ketika kita mempunyai sedikit data dan tidak bagus, kita tarik garis dengan bantuan garis lengkung l , dimana harga

$$l = \frac{V_p}{V_s} - 1 \quad (4.9)$$

Metode 2 : Ketika kita mempunyai banyak data yang bagus, kita bisa melihat garis lurus secara bebas dan dapat mengira kelengkungan suatu garis.

Prinsip dari diagram wadati adalah mengasumsikan bahwa suatu medium itu homogen. Notasi yang digunakan adalah:

- t_p = waktu datang gelombang P
- t_s = Waktu datang gelombang S
- O_t = Origin time
- t_{po} = Waktu datang gelombang P - O_t ($t_p - O_t$)
- t_{so} = Waktu datang gelombang S - O_t ($t_s - O_t$)
- t_{sp} = Waktu datang gelombang S - waktu datang gelombang P ($t_s - t_p$)
- V_p = Kecepatan gelombang P
- V_s = Kecepatan gelombang S
- D = Jarak hypocenter



Gambar 4.5. Jarak Hypocenter, Jarak Episcenter dan Focal Depth

Jarak hypocenter direpresentasikan oleh waktu datang gelombang P dan S dan kecepatan gelombang P dan S, seperti di bawah ini:

$$D = t_{po} * V_p \quad (4.10)$$

$$D = t_{po} * V_s = (t_s - t_o) * V_s = \{ (t_s - t_p) + (t_p - t_o) * V_s \} \quad (4.11)$$

Dari persamaan (15) dan (16) didapat:

$$t_{po} * V_p = (t_{sp} + t_{po}) * V_s$$

Kemudian:

$$t_{po} * (V_p - V_s) = t_{sp} * V_s$$

$$t_{sp} = t_{po} * \frac{(V_p - V_s)}{V_s} = t_{po} * \left(\frac{V_p}{V_s} - \frac{V_s}{V_s} \right) \quad (4.12)$$

Selanjutnya:

$$t_{sp} = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) * t_{po}$$

$$t_{sp} = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) * (t_p - t_o) \quad (4.13)$$

* = Perkalian konvolusi

Persamaan (18) dapat digunakan dalam media yang mempunyai rasio V_p / V_s konstan, dimana:

$$\begin{aligned}
 t_{sp} &= \int \frac{ds}{V_p} \\
 t_{so} &= \int \frac{ds}{V_s} \text{ sehingga} \\
 t_{si} &= t_{so} - t_{po} = \int \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s} \right) - \left(\frac{1}{V_p} \right) \right\} ds \\
 &= \int \left\{ \left(\frac{V_p}{V_s} \right) - 1 \right\} \left(\frac{ds}{V_p} \right) \\
 &= \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) * t_{po} = l * t_{po}
 \end{aligned} \tag{4.14}$$

dimana : $l = \frac{V_p}{V_s} - 1$

1. Origin Time

Berdasarkan persamaan (18) dan (19), origin time dari gempa bumi dipresentasikan oleh t_p , t_{sp} , dan l yaitu sebagai berikut:

$$t_o = t_p - \frac{t_{sp}}{l} \tag{4.15}$$

Untuk menghitung origin time di gunakan metode Least Square:

$$t_o = \frac{1}{n} \sum \left(t_{pi} - \frac{t_{pi}}{l} \right)$$

2. Jarak Hypocenter

Berdasarkan persamaan (15) dan (17), jarak hypocenter dipresentasikan sebagai berikut:

$$D = t_{po} * V_p = \left\{ \frac{(t_{sp} * V_s)}{(V_p - V_s)} \right\} V_p$$

$$D = \left\{ \frac{V_p}{\frac{V_p}{V_s} - 1} \right\} t_{sp} \quad (4.16)$$

Waktu $(s - p)$, V_p dan ratio V_p/V_s dapat dipresentasikan jarak hiposenter. Jika menganggap V_p dan V_p/V_s konstant, maka dapat menghitung D dengan mudah yaitu dengan menghitung waktu $(s-p)$ saja, misalkan:

$$k = \frac{V_p}{\frac{V_p}{V_s} - 1}$$

maka:

$$D = k * t_{sp}$$

dimana: k = koefisien omori (8 km/s)

3. Ratio V_p/V_s

Untuk perbandingan antara *strain* dalam arah vertikal dan horizontal dapat di hitung dari hubungan kecepatan gelombang P (V_p) dan S (V_s) dirumuskan sebagai berikut:

$$\begin{aligned} V_p &= \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \\ V_s &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \\ \frac{V_p}{V_s} &= \sqrt{\frac{\lambda}{\mu}} + 2 \end{aligned} \quad (4.17)$$

di mana :

$$\begin{aligned} \mu &= \frac{E}{(2 + \sigma)} \\ B &= \frac{E}{3(1 - 2\sigma)} \end{aligned}$$

Seismologi hanya mengenal medium tiga dimensi, sehingga kecepatan gelombang P nya :

$$V_p = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} = \sqrt{\frac{B + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

dimana:

E = modulus young

B = modulus bulk

maka :

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}} \quad (4.18)$$

sehingga diperoleh harga σ sebagai berikut :

$$\sigma = \frac{1}{2} \left(\frac{2 - \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2}{1 - \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2} \right) \quad (4.19)$$

dimana :

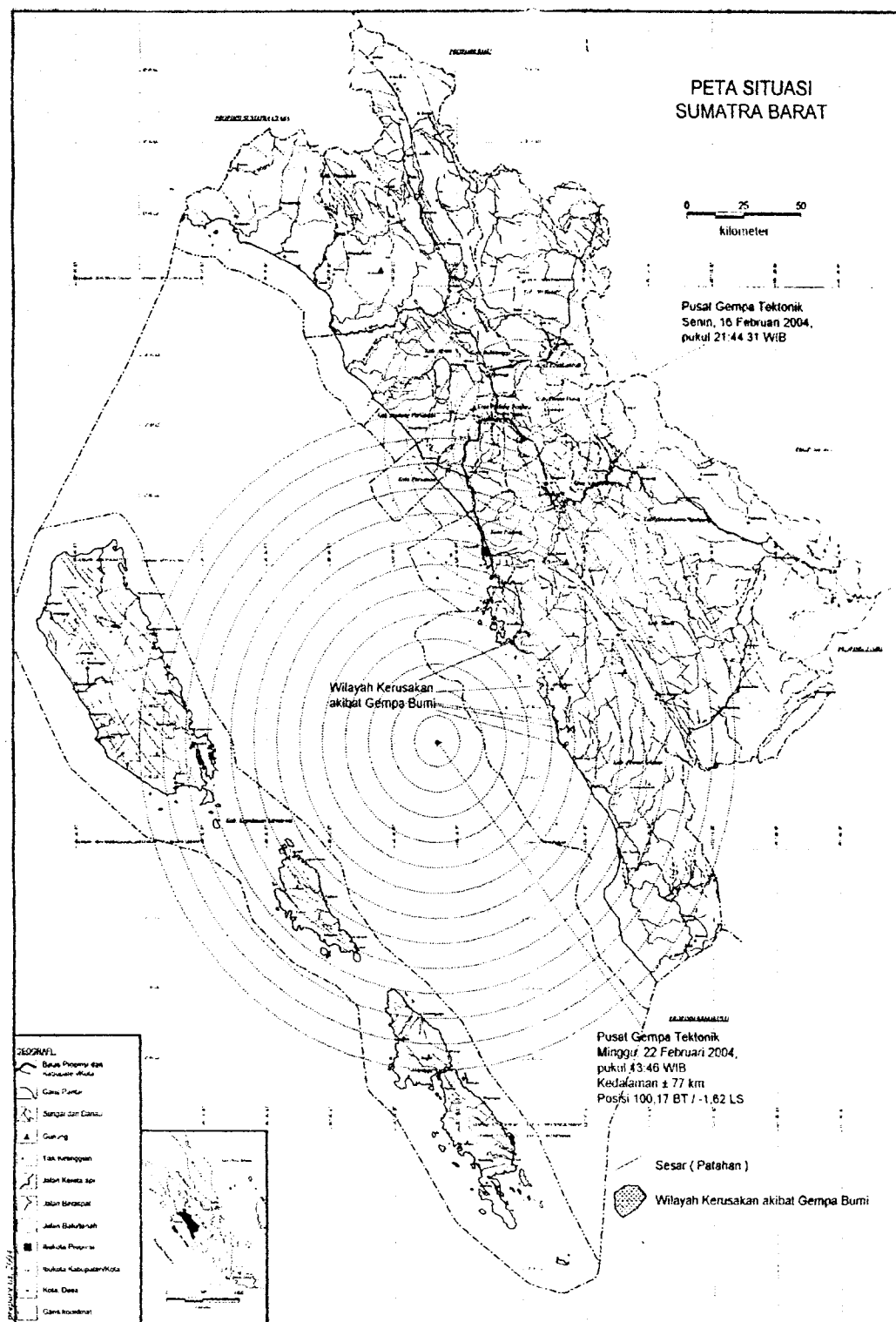
λ = konstanta lame's

μ = Rigiditas

σ = Poisson ratio

ρ = densitas

Besar Poisson ratio di dalam mantel dan kerak bumi (batuan) pada umumnya adalah $\sigma = 0.25$ sampai $\sigma = 0.5$



Gambar 4.6.. Peta Gempa Gunung Rajo dan Selat Mentawai Sumatera Barat

Pada penelitian gempa digunakan data yang dihasilkan oleh seismograph 3 komponen SPS-3. Instrumen ini terdiri dari sensor, pre-amplifier, amplifier dan recorder. Seismograph 3 komponen SPS-3 ini juga dikenal komponen vertikal-horizontal. Komponen-komponen dari instrumen SPS-3 terdiri dari drum yang berguna sebagai tempat pencatat gempa. Calibration control untuk menstabilkan jalannya pena pencatat. Level sebagai tempat kalibrasi. Amplifier untuk memperkuat gelombang getaran gempa. Output (seismic signal = Radio time) untuk menerima sinyal gempa. Digital timing system untuk mengetahui waktu terjadinya gempa. Recorder untuk merekam hasil getaran gempa bumi.

Seismograph 3 komponen SPS-3 akan merekam secara langsung proses gempa bumi yang terjadi. Proses perekaman terjadi secara kontinu dimana spektrum gempa dapat dilihat dan dibaca dari hasil rekaman. Setelah dilakukan perekaman terhadap spektrum gempa bumi selanjutnya dilakukan analisis spektrum diantaranya analisis Time durasi, Amplitudo, arah spektrum, koordinat gempa,. Parameter fisis gempa bumi tersebut meliputi Magnitude, Intensitas dan percepatan gerak tanah. Dengan mengetahui besarnya parameter gempa diatas dapat diperkirakan akibat yang mungkin ditimbulkan oleh gempa tersebut. Data diperoleh dari hasil rekaman Seismograph 3 komponen (SPS-3) yang terdapat di Badan Meteorologi Gempa di Padang Panjang. Berdasarkan data hasil rekaman Seismograph 3 komponen (SPS – 3) maka di tentukan phase gelombang P dan phase gelombang S dan $\frac{1}{2}$ peak to peak, amplitudo awal, gelombang ketiga komponen (C/N, N/S, E/W) yang terekam oleh Seismograph 3 komponen kemudian dapat ditentukan parameter gempa diantaranya : episenter, waktu terjadinya gempa, kedalaman, magnitude, intensitas dan percepatan tana

Data diperoleh dari hasil rekaman Seismograph 3 komponen (SPS-3) yang terdapat di Badan Meteorologi Gempa. Berdasarkan data hasil rekaman Seismograph 3 komponen (SPS – 3) maka di tentukan phase gelombang P dan phase gelombang S dan $\frac{1}{2}$ peak to peak, amplitudo awal, gelombang ketiga komponen (C/N, N/S, E/W) yang terekam oleh Seismograph 3 komponen kemudian dapat ditentukan parameter gempa diantaranya : episenter, waktu terjadinya gempa, kedalaman, magnitude, intensitas dan percepatan tanah.

TEST FORMATIF

Contoh soal

1. Menurut para ahli seismologi gempa daerah sumatera barat dinyatakan sebagai daerah rawan gempa , jelaskanlah kenapa demikian ?

jawab :

Berdasarkan data historis gempa bumi Sumatera Barat tergolong daerah yang mempunyai resiko tinggi terhadap gempa bumi yang tercermin dari nilai Magnitude, intensitas dan percepatan tanah maksimum di daerah ini . Di tambah lagi pada daerah Sumatera Barat terletak pada patahan besar Sumatera(Great Fault Sumatra) dan pada daerah penujaman lempengan Indo-Australia dan lempengan Eurasia. Umumnya pada daerah Sumatera Barat gempa terjadi di Kepulauan Mentawai dan Samudera Indonesia. Hal ini disebabkan karena adanya jalur gempa bumi dan pertemuan lempeng (jalur Subduksi) yang tersebar di sepanjang pantai Barat wilayah Sumatera

2. Jika Episenter gempa terjadi di posisi gempa tanggal 16 Februari 2004 memiliki magnitude 5.6 SR, hitunglah berapa besarnya intensitas dan percepatan tanahnya?

Jawab :

Dengan menggunakan persamaan intensitas dan percepatan tanah diperoleh intensitas 7.65 MMI, dan Percepatan tanah Maksimum 112.20 gal

Soal latihan

1. pada suatu kejadian gempa bumi instrumen pencatat gempa SPS-3 dapat dihitung magnitude gempa , jelaskanlah langkah dalam menentukan magnitude gempa tersebut ?
2. Jelaskanlah bagaimana hubungan antara magnitude, intensitas dan percepatan tanah untuk daerah yang dipergunungan dan daerah yang berpasir seperti pantai untuk kekuatan gempa yang sama ?
- 3 .Dari tanggal 16 sampai 25 Februari 2004 sedikitnya terjadi 370 gempa susulan di sumatera barat dengan magnitude, intensitas dan percepatan tanah yang relatif kecil di bandingkan gempa utama. Jelaskanlah kenapa demikian ?

BAB V

SPEKTRUM SEISMIK

5.1. Spektrum Sistem Linier

Tujuan dari pengolahan data seismik adalah untuk memperbaiki resolusi data, baik resolusi horizontal maupun vertikal. Proses ini memerlukan pengetahuan mengenai penjalaran gelombang, lebar frekuensi, phase dll. Pelaksanaan pada tahap ini didekati dengan suatu sistem yang disebut dengan sistem linier, dimana sistem linier tersebut mempunyai karakteristik sebagai berikut :

1. Pasif : Suatu sistem tidak dapat menghasilkan output tanpa adanya input.
2. Time-invariant : Jika suatu digeser pada waktu tertentu, maka outputnya juga akan tergeser dengan waktu yang sama.
3. Superposisi : Jika suatu input tertentu dijumlahkan dengan input lainnya, maka outputnya akan merupakan penjumlahan dari outputnya masing-masing.

5.1.1. Deret Fourier

Deret fourier adalah fungsi periodik terhadap x dalam selang x_0 misalnya :

$$f(x) = f(x + x_0)$$

Contoh :

$$F(x) = \sin(x + x_0)$$

$$F(x) = \sin(x + n) \quad (5.1)$$

Fungsi periodik terbagi dua :

- a. Fungsi genap (even function)
- b. Fungsi ganjil (odd function)

Ciri-ciri fungsi genap : $f(x) = f(-x)$

Ciri-ciri fungsi ganjil : $f(x) = -f(-x)$

Secara umum semua fungsi dapat dijadikan dalam dua bentuk yaitu (ganjil, genap).

Misalnya:

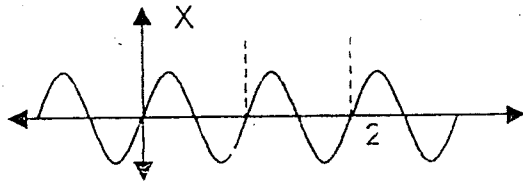
$$\text{Fungsi ganjil} = e(x)$$

$$\text{Fungsi genap} = o(x)$$

$$\text{Maka : } f(x) = e(x) + o(x) \quad (5.2)$$

Sehingga fungsi ganjil : $e(x) = \frac{f(x) + f(-x)}{2}$

Fungsi genap $o(x) = \frac{f(x) - f(-x)}{2}$



Persamaan Fourier untuk fungsi periodik

Secara umum semua deret bisa diuraikan menjadi :

$$F(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} \left[a_n \cos \frac{n\pi x}{L} + b_n \sin \frac{n\pi x}{L} \right] \quad (5.3)$$

$$\text{Dimana. } a_n = \frac{1}{L} \int_L^L f(x) \cos \frac{n\pi x}{L} dx \quad (5.4)$$

$$b_n = \frac{1}{L} \int_L^L f(x) \sin \frac{n\pi x}{L} dx \quad (5.5)$$

a_n, b_n = konstanta, L = perioda

5.1.2.Transformasi Fourier

Transformasi fourier adalah didasarkan pada suatu konsep transien sinayal, yaitu sejumlah gelombang harmonik mono frekuensi yang mempunyai amplitudo dan frekuensi konstan. Seperti pada gambar berikut :

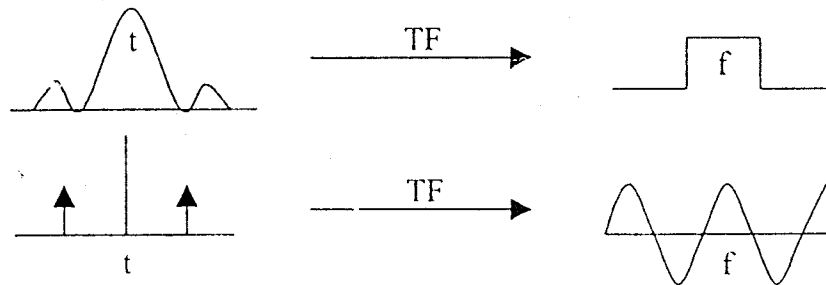
Gelombang harmonik mono frekuensi, merupakan komponen spektral dari, transien sinyal, dan digunakan dalam grafik spektrum yaitu amplitudo frekuensi dan fhasse frekuensi . Pada pemprosesan sinyal seismik dianggap sebagai fungsi waktu non feriodik yang merupakan penjumlahan yang mempunyai frekuensi amplitudo, dan fhasse spesifik dan dapat diubah (baolak-balik) dari :

Dimana waktu : $(s(t))$ (.....)domain frekuensi $(s(f))$

Dimana ruang : $(g(t))$ (.....) domain bilangan gelombang $(g(k))$

Setiap gelombang harmonik mempunyai tiga karakteristik spesifik, yaitu :

- Amplitudo : Simpangan maksimum dari rata-rata simpangan gelombang harmonik.
- Frekuensi : Peluang puncak perdetik.
- Phase : Perbedaan waktu antara referensi dan puncak



Bila $S(t)$ adalah suatu fungsi periodik dengan periode t , deret fourier dari fungsi

$$S(t) \text{ adalah : } S(t) = \frac{a_0}{2} + \sum [a_n \cos(2\pi f_0 n t) + b_n \sin(2\pi f_0 n t)] \quad (5.6)$$

$$\text{Dimana, } a_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} S(t) \cos(2\pi f_0 n t) dt \quad (5.7)$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} S(t) \sin(2\pi f_0 n t) dt \quad (5.8)$$

Dan spektrum frekuensi dari $S(t)$ adalah :

$$S\left(\frac{n}{NT}\right) = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} S(t) e^{-j 2\pi k / N} dt \quad (5.9)$$

Dalam hal $s(t)$ fungsi non feriodik, maka $s(t)$ dapat dianggap sebagai fungsi periodik dengan periode T mendekati tak hingga, dengan demikian interval frekuensinya ($f_0 = 1/T$) mendekati nol dan spektrum frekuensinya dapat dipertimbangkan sebagai fungsi yang kontinu, ada tapap pengolahan data, biasanya dilakukan dalam bentuk numerik untuk suatu peride T tertentu.

5.1.3.Diskrit Fourier Transform

Program fast fourier transform (fft) menggunakan acuan data 2^n sehingga jumlah data yang harus dihitung adalah tertentu, misalnya :2,4,8,16,32,64 dll. Secara diskrit transformasi fourier dapat dihitung dengan persamaan :

$$S\left(\frac{n}{NT}\right) = \sum_{K=0}^{N-1} S(KT) e^{-j2\pi K / N} \quad (5.10)$$

Spektrum amplitudonya :

$$\left| S\left(\frac{n}{NT}\right) \right| = \sqrt{\left(\text{Re } alS\left(\frac{n}{NT}\right) \right)^2 + \left(\text{imajiner}S\left(\frac{n}{NT}\right) \right)^2} \quad (5.11)$$

spektrum phasenya

$$\angle \left(\frac{n}{NT} \right) = a \tan \left[\frac{\text{imajiner}S\left(\frac{n}{NT}\right)}{\text{Re } alS\left(\frac{n}{NT}\right)} \right] \quad (5.12)$$

Inverse dari transpormasi Fourier adalah :

$$S(kT) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} S\left(\frac{n}{NT}\right) e^{j2\pi k / N} \quad ; k = 0, 1, 2, \dots, N-1 \quad (5.13)$$

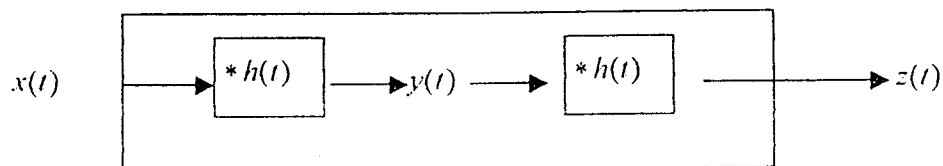
Interval cuplikan = N = Jumlah cuplikan, maka interval frekuensi dari S(f) adalah 1/2 frekuensi maksimum yang disebut sebagai fekuensi Nyguist.

5.2.Teori Konvolusi dan Dekonvolusi

5.2.1.Konvolusi

Konvolusi adalah hasil dari melewati suatu sinyal kedalam suatu sistem atau operator, dimana sinyal akan dimodifikasi oleh impulse response dari operator secara matematikan, proses konvolusi dituliskan :

$$Z(t) = \sum X(t) * Y(t-l) = X(t) * Y(t) \quad (5.14)$$



Contoh operasi konvolusi :

$X(t) = (1,2,3,4,5,4,4)$ dikonvolusikan dengan $Y(t) = (2,4,3,0)$ dan hasil yang diperoleh : $Z(t) - Y(t) = (2,8,18,31,44,53,56,47,28,12,0)$

Panjang hasil konvolusi = Jumlah panjang masing-masing sinyal yang dikonvolusikan dikurangi 1 proses konvolusi yang terjadi di alam dapat

digambarkan sebagai berikut : suatu gelombang menjalar melalui bumi yang mempunyai bidang diskontinu berupa akustik impedansi (rapat massa dan kecepatan) akan memberikan koefisien refleksi berbeda.

5.2.2.Dekonvolusi

Dekonvolusi adalah proses pengambilan bentuk output “ideal” yang menyerupai deret koefisien refleksi proses dekonvolusi seringkali dilakukan sebelum proses Stacking, tapi kadang-kadang setelah proses Stacking pada umumnya trace seismik merupakan hasil dari proses konvolusi antara sumber gelombang dengan koefisien refleksi atau impuls respon bumi.

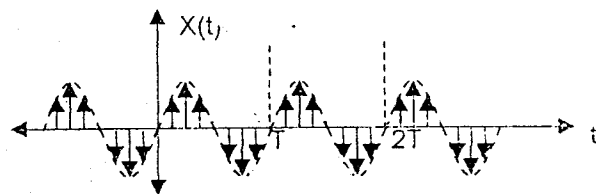
Secara matematika proses konvolusi antara sumber gelombang dengan koefisien refleksi dapat ditulis sebagai berikut L:

$$X(t) = w(t) * r(t) + n(t)$$

$W(t)$ = wavelet sumber

$r(t)$ = seismogram\ trace seismic

$n(t)$ = noise acak\ random



untuk mendapatkan harga $r(t)$ maka diasumsikan beberapa hal yaitu :

- Bumi merupakan lapisan horizontal yang mempunyai kecepatan konstan.
- Bentuk gelombang tidak berubah selama penjaran kedalam bumi.
- Noise acak $n(t)$ ”dianggap” = 0
- Bentuk sumber gelombang ($w(t)$) diketahui.

5.3.Teori Filter

Sinyal seismik mempunyai beberapa karakteristik phase (seperti pada gambar) yaitu :

- Zero Phase: Semua komponen frekuensi mempunyai puncak pada titik nol bentuk gelombang simetri terhadap titik nol.
- Linir Phase : Phase gelombang didefinisikan dengan suatu konstan faktor pengendali yang bergantung dengan frekuensi.

- c. Mixed Phase : Mempunyai phase campuran.
- d. Minimum Phase : Konsentrasi energi dekat dengan titik referensi.

Informasi yang terdapat pada trace seismik merupakan pencampuran antara sinyal dan noise. Dalam hal ini noise dapat dibedakan menjadi dua bagian yaitu : koheren dan random (acak).

- 1. Noise koheren adalah noise yang mempunyai kontinuitas untuk sejumlah besar trace seismik, dan noise ini berhubungan dengan sumber gelombang.

Noise yang dapat dikategorikan sebagai noise koheren, antara lain:

- a. Gelombang permukaan, khususnya Ground-Roll.
 - b. Gelombang langsung
 - c. Gelombang refraksi.
 - d. Gelombang udara (Air wave)
 - e. Multiple dll.
- 2. Noise random adalah noise yang tidak mempunyai kontinuitas untuk sejumlah trace seismik, dengan kata lain tidak terdapat hubungan antara noise suatu titik pengukuran dan atau tahap pengolahan data.

Secara umum terdapat beberapa macam metode pemeliteran yaitu:

- a. Band-Pass Filter
- b. LowCut Filter
- c. High-Cut Filter
- d. Notch Filter
- e. F-K (frekuensi-bilangan gelombang) filter dll.

5.3.1.Korelasi

Korelasi adalah suatu metode untuk mengukr kesamaan yang ada antara dua buah fungsi/ trace. Jika $X(t)$ dan $Y(t)$ merupakan dua buah fungsi, maka korelasi dari kedua fungsi itu pada waktu t , disebut Cross-korelasi.

5.4.Migrasi

Migrasi data seismik suatu proses untuk memetakan suatu penampang menjadi penampang yang lain dimana event-event seismik dikembalikan posisinya pada tempat/ lokasi dan waktu yang tepat. Keluaran dari proses migrasi seharusnya

merupakan suatu penampang waktu yang mempresentasikan kepada geologi dalam penampang kedalaman. Pada saat ini terdapat 3 teknik migrasi yang utama yaitu:

- c. Migrasi difraksi
- d. Migrasi Finite Diferance
- c. Migrasi dalam Kawasan Frekuensi

Migrasi difraksi biasa dikenal dengan sebutan Migrasi Integral Kirchhoff. Proses migrasi ini sering pula dianalogikan sebagai pendekatan statistik. Dalam metode ini data yang akan diperoleh akan mempunyai banyak keuntungan. Keuntungan dari migrasi difraksi ini adalah penampilan kemiringan curam yang baik. Sedangkan kerugiannya adalah kenampangan yang buruk jika data seismik mempunyai S/N rendah.

Migrasi finite difference dikenal sebagai difraksi kawasan waktu atau migrasi persamaan gelombang. Prosedur migrasinya dimodelkan oleh persamaan gelombang. Keuntungan dari metode ini adalah kenampakan uyang baik bila data seismik mempunyai S/N yang rendah sedangkan kerugiaannya waktu yang diperlukan untuk perhitungan cukup lama dan adanya kesulitan dalam mengatasi data yang mempunyai kemiringan yang curam.

Migrasi dalam kawasan frekuensi juga mengacu pada pendekatan deterministik melalui persamaan gelombang.

5.2 Operator-operator spektrum

5.2.1 Aliasing

Aliasing (perbedaan persepsi) =
Efek pencuplikan sinyal yang tidak optimal sehingga mengakibatkan perubahan sinyal.

Frekuensi cuplik :

$f_c = \frac{1}{\Delta t}$

$f_c = 50 \text{ Hz} \rightarrow \Delta t = \frac{1}{50} = 0,02 \text{ s}$

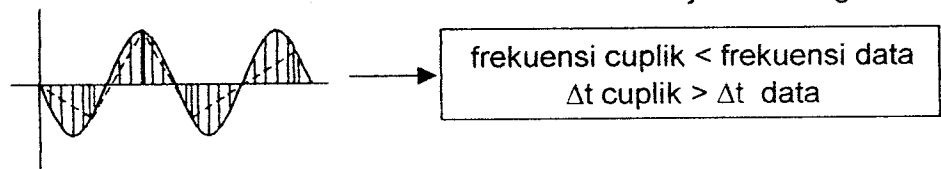
Dalam 1 detik ada 50 data

$f_N = \frac{1}{2 \Delta t}$

\rightarrow Frekuensi nyquist

(5.1)

Terjadi aliasing



5.2.2 Anti Aliasing

Aliasing (perbedaan persepsi) =
Efek pencuplikan sinyal yang tidak optimal sehingga mengakibatkan perubahan sinyal.

$f_N = \frac{1}{2 \Delta t}$

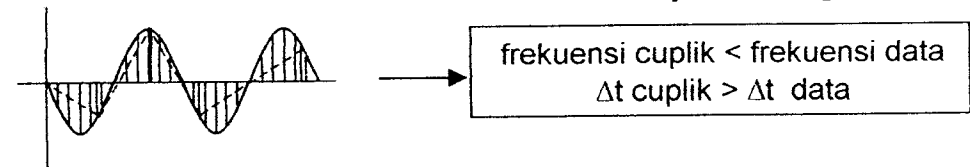
$f_c = 50 \text{ Hz} \rightarrow \Delta t = \frac{1}{50} = 0,02 \text{ s}$

Dalam 1 detik ada 50 data

$f_N = \frac{1}{2 \Delta t}$

\rightarrow Frekuensi nyquist

Terjadi aliasing



5.2.3 Konversi

Aliasing (perbedaan persepsi) =

Efek pencuplikan sinyal yang tidak optimal sehingga mengakibatkan perubahan sinyal.

Frekuensi cuplik

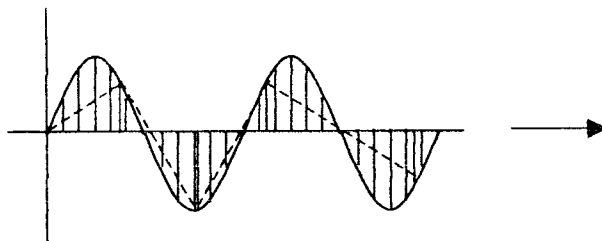
$$f_c = \frac{1}{\Delta t}$$

$$f_c = 50 \text{ Hz} \rightarrow \Delta t = \frac{1}{50} = 0,02s$$

→ Dalam 1 detik ada 50 data

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}$$

→ Frekuensi
nyquist



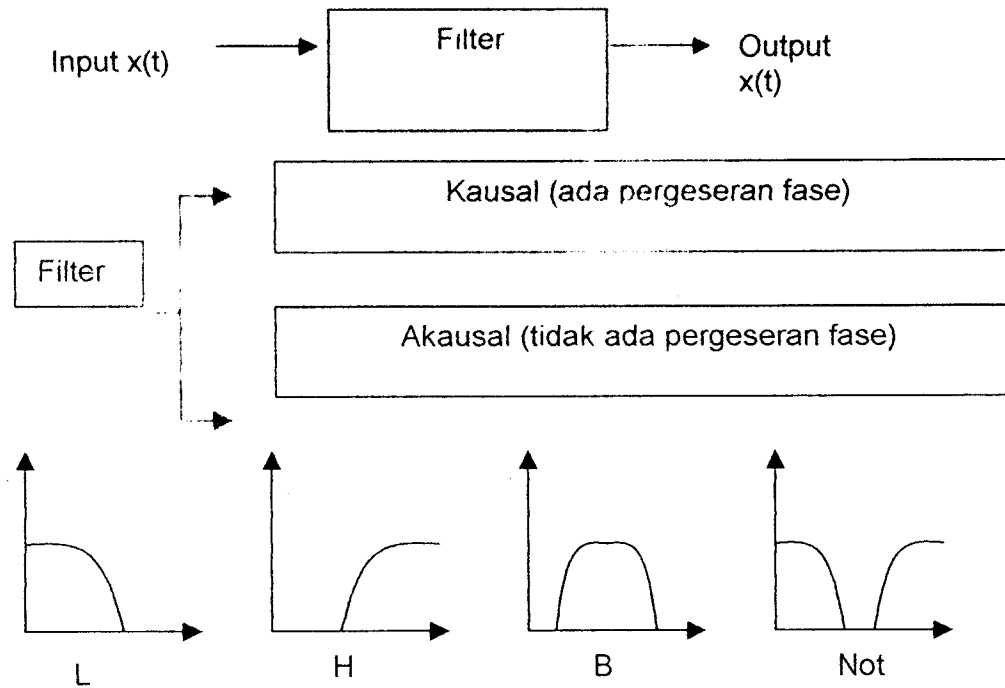
Terjadi aliasing

frekuensi cuplik < frekuensi data
 Δt cuplik > Δt data

5.2.4 Filter

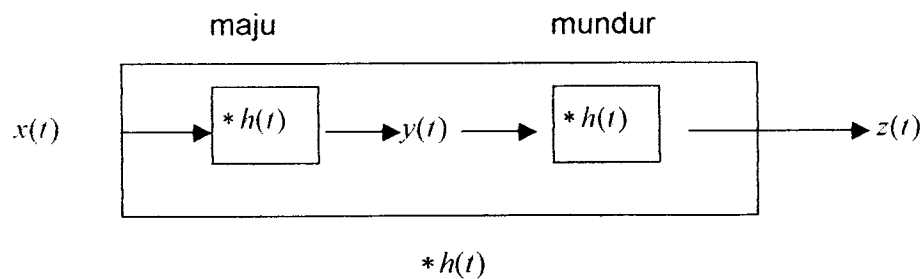
Filter =

Sistem yang dapat meloloskan sinyal yang diinginkan dan meredam sinyal gangguan (noise) yang menyertainya.

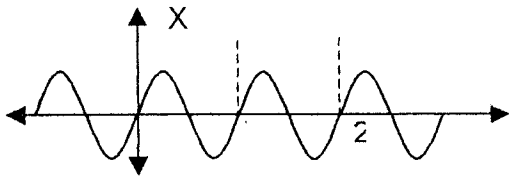


5.2.4.1. Filter Butterworth

Filter Butterworth adalah filter kausal yang mempunyai sifat amplitudo hampir datar pada lolos pita yang dikehendaki dan hampir nol untuk pita yang ditolak. Untuk menghilangkan efek kausalitas, maka dilakukan proses pemfilteran maju-mundur



5.2.5 Transformasi Fourier



Persamaan Fourier untuk fungsi periodik dapat dinyatakan dengan persamaan :

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n \cos 2\pi k \frac{t}{T} + b_n \sin 2\pi k \frac{t}{T} \right) \quad k = 1, 2, 3, \dots \quad \dots\dots\dots(5.2)$$

dimana :

$$a_0 = \frac{1}{T} \int_0^T f(t) dt \quad a_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \cos 2\pi k \frac{t}{T} dt$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \sin 2\pi k \frac{t}{T} dt$$

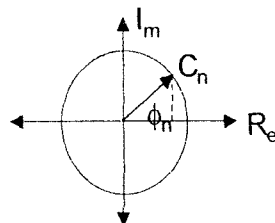
$$|F_n| = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad \text{Spektrum amplitudo}$$

$$\phi_n = \arctan(b_n / a_n) \quad \text{Spektrum fase}$$

Persamaan Fourier dinyatakan dengan fungsi eksponensial :

$$f(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n e^{i2\pi n \frac{t}{T}} \quad c_n = \frac{1}{T} \int_0^T f(t) e^{-i2\pi n \frac{t}{T}} dt \quad (\text{Koefisien Fourier Komplek})$$

$$n = \dots, -1, 0, 1, 2, \dots$$



$$|C_n| = \sqrt{(\text{Re } c_n)^2 + (\text{Im } c_n)^2}$$

$$\phi_n = \arctan(\text{Im } c_n / \text{Re } c_n)$$

Integral Fourier

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{F}(\omega) e^{i\omega t} d\omega$$

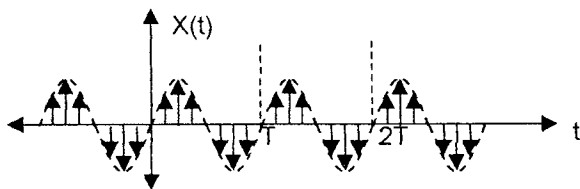
$$\tilde{F}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \longrightarrow \begin{matrix} F(\omega) \text{ adalah transformasi fourier dari} \\ f(t) \end{matrix}$$

$$\tilde{F}(\omega) = \text{Re } \tilde{F} + i \text{Im } \tilde{F} = \tilde{F}_1(\omega) + i\tilde{F}_2(\omega) = R(\omega) \cdot e^{i\phi(\omega)} \longrightarrow \text{(fungsi kompleks)}$$

$$\boxed{R(\omega) = |\tilde{F}(\omega)| = \sqrt{\tilde{F}_1(\omega)^2 + \tilde{F}_2(\omega)^2}} \longrightarrow \text{Spektrum Amplitudo}$$

$$\boxed{\phi(\omega) = \arctan(\tilde{F}_2(\omega) / \tilde{F}_1(\omega))} \longrightarrow \text{Spektrum Fase}$$

Transformasi Fourier Diskrit (DFT)



$$f(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n e^{i2\pi n \frac{t}{T}}$$

$$c_n = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} f_k e^{-i2\pi \frac{nk}{N}} \quad \text{dimana : } f_k = f(t_k) \quad t_k = k \cdot \Delta t \quad N \cdot \Delta t = T \quad \text{dan} \quad n = \dots, -1, 0, 1, 2, \dots$$

Untuk interval dari $n=0$ sampai $n=N-1$, maka :

$$f_k = \sum_{n=0}^{N-1} c_n e^{i2\pi \frac{nk}{N}} \quad \text{dimana : } k = \dots, -1, 0, 1, 2, \dots, N-1$$

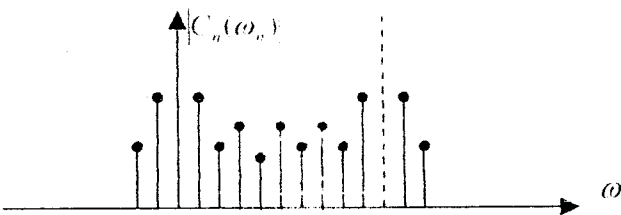
5.2.6 Perhitungan Numeris untuk DFT

$$c_n = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{k=0}^N f_k e^{-i2\pi \frac{(n-1)(k-1)}{N}} \quad n = 1, 2, \dots, N$$

$$f_k = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{n=0}^N c_n e^{-i2\pi \frac{(n-1)(k-1)}{N}} \quad k = 1, 2, \dots, N \quad \dots\dots\dots(5.3)$$

$t_k = (k-1) \Delta t$

$f_{k+N} = f_k$



Term List

- Gerak periodik (gerak harmonik) = Gerak yang berulang dalam selang waktu yang sama
- Osilasi = Gerak bolak-balik melalui lintasan yang sama
- Periode (T) = Waktu yang dibutuhkan untuk melakukan satu getaran atau satu putaran penuh (cycle)
- Frekuensi = Banyaknya getaran (putaran) tiap detik
- Simpangan = jarak partikel yang berosilasi dari posisi seimbang nya pada sembarang saat
- Amplitudo = besar simpangan maksimum

$$x(t) = A \cos(\omega t + \phi)$$
$$\frac{dx(t)}{dt} = -A \omega \sin(\omega t + \phi)$$
$$\frac{d^2x(t)}{dt^2} = -A \omega^2 \cos(\omega t + \phi)$$

Dimana :
$$\omega = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f$$

Hukum kekekalan energi :

$$E = K + U$$
$$E = \frac{1}{2} m v^2 + \frac{1}{2} k x^2$$

TEST FORMATIF

Contoh soal

1. Jelaskan dengan gambar operasi transformasi fourier!

Jawab;

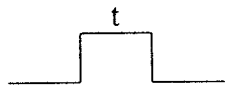
Jika $h(t) \longleftrightarrow H(f)$

$H(t) \longleftrightarrow h(-f)$

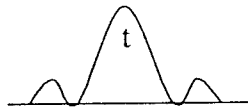
Misal Daerah Waktu

TF

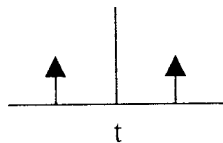
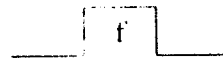
dalam Frekuensi



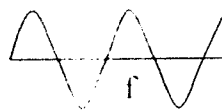
TF



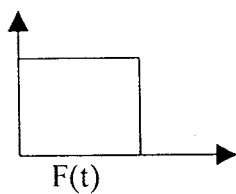
TF



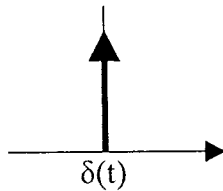
TF



2. Jelaskanlah operasi konvolusi spektral berikut :



*



Untuk a) $f(t) * \delta(t)$

b) $f(t) * \delta(t - \tau)$

c) $f(t) * \sum_{-\infty}^{\infty} \delta(t - i\Delta t)$

Jawab :

a) $f(t) * \delta(t) = \dots$

$$f(t) = \begin{cases} A; & 0 \leq t \leq \tau_0 \\ 0; & t \leq 0 \text{ atau } t > \tau_0 \end{cases}$$

$$h(t) = \delta(t - t_0)$$

$$y(t) = h(t) * f(t)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \cdot f(t - \tau) d\tau$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t - t_0) \cdot f(t - \tau) d\tau$$

$$= f(t - t_0)$$

$$Y(t) = h(t-t_0)$$

$$= \begin{cases} A ; 0 \leq t-t_0 \leq \tau_0 \\ 0 ; t-t_0 \leq 0 \text{ atau } t-t_0 > 0 \end{cases}$$

$$f(t) = \begin{cases} A ; t_0 \leq t \leq (\tau_0 + t_0) \\ 0 ; t \leq t_0 \text{ atau } t > t_0 \end{cases}$$

$$b) f(t) * \delta(t - \tau) = \dots\dots$$

$$f(t) = \begin{cases} A ; 0 \leq t \leq \tau_0 \\ 0 ; t \leq 0 \text{ atau } t > 0 \end{cases}$$

$$h(t) = \delta(t)$$

$$y(t) = h(t) * f(t)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \cdot f(t - \tau) d\tau$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t) \cdot f(t - \tau) d\tau$$

$$= f(t)$$

$$y(t) = f(t)$$

$$f(t) = \begin{cases} A ; 0 \leq t \leq \tau_0 \\ 0 ; t < 0 \text{ atau } t > 0 \end{cases}$$

$$c) f(t) * \sum_{-\infty}^{\infty} \delta(t - i\Delta t) = \dots\dots$$

$$f(t) = \begin{cases} A ; 0 \leq t \leq \tau_0 \\ 0 ; t \leq 0 \text{ atau } t > 0 \end{cases}$$

$$y(t) = h(t) * f(t)$$

$$h(t) = \sum_{-\infty}^{\infty} \delta(t - t_i)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \cdot f(t - \tau) d\tau$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} \delta(t - t_i) \cdot f(t - \tau) d\tau$$

$$\begin{aligned}
&= \sum_{i=1}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t-t_i) \cdot f(t-\tau) d\tau \\
&= \sum_{i=1}^{\infty} f(t-t_i) \\
&= \sum_{i=1}^{\infty} \begin{cases} A; 0 \leq t-t_i \leq \tau_0 \\ 0; t-t_i < 0 \text{ atau } t-t_i > \tau_0 \end{cases} \\
&= \sum_{i=1}^{\infty} \begin{cases} A; t_1 \leq t \leq (\tau_0 + t_1) \\ 0; t < t_1 \text{ atau } t > t_1 + \tau_0 \end{cases}
\end{aligned}$$

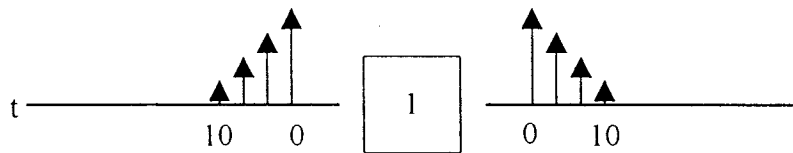
3. Jelaskan langkah-langkah operasi konvolusi!

Jawab;

Operasi integral konvolusi:

$$Y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} v(\lambda) \cdot h(t-\lambda) d\lambda$$

1. Mengambil variabel $t \rightarrow \lambda$
 $V(t) \rightarrow V(\lambda)$
 $H(t) \rightarrow h(\lambda)$
2. Menggeser $h(\lambda)$ sejauh t
 $H(\lambda) \rightarrow h(\lambda+t)$
3. Membalik $h(\lambda+t) \rightarrow h(t-\lambda)$



Dibalik dulu



4. Mengalikan $V(\lambda)$ dengan $h(t-\lambda)$

5. Mengintegralkan :

Integral konvolusi untuk $t < 0 \rightarrow y(t) = 0$

$$\text{Untuk } 0 < t < \tau_0 \text{ maka } y(t) = \int_0^t A(t-\lambda) d\lambda$$

$$= A \left[\lambda t - \frac{1}{2} \lambda^2 \right]_0^t$$

$$= A \left[t^2 - \frac{1}{2} t^2 \right]$$

$$= \frac{1}{2} A t^2$$

Soal latihan :

1. a). Jelaskanlah perbedaan konvolusi dan dekonvolusi !
 b). Tujuan dilakukan operasi konvolusi dan dekonvolusi !
 c). Dapatkah operasi ini diaplikasikan pada metoda selain seismik ?

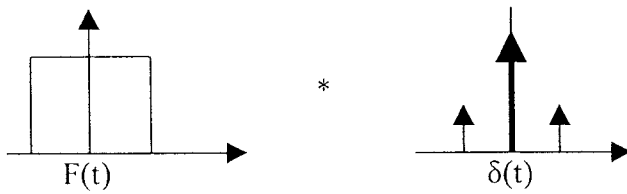
2. Jelaskan operasi transformasi fourier sinus dan cosinus !

Jika

$$h(t) \longleftrightarrow H(f)$$

$$H(t) \longleftrightarrow h(-f)$$

3. Jelaskanlah operasi konvolusi spektral berikut :



Untuk a). $f(t) * \delta(t)$

b). $f(t) * \delta(t - \tau)$

c). $f(t) * \sum_{-\infty}^{\infty} \delta(t - i\Delta t)$

4. Jelaskan langkah-langkah operasi dekonvolusi!

Operasi integral dekonvolusi berikut :

$$Y(\lambda) = \int_{-\infty}^{\infty} v(\lambda) h(t - \lambda) dt$$

5. Dalam rekaman data seismik dikenal beberapa operasi time sistem, jelaskanlah pengertian dan tujuan pemakaian dari
 - a). Time series
 - b). Time domain
 - c). Frekwensi domain

DAFTAR PUSTAKA

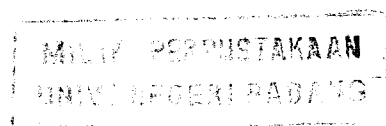
- Hurukawa, Nabuo. 1997. *Practical Analisis of Local Earthquakes*. International Institute Of Seismologi and Earthquakes Engineering (IISSE). Japan International Cooporetion Agency (JICA).
- Hidayat, M. 1989. *Perubahan Kecepatan Gelombang Seismik Sebagai Elemen Ramalan Gempa Bumi*. Balai Meteorologi dan Geofisika , Medan.
- Ismail Sulaiman, 1989. *Pendahuluan Seismologi* , Balai Diklat Meterologi dan Geofisika, Jakarta.
- Kenardi, Gunawan.1985. *Perhitungan Numerik Respons Dinamika Struktur Akibat Gempa Bumi*.ITB, Bandung.
- Letmi. 1998, *Pemakaian Metoda Seismik Refraksi untuk Struktur Multi Lapisan*, UGM, Yogyakarta.
- 2003. *Laporan Studi lapangan Geologi Gempa di Gunung Rajo Kab. Tanah Datar*. Fisika Bumi FMIPA UNP
- 2004, *Analisis Parameter Gempa Bumi Sumatera Barat Februari 2004*, Journal Eksakta Universitas Negeri Padang.
- 2005, *Analisis Aktivitas Gempa Bumi Daerah Gunung Rajo Sumatera Barat Berdasarkan Analisis Parameter Gempa Seismograph SPS3 BMG Padang Panjang*, Journal Nasional Saintek Universitas Negeri Padang.
- Natawidjaja, 1995. *Gempa Bumi Tektonik Daerah Bukit Tinggi-Muaro Labuh*. Puslitbang Geoteknologi LIPI, Jakarta.
- Nurman, Ah, Heru. 2002. *Pola Tektonik dan Karakteristik Gempa lokal Proivinsi Sumatera Barat dan Sekitarnya*. Badan Meteorologi dan Geofisika Padang Panjang.
- Prajuto, *Penentuan magnitude Gempa bumi dari Stasiun Tretes*.Depertemen Badan Meteorologi dan Geofisika, Jakarta.

Sakiya, 1997. *Anomalous Seismic Activity eng earthquake predition*. Japan

Subarjo.1998. *Perubahan Sementara V_p/V_s Sebagai Petunjuk Akan Terjadi Gempa Bumi*. Departemen Perhubungan Republik Indonesia, Jakarta.

Sutrisno.1986. *Gempa Bumi dan Bangunan*. Balai Meteorologi dan Geofisika

Sumarso, dkk,2004. *Data Gempa Bumi BMG padang Panjang*.



DATA GEMPA BUMI YANG DAPAT DITENTUKAN PARAMETERNYA
DAERAH SUMATERA BARAT DAN SEKITAR
JANUARI S / D DESEMBER 2001

No	Bln	Tgl	Origin Time			Koordinat Epicenter		h	M	Sumber	Keterangan
			H	M	S	Latitude	Longitude	Km	SR	Data	
1	2	3	4			5	6	7	8	9	10
1	jan	3	09	22	33.1	1.9 S	98.95 E	277	4,1	PPI	S.Indonesia
2		3	09	05	19.5	0.3 S	98.83 E	150	3,4	PPI	S.Indonesia
3		3	15	36	26.1	0.51 S	100.44 E	18	2,1	PPI	Danau Singkarak
4		4	08	09	25.1	0.52 S	100.42 E	40	1,5	PPI	Danau Singkarak
5		4	19	57	50.2	2.58 S	98.28 E	293	3,9	PPI	S.Indonesia
6		6	02	32	39.9	0.03 S	98.95 E	N	3,5	PPI	Selat Mentawai
7		7	08	39	53.6	0.39 S	100.45 E	46	1,3	PPI	G.Merapi dsk
8		14	06	26	04.6	1.31 S	99.65 E	239	3,5	PPI	Selat Mentawai
9		16	13	24	58.7	5.16 S	101.34 E	86	6,3	PPI	S.Indonesia
10		16	13	38	49.7	5.36 S	101.38 E	90	5,7	PGN	S.Indonesia
11		16	13	54	19.0	5.36 S	101.89 E	90	5,5	BW I	S.Indonesia
12		16	14	08	34.7	5.46 S	100.9 E	90	5	PPI	S.Indonesia
13		16	14	24	53.1	5.59 S	101.25 E	94	4,6	BW I	S.Indonesia
14		16	16	15	14.9	5.49 S	101.23 E	93	4,1	PGN	S.Indonesia
15		16	16	49	33.9	5.78 S	100.84 E	96	5	PPI	S.Indonesia
16		16	17	06	25.0	5.39 S	100.22 E	89	4,5	PPI	S.Indonesia
17		16	15	08	08.6	5.78 S	101.26 E	97	3,5	PPI	S.Indonesia
18		16	07	26	31.8	4.73 S	100.33 E	97	4,9	PPI	S.Indonesia
19		18	16	23	03.7	5.46 S	100.9 E	57	4,4	PGN	S.Indonesia
20		22	12	23	57.9	1.42 S	99.68 E	192	3,2	PPI	Selat Mentawai
21		23	06	42	13.1	0.43 S	100.37 E	17	1,9	PPI	Padang Panjang dsk
22		23	17	38	15.2	1.18 S	99.71 E	128	4,7	PPI	Selat Mentawai
23		23	18	20	03.1	1.23 S	99.62 E	158	1,1	PPI	Selat Mentawai
24		25	06	49	12.9	6.67 S	100.91 E	95	5,1	PPI	S.Indonesia
25		25	14	58	30.0	0.46 S	97.65 E	172	4	PPI	S.Indonesia
26		25	18	07	44.5	0.37 S	100.58 E	107	2,4	PPI	Danau Singkarak
27		28	00	11	16.7	5.26 S	100.88 E	88	4	PPI	S.Indonesia
28		29	00	14	40.2	0.85 S	99.81 E	22	2,3	PPI	Selat Mentawai
29		29	04	15	22.2	1.62 S	99.62 E	160	3,1	PPI	Selat Mentawai
30		29	14	08	00.9	6.57 S	101.42 E	93	4,5	PGN	S.Indonesia
31		29	21	08	31.8	7.68 S	101.43 E	93	4,5	PGN	S.Indonesia

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
32	Feb	4	01 10 12.8	1 49 S	98,34 E	98	3,4	PPI	P. Siberut dsk
33		4	20 35 13.6	2,72 S	98,13 E	309	3,5	PPI	S.Indonesia
34		5	08 40 42.1	0,49 S	100,46 E	32	1	PPI	Danau Singkarak dsk
35		5	17 04 21.1	0,49 S	100,46 E	43	1	PPI	Padang Panjang dsk
36		5	20 45 08.4	0,49 S	100,43 E	8	1	PPI	Padang Panjang dsk
37		6	00 54 28.9	0,49 S	100,44 E	11	1,9	PPI	Padang Panjang dsk
38		6	01 01 26.6	0 49 S	100 43 E	16	2,3	PPI	Padang Panjang dsk
39		6	09 46 42.1	0,49 S	100,44 E	7	1	PPI	Padang Panjang dsk
40		6	15 49 15.4	0,50 S	100,44 E	7	1,9	PPI	Danau Singkarak dsk
41		6	19 42 01.1	0,51 S	100,45 E	11	1,9	PPI	Danau Singkarak dsk
42		6	22 32 06.8	1 2 S	99,16 E	12	2,3	PPI	Selat Mentawai dsk
43		7	13 10 46.7	0 53 S	100,43 E	36	2,6	PPI	Danau Singkarak dsk
44		10	17 27 44.1	0,52 S	100,43 E	32	1,1	PPI	Danau Singkarak dsk
45		11	01 52 06.4	1,03 S	99,82 E	18	3,6	PPI	Selat Mentawai dsk
46		11	00 08 42.6	0,49 S	100,41 E	50	1,9	PPI	Danau Singkarak dsk
47		13	05 16 38.9	1,02 S	99,83 E	124	2,8	PPI	Selat Mentawai dsk
48		13	16 40 27.3	4,87 S	101,28 E	82	4,1	PPI	S.Indonesia
49		13	19 29 16.0	6,79 S	100,85 E	83	6,6	PGN	S.Indonesia
50		13	22 27 11.4	6,47 S	101,4 E	93	4,5	PPI	S.Indonesia
51		14	00 21 05.8	6,42 S	100,89 E	91	4,2	PPI	S.Indonesia
52		14	01 39 23.7	6,2 S	100,87 E	86	4,5	PPI	S.Indonesia
53		14	03 37 57.0	7,13 S	101,35 E	87	4,5	PPI	S.Indonesia
54		14	04 45 30.6	5,75 S	101,35 E	97	5,0	PPI	S.Indonesia
55		14	13 41 47.6	5,51 S	101,41 E	93	3,8	PPI	S.Indonesia
56		15	01 11 13.1	1,6 S	99,26 E	293	3,5	PPI	Selat Mentawai dsk
57		15	14 46 16.8	5,09 S	100,78 E	90	4,7	PGN	S.Indonesia
58		15	23 10 54.0	0,97 S	0,97 S E	30	4,4	PPI	Selat Mentawai dsk
59		16	02 41 11.4	5,46 S	100,9 E	92	3,8	PPI	S.Indonesia
60		16	10 49 35.1	0,49 S	100,46 E	4	2,1	PPI	Danau Singkarak dsk
61		16	13 10 13.1	5,88 S	101,3 E	83	4,8	PPI	S.Indonesia
62		17	04 12 50.2	7,54 S	99,38 E	92	4,1	PGN	S.Indonesia
63		17	08 22 31.9	0,5 S	100,42 E	3	2,1	PPI	Danau Singkarak dsk
64		17	11 59 12.9	0,51 S	100,42 E	16	2,0	PPI	Danau Singkarak dsk
65		17	19 46 52.4	0,47 S	100,53 E	40	2,7	PPI	Danau Singkarak dsk
66		18	01 43 59.0	5,56 S	100,91 E	93	3,7	PPI	S.Indonesia
67		18	09 24 47.5	1,08 S	99,14 E	182	3,2	PPI	Selat Mentawai dsk
68		19	09 29 56.7	7,39 S	101,39 E	89	4,5	PPI	S.Indonesia
69		19	09 39 04.5	7,48 S	101,4 E	91	4,2	PPI	S.Indonesia
70		19	15 20 17.0	5,36 S	101,38 E	89	3,9	PPI	S.Indonesia
71		21	15 23 11.3	5,88 S	101,3 E	83	5,6	PPI	S.Indonesia
72		21	17 11 52.1	5,15 S	100,87 E	94	4,2	PPI	S.Indonesia

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
73	Feb	21	22 03 14.0	5,15 S	100,87 E	89	4,2	PPI	S.Indonesia
74		22	01 27 21.3	1,35 N	97,68 E	253	4,2	PPI	L.Utara P.Nias
75		22	09 20 31.9	2.19 N	95.98 E	286	4,2	PPI	S.Indonesia
76		22	10 24 18.8	2,67 N	97,27 E	288	4,2	PPI	L.Kep.Banyak
77		24	01 34 25.1	0,90 S	100,1 E	82	3,8	PPI	Selat Mentawai dsk
78		24	02 54 58.1	0,27 N	100,03 E	197	3,1	PPI	Talu dsk
79		27	17 58 21.1	0,4 S	100,39 E	10	1,9	PPI	Padang Panjang dsk
80		28	19 07 56.5	1,18 S	99,31 E	151	2,6	PPI	Selat Mentawai dsk
81	Mar	2	08 29 31.3	2.41 S	99.85 E	23	4,2	PPI	P. Spora dsk
82		8	00 37 22.8	1.06 N	99.64 E	150	3,3	BW I	Siabu dsk
83		8	21 10 42.9	8.37 S	100.89 E	45	5,2	PPI	S. Indonesia
84		9	12 07 13.9	0 47 S	100.44 E	7	1,5	PPI	D. Singkarak dsk
85		12	23 34 58.9	9 7 S	101.42 E	94	4,8	PPI	S. Indonesia
86		13	16 51 11.8	0 51 S	100.51 E	86	1,5	PPI	D. Singkarak dsk
87		13	23 33 4.9	8 33 S	100.89 E	89	4,0	PGN	S. Indonesia
88		13	23 58 56.1	1 05 S	99.79 E	70	4,4	PPI	Sel. Mentawai.
89		14	05 22 20.9	0 53 S	100.47 E	17	2,3	PPI	D. Singkarak dsk
90		14	05 33 59.4	0 53 S	100.47 E	17	1,9	PPI	D. Singkarak dsk
91		17	05 04 06.7	6.67 S	101.43 E	95	4,4	PPI	S. Indonesia
92		17	14 27 37.1	0 51 S	100.43 E	11	2,1	PPI	D. Singkarak dsk
93		18	14 48 10.5	5.53 S	100.9 E	93	3,8	PPI	S. Indonesia
94		18	14 55 16.5	5.46 S	101.40 E	91	3,9	PPI	S. Indonesia
95		19	06 16 32.1	0 52 S	100.43 E	54	1,5	PPI	D. Singkarak dsk
96		19	20 04 09.3	2.19 S	98.66 E	164	3,5	PPI	S. Indonesia
97		20	05 22 18.9	0 49 S	100.43 E	17	1,1	PPI	D. Singkarak dsk
98		20	18 02 17.4	0 5 S	100.52 E	20	1,5	PPI	D. Singkarak dsk
99		22	17 31 44.1	0 34 S	100.42 E	66	3,1	PPI	G. Merapi dsk.
100		22	23 17 01.7	0 86 S	99.59 E	258	2,9	PPI	Sel. Mentawai.
101		24	18 06 36.7	0 51 L	100.45 E	21	1,9	PPI	D. Singkarak dsk
102		25	16 52 53.9	0 38 S	98.25 E	306	2,3	PPI	Sel. Mentawai.
103		26	10 04 38.9	1 66 S	99.20 E	243	2,8	PPI	Sel. Mentawai.
104		28	10 06 23.0	5 36 S	101.38 E	89	3,7	PPI	S. Indonesia
105		28	17 59 49.5	2 51 S	98.35 E	197	3,8	PPI	Sel. Mentawai.
106		31	07 19 48.1	0 50 S	100.34 E	8	30	PPI	P.Panjang dsk
107	Apr	2	02 21 14.0	5.15 S	101.34 E	51	3,4	PPI	S.Indonesia
108		06	03 03 15.7	0 98 S	99.34 E	54	3,1	PPI	Selat Mentawai
109		06	10 17 17.5	1 80 S	99.05 E	195	2,4	PPI	S.Indonesia
110		06	23 07 11.1	4 23 S	100.87 E	172	4,9	PPI	S.Indonesia
111		07	02 46 27.2	1 16 S	98.98 E	209	2,8	PPI	P.Siberut dsk
112		08	11 57 27.5	4 48 S	101.4 E	207	5,0	PPI	S.Indonesia

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
113	Apr	09	20 53 56.8	0.17 S	100.11 E	73	1,9	PPI	Koto alang dsk
114		10	12 02 38.5	1,29 S	99.84 E	333	3,4	PPI	Selat Mentawai
115		14	18 10 34.0	1,1 S	99.11 E	193	3,4	PPI	Selat Mentawai
116		15	09 58 35.5	0.51 S	100.45 E	49	1,4	PPI	D.Singkarak dsk
117		16	01 14 28.2	0.41 S	100.42 E	29	3.0	PPI	G.Merapi dsk
118		17	11 27 25.3	0.76 S	99.34 E	151	3,4	PPI	Selat Mentawai
119		17	21 44 52.9	5.56 S	101.42 E	N	4.5	PGN	S.Indonesia
120		18	10 06 07.4	0.4 S	100.51 E	29	2,4	PPI	G.Merapi dsk
121		18	17 53 22.8	0.39 S	100.47 E	48	3,1	PPI	G.Merapi dsk
122		20	19 55 47.8	0.2 S	100.92 E	62	3,7	PPI	Koto Baru dsk
123		21	13 13 09.4	0.42 S	100.43 E	13	2,4	PPI	G.Merapi dsk
124		21	10 37 10.9	0.41 S	100.42 E	8	2,8	PPI	G.Merapi dsk
125		21	15 41 09.4	6.77 S	100.82 E	N	4,1	PPI	S.Indonesia
126		22	03 30 39.4	0.42 S	100.43 E	17	2,8	PPI	G.Merapi dsk
127		22	14 53 11.1	1.87 S	98.98 E	271	2,9	PPI	S.Indonesia
128		24	20 18 20.3	2.35 S	98.5 E	218	3,5	PPI	S.Indonesia
129		25	07 04 33.2	9.47 S	101.4E	80	5,1	PPI	S.Indonesia
130		25	07 23 10.5	2.16 S	99.97 E	33	5,2	PPI	Selat Mentawai
131		25	21 02 40.3	10.0 S	102.35 E	85	5.0	PPI	S.Indonesia
132		26	09 03 38.1	0.52 S	99.86 E	30	3,6	PPI	Selat Mentawai
133		26	16 08 08.6	4.47 S	100.93 E	99	4,6	PPI	S.Indonesia
134		27	23 44 32.9	0.31 S	100.45 E	10	1,8	PPI	G.Merapi dsk
135		28	05 38 43.4	0.38 S	100.47 E	7	3.6	PPI	G.Merapi dsk
136		29	03 03 06.2	0.53 S	100.52 E	6	2.48	PPI	D.Singkarak dsk
137	Mei	4	03 47 22.9	0.67S	100.1E	35	4,2	PPI	Pantai Pariaman
138		6	02 52 11.3	0.68S	100,2	29	2,2	PPI	Pantai Pariaman
139		6	16 20 09.1	0.89S	99,9	59	4	PPI	Selat Mentawai
140		7	06 51 35.9	1.05S	99,9	67	4,1	PPI	Selat Mentawai
141		9	05 25 31.5	1.38S	99,5	90	2,3	PPI	Selat Mentawai
142		11	19 29 27.8	0.42S	100,4	15	2,7	PPI	Gng. Merapi
143		11	22 18 13.5	0.1S	98,4	60	4,8	PPI	Selat Mentawai
144		13	23 04 58.5	0.39S	100,3	60	1,9	PPI	Danau Maninjau
145		14	06 16 57.3	1.56S	100,9	95	4,8	PPI	Selat Mentawai
146		14	08 21 32.5	5.64S	102,9	122	3,4	PGN	Barat Bengkulu
147		14	21 08 43.1	0.49S	100,5	35	2,8	PPI	Danau Singkarak
148		15	14 22 04.0	4.7S	104,7	88	3,5	PPI	Samud Indonesia
149		15	21 03 29.5	0.4S	100,3	45	2,6	PPI	Danau Maninjau
150		16	11 15 56.8	5.02S	102,7	119	3,8	PGN	Samud Indonesia
151		16	22 53 53.8	0.41S	100,4	15	2,4	PPI	Gng. Merapi
152		16	23 31 15.4	0.49S	100,4	37	1,5	PPI	Danau Singkarak
153		17	01 35 32.6	1.09S	99,8	60	2,8	PPI	Selat Mentawai

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
154	Mei	18	02 05 13.8	2.73S	103,8	112	5,5	PGN	Samud Indonesia
155		18	18 09 12.0	0.51S	100,5	39	1,9	PPI	Danau Singkarak
156		18	22 21 20.5	2.51S	98,4	85	3,8	PPI	Selat Mentawai
157		19	03 29 03.2	1.66S	99,2	93	2,8	PPI	Selat Mentawai
158	Jun	01	16 41 50.8	0.51 S	100.47 E	20	3,3	PPI	D.Singkarak dsk
159		01	16 43 44.8	0.38 S	100.49 E	132	3,5	PPI	G. Merapi
160		04	21 46 18.2	0.3 S	100.4 E	14	3,7	PPI	G. Merapi
161		08	21 33 01.9	2.99 S	99.1 E	88	3,8	PPI	S.Indonesia
162		09	09 50 33.8	2.08 S	98.77 E	153	3,5	PPI	S.Indonesia
163		10	07 45 21.4	0.48 N	98.52 E	186	2,9	BW I	S.Indonesia
164		10	18 13 14.0	2.2 S	99.52 E	168	3,5	PPI	S.Indonesia
165		12	01 07 53.2	0.4 S	100.42 E	12	2,8	PPI	G. Merapi
166		12	01 32 07.1	0.43 S	100.45 E	19	1,1	PPI	G. Merapi
167		14	00 15 49.3	0.05 S	99.59 E	107	4,9	PPI	Selat Mentawai
168		14	06 58 38.9	0.05 S	99.59 E	123	3,1	PPI	Selat Mentawai
169		15	10 38 04.6	1.02 S	99.99 E	74	4,5	PPI	Selat Mentawai
170		18	14 43 32.9	1.03 S	99.82 E	93	3,5	PPI	Selat Mentawai
171		21	19 19 27.4	0.69 S	99.92 E	57	2,1	PPI	Selat Mentawai
172		21	22 43 05.1	1.23 S	99.62 E	158	3,5	PPI	Selat Mentawai
173		23	07 11 01.6	1.65 N	99.69 E	201	3,1	BW I	Gunung Tua dsk
174		26	09 45 09.3	1.16 S	99.7 E	147	3,6	PPI	Selat Mentawai
175		29	19 28 23.9	1.79 S	99.73 E	99	3,9	PPI	Selat Mentawai
176		30	20 37 59.7	1.32 S	100.15 E	74	2,6	PPI	Selat Mentawai
177	Juli	05	01 31 30.00	0,49 N	98,21 E	60	3,7	BW I	Samudera Indonesia
178		08	13 11 17.50	0,32 N	99,37 E	60	3,5	BW I	Tenggara Natal
179		14	06 04 48.50	0,79 N	98,56 E	69	3,8	BW I	Laut.Barat laut Natal
180		16	12 09 37.00	0,47 S	98,83 E	60	4,0	PPI	Laut selat Siberut
181		17	14 35 37.20	0,56 N	99,14 E	99	3,0	PPI	Laut selatan Natal
182		20	19 39 31.90	1,19 S	99,66 E	229	3,0	PPI	Selat Mentawai
183		23	12 09 53.90	1,32 S	99,17 E	149	4,9	PPI	Selat Mentawai
184		24	18 01 27.80	0,44 S	100,64 E	40	3,8	PPI	Batusangkar dsk
185		26	00 34 05.82	0,07 S	101,20 E	25	2,4	PPI	Bonjol dsk
186		30	21 56 28.50	3,28 S	99,57 E	266	3,8	PPI	Samudera Indonesia
187	Ags	01	20 33 10.53	0,51 S	100,51 E	07	3,1	PPI	Danau Singkarak dsk.
189		03	06 51 25.82	0,91 S	99,54 E	46	4,5	PPI	Selat Mentawai
191		04	20 38 56.26	0,28 S	100,44 E	09	3,7	PPI	Gunung Merapi dsk
193		07	13 51 07.45	0,94 S	99,02 E	80	3,6	PPI	Selat Mentawai
195			14 13 13.60	0,36 S	100,43 E	08	3,9	PPI	Gunung Merapi dsk

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
197		09	13 24 50.40	0,26 S	100,34 E	70	3,9	PPI	Bukit Tinggi dsk
199			17 13 34.20	0,20 N	99,86 E	30	3,9	PPI	B.dayu Lubuk Sikaping
201		10	05 49 37.40	0,32 N	98,10 E	30	3,9	BW I	Laut. Timur T. Dalam
203		11	02 03 13.30	0,88 N	98,51 E	33	3,8	PPI	L. Barat laut Natal
205			16 23 07.63	0,50 S	100,43 E	16	3,6	PPI	Danau Singkarak dsk.
207		12	16 23 07.60	0,47 S	100,47 E	14	3,6	PPI	Danau Singkarak dsk.
209		14	13 20 12.00	1,16 S	99,97 E	70	3,9	PPI	Selat Mentawai
211		19	02 03 42.84	2,89 S	100,72 E	77	4,7	PPI	Selat Mentawai
213		21	16 37 02.10	0,11 N	99,22 E	33	3,7	BW I	Selatan Natal
215		23	03 16 11.26	0,33 S	100,47 E	13	2,2	PPI	Gunung Merapi dsk
217		24	00 35 28.26	0,14 S	100,45 E	09	1,9	PPI	Gunung Merapi dsk
219		24	02 03 01.26	0,55 S	100,20 E	13	2,5	PPI	Gunung Tandikat dsk
221		24	02 38 03.26	0,53 S	100,32 E	11	2,5	PPI	Gunung Tandikat dsk
223		24	04 37 40.16	1,65 S	98,35 E	148	3,4	PPI	Samudera Indonesia
225		24	06 29 23.89	0,56 S	100,26 E	08	3,8	PPI	Gunung Tandikat dsk
227		24	11 25 58.78	0,24 N	100,36 E	39	3,6	PPI	Bonjol dsk
229		24	17 44 53.89	0,61 S	99,34 E	14	3,1	PPI	Gunung Tandikat dsk
230	Ags	25	07 52 01.70	0,26 S	99,63 E	32	3,9	PPI	Laut Bd Lubuk Sikaping
231			11 32 31.6	0,60 S	99,30 E	18	3,1	PPI	Gunung Tandikat dsk
232		26	17 05 10.60	1,03 S	98,97 E	131	3,6	PPI	Selat Mentawai
233			18 59 20.55	3,85 S	101,71 E	135	5,2	PPI	Samudera Indonesia
234		28	12 03 46.47	1,38 S	100,00 E	107	3,7	PPI	Selat Mentawai
235	Sept	04	18 40 43.20	0,03 S	100,61 E	75	3,6	PPI	Timur Laut B. Tinggi
236		05	04 50 02.70	0,28 N	98,48 E	30	3,9	PPI	Laut Pulau Pini dsk
237		07	02 48 09.40	3,67 S	98,91 E	70	4,3	PPI	Samudera Indonesia
238		11	13 14 18.75	1,29 S	98,72 E	163	4,0	PPI	Pulau Siberut dsk.
239		11	14 27 08.01	1,39 S	98,61 E	72	3,7	PPI	Samudera Indonesia
240		11	19 26 32.63	0,60 S	100,50 E	08	2,5	PPI	Danau Singkarak dsk
241		11	22 18 11.63	0,50 S	100,60 E	06	2,5	PPI	Danau Singkarak dsk
242		13	01 27 12.64	1,44 S	98,56 E	129	4,9	PPI	Samudera Indonesia
243		13	04 06 27.49	1,18 S	98,82 E	150	4,2	PPI	Pulau Siberut dsk.
244		13	18 53 23.63	0,51 S	100,51 E	07	2,4	PPI	Danau Singkarak dsk
245		16	09 41 21.70	0,52 S	99,49 E	33	3,9	PPI	Selat Mentawai
246		18	15 38 39.20	1,82 S	101,84 E	162	4,1	PPI	T.Laut Sungai Penuh
247		19	02 32 24.4	0,29 N	98,22 E	30	3,8	PPI	L. Barat P.Pini
248		22	18 02 06.26	0,56 S	100,50 E	16	1,8	PPI	Danau Singkarak dsk
249		27	17 25 07.26	0,56 S	100,42 E	11	2,2	PPI	Danau Singkarak dsk
250	Okt	01	00 41 12.06	1,80 S	98,20 E	229	4,6	PPI	Samudera Indonesia
251		03	20 23 31.63	0,39 S	100,52 E	05	2,3	PPI	Gunung Merapi dsk

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
252		04	00 20 47.63	0,53 S	100,42 E	03	2,2	PPI	Danau Singkarak dsk
253		05	22 09 18.26	0,52 S	100,43 E	13	2,3	PPI	Danau Singkarak dsk
254		05	11 22 32.93	0,57 S	99,43 E	72	3,0	PPI	Selat Mentawai
255			13 55 21.82	1,18 S	99,68 E	65	3,5	PPI	Selat Mentawai
256		06	05 38 01.60	0,65 S	98,70 E	107	2,7	PPI	Selat Mentawai
257			09 51 37.81	4,27 S	99,14 E	175	4,9	PGN	Samudera Indonesia
258		08	11 29 50.26	0,34 S	100,48 E	15	3,6	PPI	Gunung Merapi dsk
259		10	06 01 09.12	1,56 S	99,22 E	78	3,8	PPI	Selat Mentawai
260		11	06 16 19.23	1,08 S	98,92 E	137	4,7	PPI	Selat Mentawai
261		12	00 24 25.49	1,18 S	98,82 E	150	3,6	PPI	Pulau Siberut dsk.
262		13	13 57 30.14	3,32 S	99,10 E	278	4,8	PPI	Samudera Indonesia
263		14	01 13 30.00	0,85 S	100,36 E	110	4,0	PPI	Padang dsk
264		16	04 46 32.99	1,59 S	99,47 E	163	4,7	PPI	Selat Mentawai
265			13 31 35.63	0,43 S	99,93 E	06	3,3	PPI	Gunung Tandikat dsk
266			21 41 12.63	0,41 S	99,95 E	07	2,7	PPI	Gunung Tandikat dsk
267		18	09 43 52.38	1,57 S	98,95 E	169	3,7	PPI	Pulau Siberut dsk.
268			17 01 37.45	0,77 S	99,23 E	120	4,3	PPI	Selat Mentawai
269		21	12 17 17.26	0,30 S	100,42 E	09	2,2	PPI	Gunung Meraoi dsk
270		22	00 51 15.38	3,06 S	98,47 E	153	4,6	PPI	Samudera Indonesia
271			16 07 39.43	1,75 S	98,25 E	157	4,0	PPI	Samudera Indonesia
272		24	07 27 10.30	0,97 S	99,49 E	70	4,4	PPI	Selat Mentawai
273		26	18 24 28.97	1,24 S	99,38 E	62	4,1	PPI	Selat Mentawai
274		29	18 05 27.10	3,49 S	101,16 E	81	5,2	PPI	Samudera Indonesia
275		31	22 07 02.34	1,38 S	99,47 E	83	4,7	PPI	Selat Mentawai
276	Nov	05	18 18 55.64	1,37 S	98,58 E	195	4,1	PPI	Samudera Indonesia
277		05	23 19 20.26	0,35 S	100,50 E	15	3,1	PPI	Gunung Merapi dsk
278		06	08 16 59.30	0,25 N	98,41 E	31	3,4	PPI	Laut Lambak
279		06	14 38 47.89	0,64 S	100,52 E	17	3,6	PPI	Danau Singkarak dsk
280		08	03 14 33.26	0,54 S	100,28 E	14	3,1	PPI	Gunung Tandikat dsk
281		08	14 36 32.26	0,54 S	100,28 E	14	3,1	PPI	Gunung Tandikat dsk
282		10	18 46 55.26	0,56 S	100,50 E	15	2,7	PPI	Danau Singkarak dsk
283		14	00 41 52.0	0,38 S	100,56 E	19	2,2	PPI	Gunung Merapi dsk
284		16	07 02 10.38	0,88 N	99,06 E	170	3,8	PPI	Laut B.Daya Natal
285		16	15 50 14.17	1,65 S	98,35 E	85	4,5	PPI	Samudera Indonesia
286		16	19 36 82.63	0,51 S	100,45 E	03	1,4	PPI	Danau Singkarak dsk
287		16	20 19 55.26	0,54 S	100,51 E	09	2,7	PPI	Danau Singkarak dsk
288		17	01 52 25.56	1,30 S	100,62 E	80	3,7	PPI	Painan dsk
289		24	14 49 30.0	0,10 S	100,11 E	31	3,7	PPI	Lubuk Sikaping dsk Laut tenggara pulau
290		28	13 15 42.7	1,00 N	98,60 E	78	3,2	PPI	Nias

DATA GEMPA BUMI YANG DAPAT DITENTUKAN PARAMETERNYA
DAERAH SUMATERA BARAT DAN SEKITAR
JANUARI S / D DESEMBER 2002
DARI STASIUN GEOFISIKA KLAS II PADANG PANJANG (PPI)

No	Bln	Origin Time			Koordinat Epicenter		h	M	Sumber	Keterangan
	Tgl	H	M	S	Latitude	Longitude	Km	SR		
1	2	3			4	5	6	7	8	9
01	01-01-02	19	32	26.08	0,33 S	101.15 BT	60	4.5	BW1	Kampar dsk
02	03-01-02	17	43	17.77	0.96 S	99.39 BT	108	3.6	PPI	Selat Mentawai
03	04-01-02	15	09	47.25	3.96 S	100.97 BT	62	5.3	PPI	Samudera Indonesia
04	05-01-02	09	06	41.23	0.84 S	100.01 BT	54	3.7	PPI	Selat Mentawai
05	07-01-02	00	12	01.70	0.85 S	100.80 BT	60	4.0	BW1	Tenggara Solok dsk
06		21	35	13.56	1.14 S	99.85 BT	35	4.3	PPI	Selat Mentawai
07	08-01-02	19	48	12.76	0.39 S	100.32 BT	13	2.7	PPI	Gunung Tandikat dsk
08	10-01-02	18	34	57.41	0.88 S	100.11 BT	42	3.7	PPI	Selat Mentawai
09	13-01-02	16	43	29.40	0.63 U	100.42 BT	141	4.2	BW1	Rokan Piau dsk
10		21	39	57.75	1.88 S	99.26 BT	89	3.9	PPI	Selat Mentawai
11	17-01-02	11	48	17.71	0.56 S	100.63 BT	05	3.0	PPI	Danau Singkarak dsk
12		22	21	25.7	0.69 S	100.49 BT	09	1.8	PPI	Danau Singkarak dsk
13	18-01-02	21	42	40.96	1.77 S	99.96 BT	45	3.4	PPI	Selat Mentawai
14		23	14	11.34	1.63 S	99.81 BT	100	3.5	PPI	Selat Mentawai
15	20-01-02	09	36	08.67	1.04 S	100.10 BT	58	3.4	PPI	Selat Mentawai
16	22-01-02	23	03	45.24	1.58 S	98.15 BT	184	4.9	PPI	Samudera Indonesia
17	23-02-02	05	33	42.50	0.47 U	98.70 BT	33	3.1	BW1	L. Utara pulau Pini
18	24-01-02	03	01	48.64	1.90 S	98.96 BT	129	3.5	PPI	Samudera Indonesia
19		08	22	10.89	0.36 S	100.59 BT	16	1.8	PPI	Gunung Merapi dsk
20		13	49	43.14	1.20 S	99.65 BT	49	2.9	PPI	Selat Mentawai
21		17	57	23.34	0.82 S	99.14 BT	80	3.8	PPI	Selat Mentawai
22	25-01-02	19	42	18.52	0.25 S	100.60 BT	28	2.3	PPI	Baso dsk.
23	27-01-02	11	04	01.82	1.33 S	99.87 BT	94	3.3	PPI	Selat Mentawai
24	01-02-02	05	29	10.05	2.73 S	99.26 BT	187	3.9	PPI	Samudera Indonesia
25		22	57	22.30	0.97 S	99.88 BT	46	3.8	PPI	Selat Mentawai
26	02-02-02	12	18	19.70	2.33 S	101.05 BT	136	4.4	BW1	Selatan Sungai Penuh
27	03-02-02	19	14	56.50	0.76 S	100.12 BT	30	4.5	BW1	Selat Mentawai
28	08-02-02	09	27	45.40	0.38 N	99.33 BT	41	3.5	BW1	Tenggara Natal
29		09	45	00.91	0.61 S	100.60 BT	20	1.6	PPI	Danau Singkarak dsk
30		12	49	26.52	0.63 S	100.63 BT	20	3.1	PPI	Danau Singkarak dsk
31	09-02-02	16	58	59.67	1.11 S	100.39 BT	46	4.1	PPI	Teluk Bayur dsk
32		16	59	24.60	0.88 N	98.15 BT	33	3.8	BW1	Laut Tenggara G. Sitoli
33	11-02-02	17	23	37.70	0.83 N	98.07 BT	30	2.7	BW1	Laut Timur Gomo P. Nias
34	13-02-02	15	18	42.48	3.21 S	101.08 BT	73	4.1	PPI	Selat Mentawai
35	15-02-02	20	56	31.26	0.47 S	100.46 BT	11	2.2	PPI	Danau Singkarak dsk
36		22	40	03.90	1.43 S	98.45 BT	98	3.1	PPI	Samudera Indonesia
37	17-02-02	03	04	32.50	0.61 N	99.94 BT	105	3.6	BW1	Baratlaut Lubuk Sikaping
38	20-02-02	04	30	21.39	0.26 S	100.29 BT	19	2.5	PPI	Gunung Tandikat dsk
39		05	04	03.07	0.31 S	100.29 BT	16	2.7	PPI	Gunung Tandikat dsk
40	22-02-02	00	40	36.89	0.30 S	100.55 BT	22	1.0	PPI	Gunung Merapi dsk
41		17	46	59.79	1.53 S	98.25 BT	108	3.4	PPI	Samudera Indonesia
42	23-02-02	03	24	46.30	1.01 N	98.23 BT	38	2.3	BW1	Laut Timur Tetehosi Nias
43	03-03-02	03	12	18.56	0.32 U	100.01 BT	49	3.6	PPI	Panti dsk
44	07-03-02	08	54	47.38	1.10 U	99.82 BT	115	4.2	BW1	Sipocin dsk

No	Bln	Origin Time	Koordinat	Epicenter	h	M	Sumber	Keterangan
	Tgl	H M S	Latitude	Longitude	Km	SR		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
45	07-03-02	12 05 00,80	0.54 S	99,93 BT	30	4.1	BWI	Selat Mentawai
46		21 40 56,60	0.42 S	99,52 BT	32	4.4	BWI	Selat Mentawai
47	08-03-02	17 12 51.10	0.16 U	99 19 BT	30	2.9	BWI	Laut, Sel. Ujung Tuan
48	11-04-02	02 2816.20	0.98 U	98,40 BT	70	3.4	BWI	Laut. Barat laut Natal
49	12-03-02	21 49 10.26	0.51 S	100.53 BT	09	2.9	PPI	Danau Singkarak dsk
50	13-03-02	04 11 40.76	0.35 S	100.50 BT	13	2.5	PPI	Gunung Merapi dsk
51		20 20 13,90	0.55 U	99.19 BT	43	4.0	BWI	Natal dsk
52	14-03-02	15 53 28.57	0.57 S	100.54 BT	15	2 7	PPI	Danau Singkarak dsk
53	15-03-02	11 11 06.40	0.52 U	99.39 BT	28	3.5	BWI	Natal dsk
54		11 37 46.50	0.84 U	99,34 BT	27	3.5	BWI	Natal dsk
55	17-03-02	02 43 36.56	0.74 U	99,37 BT	43	4.1	BWI	G. Sorik Merapi dsk
56		16 53 49.79	1.55 S	99.49 BT	71	3.3	PPI	Selat Mentawai
57		20 39 58.08	0.55 S	100.55 BT	11	1.8	PPI	Danau Singkarak dsk
58		21 05 17.26	0.58 S	100.47 BT	09	1.6	PPI	Danau Singkarak dsk
59	18-03-02	06 10 44.26	0.59 S	100.32 BT	03	2.2	PPI	Kayu Lamin dsk
60		22 24 12.6	1.52 S	100.34 BT	22	4.8	BWI	Selat Mentawai
61	20-03-02	13 23 00.21	0.54 S	100.64 BT	24	2.5	PPI	Danau Singkarak dsk
62	22-03-02	11 15 31.52	0.72 S	100.27 BT	13	1.7	PPI	Lubuk Alung dsk
63		17 41 52.33	1.54 S	99.32 BT	137	4.3	PPI	Selat Mentawai
64	23-03-02	05 21 21.67	0.66 S	99.78 BT	100	3.1	PPI	Selat Mentawai
65	25-03-02	05 56 58.16	0.62 U	98.92 BT	163	4.5	BWI	Laut Timur Pulau Nias
66	26-03-02	15 52 51,8	0.76 U	98,80 BT	43	3.7	BWI	Laut barat laut Natal
67	27-03-02	22 46 10,00	0.04 S	98,94 BT	40	4.5	BWI	Laut Timur Pulau Pini
68	28-03-02	01 49 40,80	0.15 S	98.81 BT	43	4.2	BWI	Laut Kepulauan Banyak
69	29-03-02	22 11 32.89	0.61 S	100.55 BT	23	1.6	PPI	Danau Singkarak dsk
70	04-04-02	11 01 14.89	0.36 S	100.59 BT	10	2.2	PPI	Gunung Merapi dsk
71		16 13 39.41	0.10 S	100.76 BT	46	2.2	PPI	Dangau-dangau dsk
72		20 06 32.15	0.62 S	100.07 BT	26	2.0	PPI	Pantai Pariaman dsk
73	07-04-02	06 23 33.13	1.24 S	98.84 BT	128	3.1	PPI	Pulau Siberut dsk
74	12-04-02	19 01 01.04	0.27 S	99.84 BT	54	3.2	PPI	Mandiingin dsk
75		20 18 37.49	1.86 S	98.77 BT	80	3.1	PPI	Selat Siberut dsk
76	15-04-02	00 14 14,90	2,29 S	100,41 BT	33	4.5	BWI	Selat Mentawai
77		14 42 06,80	0,87 S	101,29 BT	85	4.2	BWI	Tenggara Sijunjung
78	17-04-02	00 18 23.45	1.27 S	100.19 BT	87	3.8	PPI	Selat Mentawai
79		03 38 40.57	0.38 S	100.56 BT	11	2.0	PPI	Gunung Merapi dsk
80		19 06 00.55	1.56 S	101.50 BT	99	2.8	PPI	Talau Solok dsk
81	22-04-22	05 17 43,50	0,86 U	98,70 BT	162	3.9	BWI	Laut Barat laut Natal
82		06 15 13.32	0.34 S	100,58 BT	05	1.8	PPI	Gunung Merapi dsk
83	24-04-02	04 53 01,06	1,07 S	99,78 BT	86	3.0	PPI	Selat Mentawai
84	26-04-02	21 19 19.26	0.43 S	100,54 BT	10	1.3	PPI	Gunung Merapi dsk
85	28-04-02	08 16 07,30	0,63 S	98,88 BT	33	4.1	BWI	Laut Barat Pariaman
86		08 57 13.19	0.59 S	99.46 BT	51	2.3	PPI	Selat Mentawai
87	02-05-02	11 47 18.25	2.08 S	99.58 BT	174	4.0	PPI	Selat Mentawai
88	04-05-02	11 51 59,26	0.59 S	100.46 BT	11	2.3	PPI	Danau Singkarak dsk
89	06-05-02	03 31 44.14	1.20 S	99.65 BT	84	2.9	PPI	Selat Mentawai
90	11-05-02	03 24 20.26	0.39 S	100.53 BT	13	1.6	PPI	Gunung Merapi dsk
91		05 41 01.30	1.08 S	100.02 BT	37	3.2	PPI	Selat Mentawai
92	13-05-02	06 27 37.74	0.36 S	100.45 BT	12	1.8	PPI	Gunung Merapi dsk

No	Bln	Origin Time	dinat Epicenter		h	M	Sumber	Keterangan
	Tgl	H M S	Latitude	Longitude	Km	SR		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
93	13-05-02	10 02 24.76	0.35 S	100.50 BT	16	2.0	PPI	Gunung Merapi dsk
94	16-05-02	09 58 16.44	0.42 S	100.50 BT	09	1.3	PPI	Gunung Merapi dsk
95		13 31 04,19	1.39 S	100,51 BT	85	3.4	PPI	Painan dsk
96	17-05-02	00 39 23,56	1,07 S	99,78 BT	78	2.2	PPI	Selat Mentawai
97		15 54 23,01	1,84 S	99,01 BT	157	3.8	PPI	Selat Mentawai
98	22-05-02	03 34 28.39	0.63 S	100.27 BT	18	2.7	PPI	Kayu tanam dsk
99		10 55 28.34	1.36 S	101.34 BT	110	4.4	PPI	Solok dsk
100	25-05-02	04 25 45.60	0.62 S	98.95 BT	34	3.3	PPI	Selat Mentawai
101	26-05-02	15 37 08,75	0,12 U	98.67 BT	186	3.6	PPI	Laut selatan P. Pini dsk
102	27-05-02	11 32 27,82	1,37 S	99,94 BT	46	3.7	PPI	Selat Mentawai
103	31-05-02	15 00 54.21	2,51 S	98,34 BT	185	3.3	PPI	Samudera Indonesia
104	01-06-02	03 02 46.52	0,17 S	100,35 BT	20	2.0	PPI	Gunung Tandikat dsk
105	05-06-02	12 48 57.35	0,57 U	98,35 BT	168	4.3	PPI	Laut Tenggara Pulau Pini
106	18-06-02	04 10 52,34	3,12 S	99,06 BT	219	4.1	PPI	Samudera Indonesia
107		08 21 33,05	0,95 S	98,91 BT	27	3.8	PPI	Selat Mentawai
108		15 02 58,03	1,36 S	99,50 BT	132	3.7	PPI	Selat Mentawai
109		15 36 12,59	1.97 S	98,88 BT	172	4.1	PPI	Samudera Indonesia
110	24-06-02	05 29 44,97	0.80 S	99,67 BT	64	4.1	PPI	Selat Mentawai
111	27-06-02	02 51 44.97	1.00 S	99.86 BT	68	3.6	PPI	Selat Mentawai
112		04 29 33.08	1.28 S	99.57 BT	43	3.3	PPI	Selat Mentawai
113	01-07-02	10 35 26,80	0,62 U	98,25 BT	230	4.1	PPI	L. Barat Laut Pulau Pini
114		16 19 44,12	1,08 S	99,96 BT	72	3.3	PPI	Selat Mentawai
115	03-07-02	22 00 35,29	0,30 S	100,24 BT	22	2.7	PPI	Gunung Tandikat dsk
116	04-07-02	16 25 07,52	0,25 S	100,60 BT	26	2.6	PPI	Baso dsk
117	07-07-02	18 52 42.50	0.63 U	99.33 BT	33	4.0	BWI	Timur Natal
118	08-07-02	06 21 35.71	0.62 S	100,60 BT	25	3.0	PPI	Danau Singkarak dsk
119		07 41 26.70	0.58 S	100,62 BT	21	3.3	PPI	Danau Singkarak dsk
120		19 03 24,39	0,65 S	100,49 BT	22	2.5	PPI	Danau Singkarak dsk
121		19 06 45.04	0.20 S	100,92 BT	58	2.4	PPI	Bangkinang dsk
122	09-07-02	01 20 22,89	0,57 S	100,58 BT	13	3.7	PPI	Sulit Air dsk
123		04 55 35,73	3,63 S	100,79 BT	85	4.5	PPI	Samudera Indosia
124		16 00 03,36	0,26 U	98,97 BT	175	3.6	PPI	L. Timur Laut Pulau Pini
125	16-07-02	14 29 11.79	0.18 U	99.13 BT	104	3.1	PPI	Laut Timut Pulau Pini
126	17-07-02	05 47 00.92	2.90 S	100,80 BT	85	4.0	PPI	Selat Mentawai
127	18-07-02	10 36 09,93	1.20 S	100,10 BT	65	3.7	PPI	Selat Mentawai
128	21-07-02	06 28 25,40	1,02 S	100,11 BT	69	4.5	BWI	Selat Mentawai
129	22-07-02	10 47 58,10	1.23 S	100,88 BT	65	4.0	BWI	Timur Painan
130	24-07-02	07 29 00,58	1.28 S	101,22 BT	116	4.2	PPI	Solok dsk
131	25-07-02	09 32 04.10	1,05 U	98,74 BT	39	3.0	BWI	Laut barat Singkuang
132	26-07-02	06 19 45.50	0.21 U	100.69 BT	24	3.7	BWI	Timur Lubuk Sikaping
133	27-07-02	01 44 11,30	1,17 S	100,24 BT	52	3.1	PPI	Selat Mentawai
134	29-07-02	17 18 55,58	1.21 S	99,51 BT	40	3.6	PPI	Selat Mentawai
135	30-07-02	01 19 58,12	1.82 S	99,03 BT	200	3.8	PPI	Samudera Indosia
136	02-08-02	06 05 04.41	0,90 U	99.82 BT	99	3.8	BWI	Padangsidempuan dsk
137	03-08-02	00 16 08,14	4.14 S	99,94 BT	98	4.5	PPI	Samudera Indonesia

No	Bln	Origin Time	Koordinat	Epicenter	h	M	Sumber	Keterangan
	Tgl	H M S	Latitude	Longitude	Km	SR		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
138	03-08-02	10 39 55,10	1,17 U	98,99 BT	60	3.5	BWI	Padangsidempuan dsk
139	04-08-02	05 02 19,72	1,23 S	99,82BT	30	4.3	BWI	Selat Mentawai
140	06-08-02	00 32 32,70	1,19 U	98,19 BT	42	2.4	BWI	Laut Tengg G>Sitoli
141		13 56 40,52	0.74 S	100,35 BT	24	2.6	PPI	Lubuk alung dsk
142	11-08-02	06 55 18,60	0,17 U	98,28 BT	43	4.2	BWI	Pulau tanah masa
143	13-08-02	16 30 12,32	4.04 S	101.19 BT	86	4.6	PPI	Samodera Indonesia
144	16-08-02	00 27 19,89	0.34 S	100,58 BT	21	2.2	PPI	Gunung Merapi dsk
145	23-08-02	21 50 32,84	3,35 S	99,67 BT	228	4.5	PPI	Samudera Indonesia
146	25-08-02	03 11 09,63	0.40 S	100,44 BT	07	2,0	PPI	Gunung Merapi dsk
147		07 30 57,38	1.30 S	98,71 BT	85	3.1	PPI	Pulau Siberut .
148	28-08-02	11 09 56.71	1.33 S	99.52 BT	78	3.6	PPI	Selat Mentawai
149	31-08-02	05 59 01,44	0,42 S	100,50 BT	12	2.0	PPI	Gunung Merapi dsk
150	05-09-02	00 32 02.57	0.59 S	100.53 BT	12	3.8	PPI	Danau Singkarak dsk
151	06-09-02	17 03 38.93	1.02 S	99.83 BT	72	2.2	PPI	Selat Mentawai
152	07-09-02	02 38 56,41	0,94 S	100,56 BT	24	3.3	PPI	Koto Gadang dsk
153		03 40 02,01	1,99 S	99,17 BT	182	3.6	PPI	Selat Bunga Laut dsk
154	09-09-02	18 27 54,16	1.41 S	99,45 BT	85	3.8	PPI	Selat Mentawai
155	10-09-02	06 56 06,27	1,25 S	99,60 BT	72	3.0	PPI	Selat Mentawai
156		15 25 59,97	1,43 S	99,42 BT	88	3.6	PPI	Selat Mentawai
157		20 05 45,57	0,58 S	100,53 BT	12	2.3	PPI	Danau Singkarak dsk
158	14-09-02	23 46 32.93	1.25 S	100.50 BT	68	2.8	PPI	Tarusan dsk
159	15-09-02	15 40 12,60	1.84 S	99,94 BT	141	3.3	PPI	Selat Mentawai
160	16-09-02	04 19 10,26	0,60 S	100,43 BT	13	3.1	PPI	Danau Singkarak dsk
161		11 10 35,26	0.59 S	100,44 BT	13	2.9	PPI	Danau Singkarak dsk
162		15 33 51,26	0.60 S	100,43 BT	10	2.2	PPI	Danau Singkarak dsk
163		22 28 16,38	2,25 S	99,80 BT	163	3.3	PPI	Selat Mentawai
164	19-09-02	17 10 55,87	3.03 S	100,82 BT	89	4.8	PPI	Selat Mentawai
165	20-09-02	01 16 48,08	1.44 S	99,78 BT	108	3.5	PPI	Selat Mentawai
166		12 35 20,86	1,17 S	98,97 BT	141	4.1	PPI	Selat Mentawai
167	04-10-02	21 36 51,79	1,53 S	98,25 BT	176	4.7	PPI	Samudera Indonesia
168	07-10-02	04 39 48,26	0.55 S	100,51 BT	05	2.5	PPI	Danau Singkarak dsk
169	10-10-02	20 47 09,21	1.67 S	99,59 BT	119	2.8	PPI	Selat Mentawai
170	13-10-02	13 15 33,49	1.95 S	99,65 BT	147	3.3	PPI	Selat Bunga laut
171	15-10-02	22 46 27,06	2,87 S	101,20 BT	84	4.1	PPI	Selat Mentawai
172	19-10-02	19 38 01,45	0,36 S	100,45 BT	11	3.3	PPI	Gunung Merapi dsk
173	21-10-02	16 53 17,89	0,55 S	100,59 BT	16	2	PPI	Danau Singkarak dsk
174		23 13 29,52	0,70 S	100,24 BT	15	2.3	PPI	Lubuk Alung dsk
175	27-10-02	15 10 31,52	0,71 S	100,54 BT	12	2.5	PPI	Danau Singkarak dsk
176	29-10-02	07 56 41,95	1,06 S	99,49 BT	32	3.5	PPI	Selat Mentawai
177		12 53 04,83	1,87 S	98,98 BT	127	3.5	PPI	Samudera Indonesia
178	01-11-02	12 48 15.04	0.87 S	99.99 BT	39	2.6	PPI	Selat Mentawai
179	05-11-02	23 09 35,60	1,76 S	99,75 BT	65	2.6	PPI	Selat Mentawai
180	07-11-02	13 03 41,56	1.28 S	100,12 BT	29	3.3	PPI	Selat Mentawai
181	10-11-02	15 03 58,38	1,23 S	99,55 BT	139	3.3	PPI	Selat Mentawai
182	15-11-02	05 54 50,62	0,85 S	99,62 BT	39	2.9	PPI	Selat Mentawai

No	Bln	Origin Time			dinat Epicenter		h	M	Sumber	Keterangan
	Tgl	H	M	S	Latitude	Longitude	Km	SR		
1	2	3			4	5	6	7	8	9
183	15-11-02	15	15	34,89	0.58 S	100,58 BT	06	2.7	PPI	Danau Singkarak dsk
184	17-11-02	13	08	58,45	1.43 S	99,91 BT	80	3.0	PPI	Selat Mentawai
185		14	41	57,45	0.94 S	99,42 BT	80	2.7	PPI	Selat Mentawai
186	21-11-02	12	28	33,67	1.08 S	100,19 BT	22	3.3	PPI	Selat Mentawai
187		23	22	11,45	1.49 S	100,05 BT	36	3.3	PPI	Selat Mentawai
188	22-11-02	06	05	06,26	0,56 S	100,50 BT	14	3.7	PPI	Danau Singkarak dsk
189		06	10	14,26	0,53 S	100,52 BT	06	3.5	PPI	Danau Singkarak dsk
190		06	18	05,26	0.58 S	100,48 BT	10	3.3	PPI	Danau Singkarak dsk
191		06	45	40,26	0.52 S	100,52 BT	05	2.7	PPI	Danau Singkarak dsk
192		07	33	25,26	0,39 S	100,52 BT	09	2.7	PPI	Gunung Merapi dsk
193		08	14	41,26	0,37 S	100,51 BT	06	2.9	PPI	Gunung Merapi dsk
194		09	11	39,26	0,41 S	100,54 BT	08	3.5	PPI	Gunung Merapi dsk
195		21	57	18,18	3.15 S	99,50 BT	167	4.1	PPI	Samudera Indonesia
196	23-11-02	09	39	18,93	0,95 S	99,76 BT	56	3.3	PPI	Selat Mentawai
197	24-11-02	03	12	21,39	0,59 S	100,57 BT	11	3.3	PPI	Danau Singkarak dsk
198	04-12-02	20	24	29,23	1.82 S	99,71 BT	115	4.1	PPI	Selat Mentawai
199	11-12-02	21	38	21,56	1.03 S	99,73 BT	33	4.2	PPI	Selat Mentawai
200	25-12-02	16	06	27,60	0.19 U	99,10 BT	107	3.0	PPI	Selat Mentawai
201	29-12-02	22	28	49,12	2.02 S	99,62 BT	128	3.3	PPI	Selat Mentawai

Lampiran III

DATA GEMPA BUMI YANG DAPAT DITENTUKAN PARAMETERNYA
DAERAH SUMATERA BARAT DAN SEKITAR
JANUARI S / D DESEMBER 2003

No	Bln	Tgl	Origin Time			Koordinat Epicenter		h	M	Sumber	Keterangan
			H	M	S	Latitude	Longitude	Km	SR	Data	
1	2	3	4			5	6	7	8	9	10
1	Jan	01	06	21	08.49	1.85 S	99.47 E	89	3.3	PPI	Selat Mentawai
2		01	07	50	39.89	0.43 S	100.61 E	07	1.8	PPI	Batu Sangkar dsk
3		02	07	18	21.24	2.43 S	99.90 E	98	3.9	PPI	Selat Mentawai
4		06	19	10	01.94	0.56 S	100.43 E	06	2.3	PPI	Danau Singkarak dsk
5		07	22	19	15.0	0.56 S	100.50 E	14	2.5	PPI	Danau Singkarak dsk
6		08	00	59	04.26	0.60 S	100.29 E	09	2.3	PPI	Kayu Tanam dsk
7		09	04	42	53.15	1.12 N	98.18 E	30	4.4	BW1	Laut Tengg. G. Sitoli
8		09	17	34	00.01	2.21 S	99.52 E	144	3.4	PPI	Samudera Indonesia
9		10	15	19	22.91	0.67 N	98.52 E	39	4.7	PPI	Laut Tengg. G. Sitoli
10		10	15	26	59.69	0.71 N	98.01E	42	4.9	PPI	Laut Tengg. G. Sitoli
11		11	00	47	17.93	1.23 S	100.59 E	78	3.0	PPI	Tambang Pes-Sel
12		11	12	27	36.52	0.25 S	100.60E	18	1.8	PPI	Kototangah T. Datar
13		12	15	51	37.80	0.20 U	97.71 E	109	4.1	BW1	Samudera Indonesia
14		13	14	15	09.76	0.59 S	100.49 E	07	1.8	PPI	Danau Singkarak dsk
15		14	17	42	06.50	0.28 N	98.19 E	39	3.4	BW1	Laut Tengg. G. Sitoli
16		16	12	39	37.26	0.56 S	100.50 E	11	1.8	PPI	Danau Singkarak dsk
17		16	17	15	05.26	0.56 S	100.50 E	09	1.8	PPI	Danau Singkarak dsk
18		19	02	55	17.84	3.38 S	100.96 E	81	4.5	PPI	Samudera Indonesia
19		19	04	45	44.54	0.53 S	100.47 E	07	2.0	PPI	Danau Singkarak dsk
20		20	06	12	33.09	0.47 N	98.97 E	43	3.6	BWI	Laut B.Daya Natal
21		20	16	46	54.78	0.53 S	100.27 E	10	3.5	PPI	Kayu Tanam dsk
22		20	16	47	23.28	0.53 S	100.27 E	10	3.6	PPI	Kayu Tanam dsk
23		20	21	46	24.10	3.56 S	100.82 E	89	4.4	PPI	Samudera Indonesia
24		21	14	11	32.26	0.50 S	100.26 E	11	2.5	PPI	Kayu Tanam dsk
25		21	11	25	05.26	0.58 S	100.32 E	08	2.2	PPI	Kayu Tanam dsk
26		21	14	16	71.26	0.59 S	100.35 E	11	2.0	PPI	Kayu Tanam dsk

27		22	10 32 22.44	0.52 S	100.31 E	06	2.0	PPI	Kayu Tanam dsk
28		23	04 05 20.26	0.56 S	100.30 E	16	3.6	PPI	Kayu Tanam dsk
29		23	05 37 10,26	0.58 S	100.32 E	10	2.3	PPI	Kayu Tanam dsk
30		23	07 25 01,26	0.55 S	100,29 E	04	2.6	PPI	Kayu Tanam dsk
31		24	10 48 39.10	1.11 S	99.10 E	107	3,1	PPI	Selat Mentawai
32		24	16 58 19.07	0.31 S	100.29 E	08	2,7	PPI	Gunung Tandikat dsk
33		24	17 06 16.26	0.34 S	100.32 E	07	2,9	PPI	Gunung Tandikat dsk

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
34	Jan	24	17 06 53.26	0.34 S	100.31 E	08	3,5	PPI	Gunung Tandikat dsk
35		24	20 36 28.26	0.34 S	100.32 E	08	3,5	PPI	Gunung Tandikat dsk
36		24	20 50 35.44	0.40 S	100.31 E	03	2,6	PPI	Gunung Tandikat dsk
37		25	03 05 27,26	0,34 S	100,31 E	09	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
38		25	04 32 09,99	0,37 S	100,26 E	08	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
39		25	05 18 33,89	0,27 S	100,28 E	12	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
40		25	07 10 49,57	0.36 S	100,25 E	10	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
41		26	04 25 12.57	0.32 S	100,27 E	13	3.5	PPI	Gunung Tandikat dsk
42		26	04 26 23,94	0.33 S	100.25 E	12	3.2	PPI	Gunung Tandikat dsk
43		26	04 26 57,21	0.34 S	100.28 E	13	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
44		26	04 30 41.99	0.33 S	100,32 E	09	3.1	PPI	Gunung Tandikat dsk
45		27	12 26 20.82	1.44 S	100.64 E	26	4.3	PPI	Selat Mentawai
46		30	03 56 20.02	0.59 S	100.67 E	14	2,6	PPI	Danau Singkarak dsk
47		30	14 30 04.82	0.83 S	99.45 E	54	3,2	PPI	Selat Mentawai
48	Feb	02	20 16 27,57	2.27 S	100.76 E	126	3.6	PPI	Selat Mentawai
49		02	23 52 14,12	1.14 S	100,06 E	47	3.4	PPI	Selat Mentawai
50		03	11 46 10.42	3.80 S	100.26 E	33	5,5	PGN	Samudera Indonesia
51		10	01 50 25.56	1.27 S	100.07 E	47	2.9	PPI	Selat Mentawai
52		12	19 32 05.19	1.30 S	99,97 E	69	3.0	PPI	Selat Mentawai
53		15	16 21 22,26	0,52 S	100,52 E	13	2,2	PPI	Danau Singkarak dsk
54		17	19 05 29.45	0.15 N	99.49 E	77	3.2	PPI	L.Pantai Pasaman
55		18	00 44 39,38	1.30 S	98,71 E	85	3.2	PPI	Pulau Siberut dsk
56		19	12 29 51.89	0.55 S	100.59 E	16	1,9	PPI	Danau Singkarak dsk

57		23	10 06 58.20	0.40 S	100.30 E	15	2,8	PPI	Padang Panjang dsk
58		23	11 58 22.26	0.39 S	100.53 E	11	2,1	PPI	Gunung Merapi dsk
59		24	17 36 34.54	2.62 S	101.04 E	171	3,8	PPI	Samudera Indonesia
60		26	13 43 55.63	0.75 S	99.81 E	29	3,4	PPI	Selat Mentawai
61	Mar	01	02 44 48.38	0.99 S	99.66 E	47	4,3	PPI	Selat Mentawai
62		06	17 13 53.68	1.92 S	99.66 E	73	3,6	PPI	Selat Mentawai
63		08	17 08 26.94	0.54 S	100.46 E	07	1,5	PPI	Danau Singkarak dsk
64		09	19 53 14.45	1.06 S	99.49 E	58	2,9	PPI	Selat Mentawai
65		15	07 57 03.49	2.11 S	100.16 E	50	3,8	PPI	Selat Mentawai
66		15	15 45 41.49	1.64 S	99.21 E	61	3.0	PPI	Selat Mentawai
67		21	03 17 12.82	1.37 S	99.94 E	75	3,1	PPI	Selat Mentawai
68		22	02 08 07.49	1.76 S	99.35 E	155	3.2	PPI	Selat Mentawai
69		23	18 31 20,43	1.02 S	99.88 E	34	3.5	PPI	Selat Mentawai
70		26	08 24 44,30	1.11 S	100.07 E	53	3.0	PPI	Selat Mentawai

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
34	Jan	24	17 06 53.26	0.34 S	100.31 E	08	3,5	PPI	Gunung Tandikat dsk
35		24	20 36 28.26	0.34 S	100.32 E	08	3,5	PPI	Gunung Tandikat dsk
36		24	20 50 35.44	0.40 S	100.31 E	03	2,6	PPI	Gunung Tandikat dsk
37		25	03 05 27,26	0,34 S	100,31 E	09	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
38		25	04 32 09,99	0,37 S	100,26 E	08	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
39		25	05 18 33,89	0,27 S	100,28 E	12	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
40		25	07 10 49,57	0.36 S	100,25 E	10	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
41		26	04 25 12.57	0.32 S	100,27 E	13	3.5	PPI	Gunung Tandikat dsk
42		26	04 26 23,94	0.33 S	100.25 E	12	3.2	PPI	Gunung Tandikat dsk
43		26	04 26 57,21	0.34 S	100.28 E	13	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
44		26	04 30 41.99	0.33 S	100,32 E	09	3.1	PPI	Gunung Tandikat dsk
45		27	12 26 20.82	1.44 S	100.64 E	26	4.3	PPI	Selat Mentawai
46		30	03 56 20.02	0.59 S	100.67 E	14	2,6	PPI	Danau Singkarak dsk
47		30	14 30 04.82	0.83 S	99.45 E	54	3,2	PPI	Selat Mentawai
48	Feb	02	20 16 27,57	2.27 S	100.76 E	126	3.6	PPI	Selat Mentawai
49		02	23 52 14,12	1.14 S	100,06 E	47	3.4	PPI	Selat Mentawai
50		03	11 46 10.42	3.80 S	100.26 E	33	5,5	PGN	Samudera

									Indonesia
51		10	01 50 25.56	1.27 S	100.07 E	47	2.9	PPI	Selat Mentawai
52		12	19 32 05.19	1.30 S	99.97 E	69	3.0	PPI	Selat Mentawai
53		15	16 21 22.26	0.52 S	100.52 E	13	2.2	PPI	Danau Singkarak dsk
54		17	19 05 29.45	0.15 N	99.49 E	77	3.2	PPI	L.Pantai Pasaman
55		18	00 44 39.38	1.30 S	98.71 E	85	3.2	PPI	Pulau Siberut dsk
56		19	12 29 51.89	0.55 S	100.59 E	16	1.9	PPI	Danau Singkarak dsk
57		23	10 06 58.20	0.40 S	100.30 E	15	2.8	PPI	Padang Panjang dsk
58		23	11 58 22.26	0.39 S	100.53 E	11	2.1	PPI	Gunung Merapi dsk
59		24	17 36 34.54	2.62 S	101.04 E	171	3.8	PPI	Samudera Indonesia
60		26	13 43 55.63	0.75 S	99.81 E	29	3.4	PPI	Selat Mentawai
61	Mar	01	02 44 48.38	0.99 S	99.66 E	47	4.3	PPI	Selat Mentawai
62		06	17 13 53.68	1.92 S	99.66 E	73	3.6	PPI	Selat Mentawai
63		08	17 08 26.94	0.54 S	100.46 E	07	1.5	PPI	Danau Singkarak dsk
64		09	19 53 14.45	1.06 S	99.49 E	58	2.9	PPI	Selat Mentawai
65		15	07 57 03.49	2.11 S	100.16 E	50	3.8	PPI	Selat Mentawai
66		15	15 45 41.49	1.64 S	99.21 E	61	3.0	PPI	Selat Mentawai
67		21	03 17 12.82	1.37 S	99.94 E	75	3.1	PPI	Selat Mentawai
68		22	02 08 07.49	1.76 S	99.35 E	155	3.2	PPI	Selat Mentawai
69		23	18 31 20.43	1.02 S	99.88 E	34	3.5	PPI	Selat Mentawai
70		26	08 24 44.30	1.11 S	100.07 E	53	3.0	PPI	Selat Mentawai

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
71	Mar	30	09 49 49.86	1.17 S	98.97 E	117	3.8	PPI	Samudera Indonesia
72	Apr	04	06 52 52.89	0.25 S	100.47 E	07	2.3	PPI	Gunung Merapi dsk
73		04	10 37 57.53	2.67 S	100.82 E	149	4.1	PPI	Selat Mentawai
74		04	15 07 23.26	0.59 S	100.40 E	11	2.0	PPI	Danau Singkarak dsk
75		05	18 33 03.20	0.28 S	100.58 E	23	2.5	PPI	Kabupaten Tanah Datar
76		07	07 03 02.05	1.56 S	99.29 E	99	4.0	PPI	Selat Mentawai.
77		12	09 04 22.84	0.69 S	100.17 E	29	2.2	PPI	Pariaman dsk
78		17	06 08 28.95	1.43 S	99.91 E	49	3.7	PPI	Selat Mentawai.
79		19	12 01 51.76	0.39 S	100.53 E	06	1.6	PPI	Gunung Merapi dsk
80		21	04 31 05.89	0.27 S	100.52 E	09	1.8	PPI	Gunung Merapi dsk
81		22	02 31 38.70	0.21 S	100.46 E	12	2.6	PPI	Gunung Merapi dsk

82			05 39 58.58	0.29 S	100.48 E	08	3.1	PPI	Gunung Merapi dsk
83			19 49 42.23	1.82 S	99.71 E	112	2.6	PPI	Selat Mentawai.
84		23	20 15 55.30	0.13 S	99.74 E	53	2.5	PPI	Selat Mentawai.
85			22 25 34.70	0.57 S	100.17 E	19	2.6	PPI	Pantai Pariaman dsk
86		24	04 40 25.15	0.71 S	100.14 E	23	2.8	PPI	Pantai Pariaman dsk
87		25	18 23 27.52	0.19 S	100.29 E	16	2.2	PPI	Gunung Tandikat dsk
88		26	04 50 28.41	0.91 S	100.17 E	37	3.2	PPI	Selat Mentawai.
89		29	06 09 35.56	1.24 S	100.01 E	54	3,4	PPI	Selat Mentawai.
90	Mei	01	15 39 00.93	0.10 S	99.68 E	59	2.8	PPI	Pantai Pasaman
91		02	07 19 39.70	4.66 S	101.83	33	5.5	PGN	Samudera Indonesia
92		07	19 51 32.56	1.30 S	100.61 E	23	3,8	PPI	Pantai Painan dsk
93		13	17 33 28.75	2.08 S	99.58 E	133	3.4	PPI	Pulau Spora dsk
94		25	02 40 03.08	1.42 S	99.75 E	62	3.7	PPI	Selat Mentawai
95		27	07 58 04.89	0.55 S	100.59 E	16	2,5	PPI	Danau Singkarak dsk
96		31	16 00 32.57	0.29 S	100.31 E	08	2.9	PPI	Gunung Tandikat dsk
97	Jun	05	16 58 59.30	1.46 S	99.89 E	83	3,7	PPI	Selat Mentawai
98		08	17 08 27.00	1.49 S	99.88 E	85	2,7	PPI	Selat Mentawai
99		09	07 57 36.29	1.76 S	99.84 E	57	3.0	PPI	Selat Mentawai
100			20 59 16.40	2.41 S	99.42 E	134	3,8	PPI	Selat Mentawai
101		21	23 58 42.56	0.03 N	99.67 E	26	3,6	PPI	Pantai sasak dsk
102		22	07 02 45.71	1.01 S	99.29 E	91	3,7	PPI	Selat Mentawai
103		23	10 08 59.89	0.65 S	100.49 E	21	2,3	PPI	Danau Singkarak dsk
104			16 37 05.15	0.20 S	100.14 E	23	2,7	PPI	Batu Kambing dsk
105		24	02 50 45,34	1.63 S	99.81 E	96	2.9	PPI	Selat Mentawai
106			12 13 08,34	1.70 S	99.98 E	43	3.6	PPI	Selat Mentawai

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
107	Jun	29	13 37 20.36	3.11 S	101.28 E	93	4.3	PPI	Samudera Indonesia
108	Jul	02	00 47 15.10	3.48 S	101.21 E	87	4.9	PPI	Samudera Indonesia
109		08	19 47 13.04	0.27 S	99.84 E	34	2.8	PPI	Pantai Kabupaten Agam
110		10	03 56 18.49	2.04 S	99.87 E	55	3.7	PPI	Selat Mentawai
111		11	23 41 44.39	0.39 S	100.19 E	07	1,8	PPI	Gunung Tandikat dsk
112		12	14 24 19.30	0.13 S	99.74 E	53	3,4	PPI	Pantai kabupaten

									Agam
113		14	20 00 08.08	0.97 S	99.36 E	85	4,7	PPI	Selat Mentawai
114		16	17 48 40.24	0.34 N	98.02 E	147	4.0	PPI	L.Utara P. Tanahmasa
115	Agt	01	00 47 29.67	1.08 S	100.19 E	38	2.9	PPI	Selat Mentawai
116		02	08 42 40.41	0.17 S	99.97 E	27	2.8	PPI	Gunung Ophir dsk
117		04	22 09 17.26	0.59 S	100.46 E	11	2.7	PPI	Danau Singkarak dsk
118			22 09 47.26	0.52 S	100.53 E	11	2.6	PPI	Danau Singkarak dsk
119		08	05 29 16.5	0.38 S	100.56 E	08	3.5	PPI	Gunung Merapi dsk
120		09	16 54 11.27	0.87 S	99.34 E	43	3.4	PPI	Selat Mentawai
121		11	01 49 19.19	0.93 S	99.58 E	31	3,5	PPI	Selat Mentawai
122		14	23 12 27.89	0.61 S	100,24	14	2,6	PPI	Kayu Tanam dsk
123			23 18 28.07	0.56 S	100.25 E	10	3,3	PPI	Kayu Tanam dsk
124		15	19 09 27.15	0.13 S	99.70 E	43	2,9	PPI	Pantai Kabupaten Agam
125		21	13 35 27.60	1.84 S	99.94E	48	4,1	PPI	Selat Mentawai
126		22	20 43 31.90	2.41 S	99.42 E	98	3,9	PPI	Samudera Indonesia
127		25	03 39 55.56	1.26 S	100.06 E	46	4,3	PPI	Selat Mentawai
128	Sep	01	12 18 29.07	0.31 S	100.50 E	10	2.2	PPI	Gunung Merapi dsk
129		02	20 56 11.19	1.30 S	99.97 E	69	3.7	PPI	Selat Mentawai
130			21 18 03.23	1.54 S	99.31 E	137	3.6	PPI	Selat Mentawai
131			21 19 53.49	1.38 S	99.00 E	89	3.4	PPI	Pulau Siberut dsk
132		03	14 59 30.89	0.30 S	100.55 E	14	2.2	PPI	Gunung Merapi dsk
133			21 07 33.56	1.27 S	100.07 E	65	3.6	PPI	Selat Mentawai
134		04	01 56 58.84	1.89 S	99.68 E	117	3.3	PPI	Selat Mentawai
135		11	14 50 17.89	0.34 S	100.58 E	06	2.2	PPI	Gunung Merapi dsk
136		15	00 48 12.32	2.86 S	99.19 E	121	3.6	PPI	Samudera Indonesia
137			18 15 03.64	0.29 N	99.65 E	67	2.9	PPI	Kabupaten Pasaman
138		16	01 06 11.64	1.44 S	100.01 E	40	2.9	PPI	Selat Mentawai
139			20 33 34.09	2.56 S	100.82 E	86	3.2	PPI	Selat Mentawai
140		18	13 19 10.45	0.61 S	100.55 E	64	4.4	PPI	Pantai Painan dsk
141			21 10 20.89	0.61 S	100.55 E	14	2.9	PPI	Danau Singkarak dsk

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
142	Sep	18	21 25 05.89	0.61 S	100.55 E	14	3.4	PPI	Danau Singkarak dsk
143			21 38 32.89	0.61 S	100.55 E	20	3.8	PPI	Danau Singkarak dsk
144		19	00 49 19.84	0.69 S	100.63 E	21	3.8	PPI	Danau Singkarak dsk
145			02 37 07.20	0.64 S	100.58 E	16	2.7	PPI	Danau Singkarak dsk
146			04 05 00.39	0.61 S	100.55 E	14	2.3	PPI	Danau Singkarak dsk
147			18 22 52.39	0.65 S	100.49 E	16	2.6	PPI	Danau Singkarak dsk
148		20	06 04 40.89	0.63 S	100.53 E	14	2.4	PPI	Danau Singkarak dsk
149			10 10 12.26	0.57 S	100.48 E	10	3.3	PPI	Danau Singkarak dsk
150			17 07 35.08	1.50 S	99.88 E	71	3.7	PPI	Selat Mentawai
151		21	12 35 12.89	0.58 S	100.58 E	14	2.6	PPI	Danau Singkarak dsk
152		26	04 28 32.51	1.30 S	99.90 E	28	4.0	PPI	Selat Mentawai
153			10 26 59.89	0.64 S	100.51 E	07	3.7	PPI	Danau Singkarak dsk
154			10 45 18.89	0.63 S	100.53 E	07	3.8	PPI	Danau Singkarak dsk
155			10 46 41.89	0.62 S	100.54 E	11	3.6	PPI	Danau Singkarak dsk
156			10 47 57.26	0.58 S	100.48 E	06	3.7	PPI	Danau Singkarak dsk
157	Okt	02	04 51 04.97	0.52 N	99.42 E	88	3.7	PPI	Pantai Natal dsk
158			04 56 85.19	0.98 S	99.61 E	50	2.7	PPI	Selat Mentawai
159			05 14 07.42	0.21 N	99.06 E	80	4.0	PPI	Selat Mentawai
160			12 51 20.57	0.39 S	100.56 E	09	2.9	PPI	Gunung Merapi dsk
161			21 54 08.97	0.31 N	99.25 E	97	4.1	PPI	Selat Mentawai
162		03	16 40 57.34	0.73 S	100.22 E	10	1.6	PPI	Pantai Pariaman dsk
163		04	10 04 02.78	0.83 S	100.17 E	12	3.6	PPI	Pantai Pariaman dsk
164		07	07 35 18.07	0.62 S	100.48 E	11	2.2	PPI	Danau Singkarak dsk
165		08	16 31 20.19	1.12 S	99.73 E	49	3.2	PPI	Selat Mentawai
166		13	04 22 44.29	4.45 S	101.20 E	86	4.4	PPI	Samudera Indonesia
167			05 43 40.26	0.59 S	100.46 E	09	3.0	PPI	Danau Singkarak dsk
168			19 45 00.19	1.27 S	99.91 E	48	2.9	PPI	Selat Mentawai
169		17	10 27 33.43	0.32 N	98.05 E	42	4.1	PPI	L.B. laut P. Pini
170		26	14 40 15.47	3.40 S	101.21 E	86	4.3	PPI	Samudera Indonesia
171	Nov	02	18 50 49.19	0.88 S	99.55 E	69	3.3	PPI	Selat Mentawai
172		03	17 47 94.82	0.07 N	99.52 E	36	4.3	PPI	Selat Mentawai

173			21 11 35.75	1.91 S	99.31 E	74	3.6	PPI	Selat Bunga laut
174		04	18 45 36.14	4.14 S	99.99 E	88	4.8	PPI	Samudera Indonesia
175		08	01 17 04.94	1.44 S	98.91 E	95	3,2	PPI	Selat Mentawai
176		10	11 11 03.52	0.70 S	100.24 E	15	2.5	PPI	Lubuk Alung dsk
177		13	12 23 07.19	1.08 S	99.69 E	28	4.4	PPI	Selat Mentawai

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
178	Nov	14	07 32 58.43	3 81 S	101.23 E	90	4.8	PPI	Samudera Indonesia
179		23	09 34 08.49	0 73 S	98.75 E	57	3.2	PPI	Selat Siberut dsk
180		29	03 17 43.06	2 57 S	98.98 E	75	3.9	PPI	Samudera Indonesia
181	Des	05	04 08 18.75	0.36 N	98.77 E	82	4.2	PPI	Laut utara pulau Pini
182		08	08 23 18.33	2.35 S	99.76 E	118	4.2	PPI	Selat Sipora
183		11	03 06 06.05	2.97 S	100.82 E	87	4.0	PPI	Selat Mentawai
184			18 21 34.24	2.84 S	99.60 E	147	4.1	PPI	Samudera Indonesia
185		12	03 31 59.23	2.55 S	100.66 E	56	3.7	PPI	Selat Mentawai
186		13	00 54 23.06	0.68 N	98.12 E	187	3.8	PPI	Laut tenggara pulau Pini
187			11 44 23.38	1.10 S	99.75 E	58	3.1	PPI	Selat Mentawai
188		17	07 56 54.05	2.57 S	98.98 E	108	3,9	PPI	Samudera Indonesia
189		26	16 53 18.63	1.84 S	99.94 E	85	4.0	PPI	Selat Mentawai

Lampiran IV

**DATA GEMPA BUMI YANG DAPAT DITENTUKAN PARAMETERNYA
DAERAH SUMATERA BARAT DAN SEKITARNYA
JANUARI S / D DESEMBER 2004**

No.	bln	tgl	jam	lintang	bujur	h	M	sumber	keterangan
01	Jan	16	00 27 54.82	-1,18	101,18	65	2.9	PPI	Gunung Gadang dsk
02	Jan	18	01 19 52.06	-0.78	99,91	31	2.6	PPI	Selat Mentawai
03	Jan	21	23 09 27.31	-2.11	99,98	82	3.2	PPI	Selat Mentawai
04	Jan	25	01 00 03.58	-0,82	99,29	39	4.2	PPI	Selat Mentawai
05	Jan	28	21 01 14.97	-0.02	99,09	81	3.0	PPI	Selat Mentawai
06	Jan	30	19 53 28.08	-1.56	100,03	68	3.6	PPI	Selat Mentawai
07	Jan	31	22 35 09.44	-0 53	100,47	10	1.8	PPI	Danau Singkarak dsk
08	Feb	01	21 45 53.72	0 53	98,41	100	4.3	PPI	Laut Utara pulau Pini
09	Feb	05	16 32 31.71	-1,63	100,01	73	3.5	PPI	Selat Mentawai
10	Feb	06	21 17 36.01	-1.33	99,96	72	2.6	PPI	Selat Mentawai
11	Feb	16	14 44 31.89	-0.62	100,45	16	5.6	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt V MMI
12	Feb	16	15 10 06.89	-0.60	100,44	14	3.1	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt III MMI
13	Feb	16	15 15 05.89	-0.58	100,43	12	3.3	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt III MMI
14	Feb	16	16 04 12.39	-0.56	100,42	10	3.2	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt III MMI
15	Feb	16	16 24 46.89	-0.55	100,41	09	4.0	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt IV MMI
16	Feb	16	18 27 48.39	-0.54	100,40	08	4.0	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt IV MMI
17	Feb	16	18 49 37.89	-0.53	100,42	07	3.4	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt III MMI
18	Feb	17	09 31 24.89	-0.52	100,44	06	2.8	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
19	Feb	17	14 17 47.89	-0.51	100,46	11	2.7	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt I MMI
20	Feb	17	18 37 16.89	-0.50	100,43	13	2.5	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
21	Feb	21	00 29 56.89	-058	100,44	10	3.5	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
22	Feb	21	00 35 50.89	-0.60	100,40	06	3.9	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt III MMI
23	Feb	22	13 46 29.20	-1.60	100,67	77	5.9	PPI	Pantai Painan dsk/Felt III MMI
24	Feb	23	22 00 11.39	-0.58	100,49	08	4.1	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt III MMI
25	Feb	23	22 04 57.39	-0.53	100,45	05	2.0	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
26	Feb	23	22 26 39.39	-0.54	100,46	07	3.1	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
27	Feb	23	22 26 50.89	-0.54	100,48	07	3.0	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
28	Feb	24	05 39 40.89	-0.49	100,43	11	3.2	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
29	Feb	24	20 20 38.91	-0.58	100,66	70	3.9	PPI	Pantai Painan dsk/Felt II MMI

MILIK PERPUSTAKAAN
UNIV. NEGERI PADANG

30	Feb	25	12 47 17.89	-0.50	100,43	05	2 7	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
31	Feb	26	17 21 59.12	-2.02	99,82	70	4.5	PPI	Selat Bunga Laut dsk
32	Mar	03	14 04 48.08	-0.78	99,28	118	4.1	PPI	Selat Mentawai
33	Mar	04	13 29 14.13	-0.41	100,45	03	1.2	PPI	Gunung Merapi dsk
34	Mar	07	16 17 59.89	-0.67	100,46	17	2.2	PPI	Gunung Rajo dsk
35	Mar	08	23 43 00.88	-3.90	101,26	92	4 5	PPI	Samudera Indonesia
36	Mar	13	06 06 55.30	-1.15	100,63	24	3 5	PPI	Alahan Panjang dsk
37	Mar	13	18 17 07.34	-1.73	100,71	63	2.6	PPI	Pantai Balai Salasa dsk
38	Mar	14	14 06 19.58	-1.57	100,06	88	3.6	PPI	Selat Mentawai
39	Mar	19	12 40 12.34	-0.04	99,15	77	3.8	PPI	Selat Mentawai
40	Mar	23	04 29 04.86	-5.72	103,59	166	5.8	PPI	Samudera Indonesia
41	Mar	23	15 51 33.88	-1.10	99,75	58	3.4	PPI	Selat Mentawai
42	Mar	23	19 27 04.88	-1.10	99,75	58	2.9	PPI	Selat Mentawai
43	Mar	25	07 00 19.89	-5.40	102,87	83	5.0	PPI	Samudera Indonesia
44	Mar	26	05 58 23.17	-1.77	99,96	81	4.1	PPI	Selat Mentawai
45	Apr	01	13 12 32.73	0.32	97,27	83	5.0	PPI	Samudera Indonesia
46	Apr	07	23 44 31.95	-1.48	97,83	106	4.2	PPI	Samudera Indonesia
47	Apr	07	23 48 16.97	-1,07	99,15	62	3.6	PPI	Selat Mentawai
48	Apr	09	01 55 46.63	-1.23	100,23	80	5.0	PPI	Selat Mentawai/Felt II MMI
49	Apr	11	10 23 43.026	-0.48	100,54	07	2.7	PPI	Gunung Rajo dsk/Felt II MMI
50	Apr	11	12 45 31.76	-0.47	100,56	06	1.2	PPI	Gunung Rajo dsk
51	Apr	21	17 51 05.99	-3.70	101,21	87	4.8	PPI	Selat Mentawai
52	May	04	10 25 36.26	-0.40	100,53	7	2.5	PPI	Gunung Merapi/Felt I MMI
53	May	05	09 43 37.94	-0.38	100,47	07	1.3	PPI	Gunung Merapi
54	May	10	18 29 26.52	-0.25	100,19	18	2.2	PPI	Gunung Tandikat
55	May	19	12 56 06.08	0.06	99,36	85	3.1	PPI	Selat Mentawai
56	May	26	04 26 18.88	-2.15	99,55	185	3.9	PPI	Selat Mentawai
57	May	27	08 32 11.76	-0.35	100,5	09	1.5	PPI	Gunung Merapi
58	May	27	12 17 49.33	-2.12	99,29	107	3.0	PPI	Selat Mentawai
59	May	28	12 49 44.97	-1,69	99,78	101	3.7	PPI	Selat Mentawai
60	May	29	10 23 25.10	-0.79	100,06	30	2.6	PPI	Pantai Pariaman dsk
61	May	30	08 59 22.27	-0.96	99,39	83	2.9	PPI	Selat Mentawai
62	Jun	02	20 25 15.44	0,36	100,45	08	1.6	PPI	Gunung Merapi dsk
63	Jun	03	15 49 49.28	-0,70	100,03	23	2.2	PPI	Pantai Kurataji dsk (PPI)
64	Jun	03	19 14 52.45	-0,94	99,42	80	2.7	PPI	Selat Mentawai
65	Jun	05	05 05 00.88	-0.96	99,64	48	2.9	PPI	Selat Mentawai
66	Jun	05	20 26 18.57	-0.51	100,57	06	2.1	PPI	Danau Singkarak dsk
67	Jun	07	19 38 57.62	-0.80	99,71	56	2.3	PPI	Selat Mentawai
68	Jun	11	11 15 40.89	-0,34	100,58	12	2.2	PPI	Gunung Merapi dsk

69	Jun	12	03 03 18.12	-0.32	98,83	78	4.4	PPI	L. Tenggara G. Sitoli
70	Jun	13	00 42 56.27	-0.64	99,28	39	3.8	PPI	Selat Mentawai
71	Jun	13	07 59 24.00	-2.97	99,56	156	3.3	PPI	Selat Mentawai
72	Jun	14	13 13 53.71	-1.56	99,84	55	3.4	PPI	Selat Mentawai
73	Jun	14	22 26 33.01	0.16	98,53	115	4.1	PPI	Selat Mentawai
74	Jun	17	15 10 11.05	-1.32	99,1	83	4.3	PPI	Selat Mentawai
75	Jun	19	08 24 47.49	-1.85	99,47	89	2.9	PPI	Selat Mentawai
76	Jun	19	17 56 25.26	-0.35	100,5	09	1.6	PPI	Gunung Merapi dsk
77	Jun	23	02 09 08.44	-0.38	100,47	07	1.4	PPI	Gunung Merapi dsk
78	Jun	23	19 43 55.66	-1.58	99,65	72	3.0	PPI	Selat Mentawai
79	Jun	25	15 25 29.5	-1.30	99,97	69	3.4	PPI	Selat Mentawai
80	Jun	26	23 12 51.04	-2.28	99,49	91	3.7	PPI	Samudera Indonesia
81	Jun	28	16 59 33.26	-3.54	100,29	09	2.7	PPI	Gunung Tandikat dsk
82	Jul	04	20 42 42.31	-3.01	99,55	158	3.3	PPI	Selat Mentawai
83	Jul	05	17 45 57.73	-3.32	99,97	235	3.9	PPI	Samudera Indonesia
84	Jul	07	22 02 23.12	-1.69	99,16	110	3.2	PPI	Selat Mentawai
85	Jul	10	08 35 20.67	-1.00	100,03	35	2.8	PPI	Selat Mentawai
86	Jul	11	09 27 40.86	-1.89	99,68	42	3.2	PPI	Selat Mentawai
87	Jul	11	16 41 52.67	-0.92	99,93	42	2.9	PPI	Selat Mentawai
88	Jul	13	05 09 48.89	-0.36	100,20	16	2.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
89	Jul	14	02 01 29.94	-0.38	100,47	07	1.8	PPI	Gunung Merapi dsk
90	Jul	14	06 51 43.60	-1.84	99,94	85	3.7	PPI	Selat Mentawai
91	Jul	14	21 33 33.82	-1.18	99,68	65	2.7	PPI	Selat Mentawai
92	Jul	16	22 14 07.07	-0.28	100.44	03	3.9	PPI	Batu sangkar dsk / Felt II MMI
93	Jul	17	01 13 53.43	-2,80	99,61	82	3.8	PPI	Samudera Indonesia
94	Jul	18	23 03 52.19	-0.43	100,06	24	3.4	PPI	Pantai Pariaman dsk (PPI)
95	Jul	21	09 36 12.71	-1.56	99,84	91	3.6	PPI	Selat Mentawai
96	Jul	22	23 25 47.46	-2,31	101,32	152	3.8	PPI	Pantai Tanjung Batu dsk
97	Jul	25	04 20 23.57	-0,30	100,49	09	3.2	PPI	Batu sangkar dsk / Felt II MMI
98	Jul	25	14 35 18.0	-2,45	104,0	600	7.3	PPI	Batayan Prop. Janbi dsk (PPI)
99	Jul	29	01 46 12.58	1,56	98,39	180	3.8	PPI	Samudera Indonesia
100	Jul	29	22 29 03.55	-2,46	99,29	99	3.2	PPI	Selat Mentawai
101	Jul	30	18 56 22.89	-0,58	100,20	12	2.5	PPI	Kayu Tanam dsk
102	Agt	04	04 44 05.76	-0,56	100,50	09	3.0	PPI	Danau Singkarak dsk
103	Agt	05	20 19 39.56	-0,07	99.62	39	3.0	PPI	Selat Mentawai
104	Agt	07	14 56 56.90	-1,53	99,86	54	3.2	PPI	Selat Mentawai
105	Agt	09	07 14 54.63	-0,53	100,28	03	2.0	PPI	Padang Panjang dsk
106	Agt	09	14 10 47.02	-0,18	100,31	11	3.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
107	Agt	11	05 19 45.75	-1,27	98.77	133	3.2	PPI	Pulau Siberut dsk

108	Agt	11	13 22 37.26	0,35	100,50	09	2.9	PPI	Gunung Merapi dsk
109	Agt	11	19 23 40.52	-0.72	100.27	13	1.8	PPI	Sicincin dsk
110	Agt	16	04 56 10,08	-1,28	99,57	74	3,6	PPI	Selat Mentawai
111	Agt	16	06 03 47,64	-2,28	99,49	149	3,9	PPI	Selat Mentawai
112	Agt	17	04 23 30,97	-1,61	99,63	74	3,7	PPI	Selat Mentawai
113	Agt	19	11 32 05,59	-1,06	99,49	46	3,7	PPI	Selat Mentawai
114	Agt	21	05 48 17,13	-0.40	100,45	05	1,8	PPI	G. Merapi dsk/Felt II MMI
115	Agt	21	08 00 36,34	-1,63	99,81	96	3,6	PPI	Selat Mentawai/Felt II MMI
116	Agt	21	19 58 04,63	-0,39	100,43	05	1,8	PPI	G. Merapi dsk/Felt II MMI
117	Agt	26	12 17 07.80	-0,05	99,79	21	3,6	PPI	Selat Mentawai
118	Agt	30	09 13 02.71	0,85	99,22	72	3,8	PPI	Selat Mentawai
119	Sep	02	12 13 50.31	-0,43	100,42	07	1,3	PPI	Padang Panjang dsk
120	Sep	04	18 05 37,57	-0,54	100,56	13	2,3	PPI	Danau Singkarak dsk
121	Sep	04	13 38 04,34	-1,63	99,81	96	3,1	PPI	Selat Mentawai
122	Sep	06	16 01 07,06	-2,03	97,24	259	4,7	PPI	Samudera Indonesia
123	Sep	07	03 22 57,49	-1,95	99,65	123	4,3	PPI	Selat Mentawai
124	Sep	07	11 12 28.98	-1.78	99,59	117	4,2	PPI	Selat Mentawai
125	Sep	10	22 44 26.41	-0,10	100,76	32	2.7	PPI	Batu Sangkar dsk
126	Sep	12	10 43 22.89	-0,26	100,30	05	3.5	PPI	Gumung Tandikat/II MMI PPI
127	Sep	13	15 33 331,89	-0,39	100,60	13	2,2	PPI	Gunung Merapi dsk
128	Sep	14	07 50 39.49	0,47	99,00	89	3.8	PPI	Selat Mentawai
129	Sep	14	08 02 49.90	-2,41	99,42	160	3.7	PPI	Selat Mentawai
130	Sep	15	07 28 03.95	-0,81	99,68	59	2.5	PPI	Selat Mentawai
131	Sep	16	19 56 31.95	-3,11	101,16	80	4.4	PPI	Selat Mentawai
132	Sep	19	14 52 00.20	-1,33	99,52	78	3,1	PPI	Selat Mentawai
133	Sep	22	11 33 58.02	-3,29	100,21	86	3.6	PPI	Selat Mentawai
134	Sep	23	05 22 29.26	-0,56	100,50	09	1.8	PPI	Danau Singkarak dsk
135	Sep	24	06 13 47.89	-0,30	100,24	14	2.3	PPI	Gunung Tandikat dsk
136	Sep	29	09 52 53.80	0,30	98,12	80	4.1	PPI	Samudera Indonesia
137	Okt	05	00 17 52.15	-0,14	100,22	18	2.2	PPI	Gunung Tandikat dsk (PPI)
138	Okt	05	15 58 28.16	-1,89	99,68	72	3.2	PPI	Selat Mentawai
139	Okt	07	18 20 42.44	-0,53	100,47	07	1.5	PPI	Gunung Rajo
140	Okt	08	08 12 07.32	-0,15	99,49	46	3.5	PPI	Selat Mentawai
141	Okt	10	13 09 38.30	-0,13	99,75	53	2.3	PPI	Selat Mentawai
142	Okt	11	12 47 43.07	-0,62	100,48	13	2.0	PPI	Gunung Rajo dsk
143	Okt	12	11 26 28.97	-1,69	99,78	101	3.7	PPI	Selat Mentawai
144	Okt	15	15 42 55.90	-2,63	100,18	47	3.2	PPI	Selat Mentawai
145	Okt	16	20 13 24.94	-0,41	100,49	08	1.3	PPI	Gunung Merapi dsk

146	Okt	17	07 14 23.44	-0,53	100.47	07	2.0	PPI	Gunung Rajo dsk
147	Okt	18	17 45 36.94	-0,53	100.47	07	1.6	PPI	Gunung Rajo dsk
148	Okt	23	12 45 54.49	-0,65	99.78	51	2.1	PPI	Pantai Pasaman dsk
149	Okt	25	03 44 42.30	-1,11	100.07	53	2.3	PPI	Selat Mentawai
150	Okt	25	18 57 06.26	-0,56	100.50	09	2.2	PPI	Gunung Rajo dsk
151	Okt	26	03 10 58.36	-1,01	100.12	45	3.0	PPI	Selat Mentawai
152	Okt	27	12 50 52.01	-1,33	99.96	72	3.3	PPI	Selat Mentawai
153	Okt	31	01 08 21.93	-1,02	99.83	51	2.8	PPI	Selat Mentawai
154	Okt	31	13 26 25.01	-2,21	99.51	144	3.5	PPI	Selat Mentawai
155	Nov	01	20 50 25.60	0,03	99.02	48	4.3	PPI	Selat Mentawai
156	Nov	03	07 39 15.71	-1,66	100,70	59	3.2	PPI	Pantai pesisir selatan dsk
157	Nov	05	18 52 59.95	-0,55	100,45	08	1,8	PPI	Gunung Rajo dsk
158	Nov	06	17 33 57.97	0,16	99,16	101	3.8	PPI	Pantai Airbangis dsk
159	Nov	09	23 20 51.71	-1,56	99,84	91	3.0	PPI	Selat Mentawai
160	Nov	12	06 18 51.21	-3,28	99,69	139	3.7	PPI	Samudera Indonesia
161	Nov	13	16 27 43.86	-1,59	99,27	102	3.2	PPI	Selat Mentawai
162	Nov	14	06 16 08.79	-1,46	99,39	90	3.1	PPI	Selat Mentawai
163	Nov	14	21 47 43.71	-1,56	99,84	91	3.1	PPI	Selat Mentawai
164	Nov	15	02 36 23.62	-1,14	100,06	56	3.5	PPI	Selat Mentawai
165	Nov	15	22 45 28.49	-1,11	100,18	111	3.6	PPI	Selat Mentawai
167	Nov	16	05 17 57.75	-1,2	100,02	38	4.0	PPI	Selat Mentawai
168	Nov	17	03 42 39.94	-0,53	100,47	07	1.6	PPI	Gunung Rajo dsk
169	Nov	22	05 59 43.26	-0,35	100.50	09	1.6	PPI	Gunung Merapi dsk
170	Nov	23	11 31 51.26	-0,33	100.46	11	2.9	PPI	Gunung Merapi dsk
171	Nov	24	08 49 37.30	-1,11	100.07	33	2.7	PPI	Selat Mentawai
172	Nov	26	11 43 58.52	-0,22	100,22	12	1.8	PPI	Gunung Tandikat dsk
173	Nov	27	09 55 50.15	0,29	100,07	16	3.1	PPI	Matur dsk
174	Nov	28	07 43 03.38	0,14	98,60	63	3.5	PPI	Selat Mentawai
175	Nov	29	15 37 07.27	-2,52	100.81	85	3.6	PPI	Selat Mentawai
176	Nov	29	16 07 49.01	-2,36	99.92	94	4.1	PPI	Selat Mentawai
177	Nov	30	14 17 38.16	-1,19	98.19	40	4.9	PPI	Samudera Indonesia
178	Dec	03	01 01 36.58	-2,99	99.13	208	3.7	PPI	Samudera Indonesia
179	Dec	04	03 07 00.76	-0,52	100,27	16	2.5	PPI	Kayu Tanam dsk
180	Dec	08	07 17 11.34	-1,72	100.08	63	3.5	PPI	Selat Mentawai
181	Dec	10	14 08 58.52	-0,25	100.19	18	2.6	PPI	Gunung Tandikat dsk
182	Dec	11	12 15 52.91	-1,82	100,13	80	4.7	PGN	Selat Mentawai
183	Dec	11	14 35 23.07	-0,33	100,53	11	2.0	PPI	Gunung Rajo dsk
184	Dec	11	16 28 06.71	-1.63	100,01	41	3.6	PPI	Selat Mentawai
185	Dec	13	02 18 12.89	-0,64	100,52	12	1.8	PPI	Danau Singkarak
186	Dec	13	18 51 58.88	-3,94	101,17	83	4.6	PPI	Samudera Indonesia

187	Dec	17	22 48 02,89	-0,27	100,52	12	1.8	PPI	Gunung Merapi dsk
188	Dec	18	16 33 28.56	-0,94	99,67	47	3.0	PPI	Selat Mentawai
189	Dec	18	17 35 35.30	-0,13	99,75	33	2.3	PPI	Pantai Lubuk Sikaping
190	Dec	20	03 12 02,34	-1,55	99,67	70	2,9	PPI	Selat Mentawai
191	Dec	22	07 33 28.94	-2,05	99,60	80	3.4	PPI	Selat Mentawai
192	Dec	25	07 30 16.07	-0,33	100,53	11	2.2	PPI	Gunung Merapi dsk
193	Dec	29	01 29 35.57	-0,33	100,53	11	3.7	PPI	Gunung Merapi dsk