

BAHAN AJAR
MATA KULIAH

SEISMOLOGI (3 SKS)



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

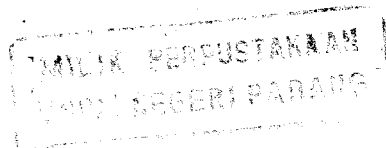
Untuk Mahasiswa Jurusan Fisika
FMIPA Universitas Negeri Padang

Disusun
oleh

Drs. Letmi Dwiridal, M.Si

STAF PENGAJAR JURUSAN FISIKA FMIPA
UNIVERSITAS NEGERI PADANG

2005



KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadirat 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

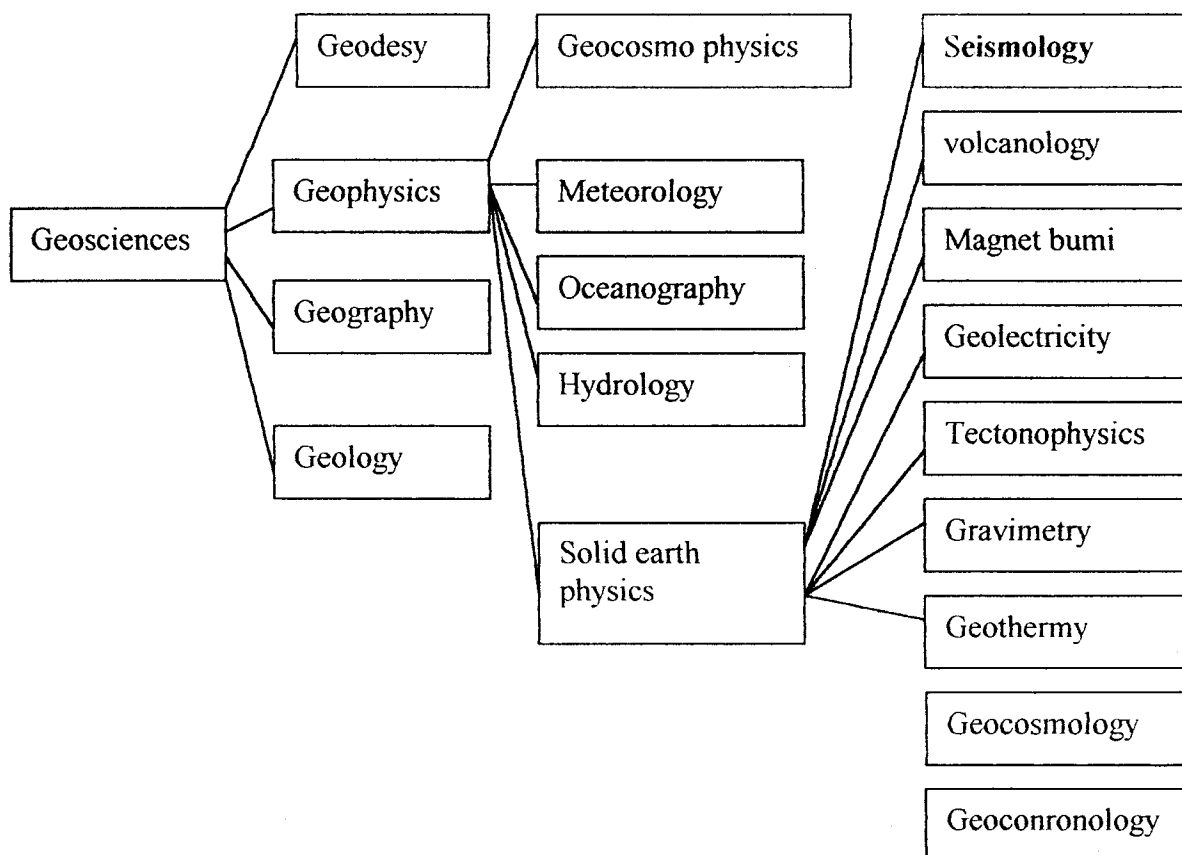
Seperti halnya dengan ilmu-ilmu pengetahuan lainnya, Seismologi telah berkembang menjadi sangat luas sekali dengan bertambahnya dengan beberapa cabang lainnya, tetapi penyelidikan tentang gempa bumi tetap merupakan bagian yang sebenarnya dari seismologi.

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 dilapangan).
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 mengindarkan ini karenanya observasi Geophysics lainnya seperti gravimetry, magnet bumi dll diikut sertakan sebagai data dan informasi pembanding.

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 volkanik 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 dibumi secara keseluruhan. Gempa bumi No. 1 dan 2 sebenarnya agak berkelebihan 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.

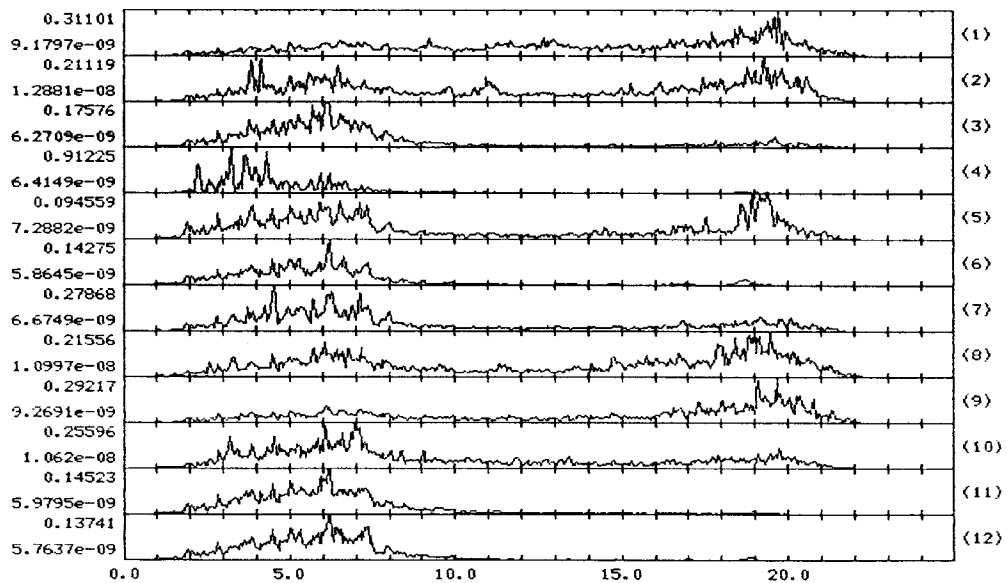
Untuk dapat menyatakan pengaruh gempa bumi dengan baik maka antara tahun 1874 dan 1878 DE ROSSI di Italy mengeluarkan Skala Intersitas gempa yang pertama didunia. Kemudian tahun 1881 FORREL di Switzerland mengeluarkan sekala serupa dan kemudian kedua sekala tersebut digabungkan menjadi Sekala Intersitas 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 magnitudo yang dapat dihitung dan dianalisis dari spektrum gempa bumi. Magnitudo 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 magnitudo gempa bumi dari lamanya getaran gempa bumi dengan menggunakan seismograph *Short Periode*, untuk menentukan magnitudo dengan memanfaatkan *time durasi*, dimana *time durasi* merupakan waktu terkecil dari suatu gempa.

Magnitudo mencerminkan keadaan sesungguhnya dari besarnya gempa bumi, tetapi tidak memberikan gambaran mengenai kerusakan yang disebabkan oleh gempa bumi. Dalam hal ini suatu gempa dengan magnitudo 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 magnitudo 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 magnitudo dan intensitas. Magnitudo 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 menyelidiki 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 menghindari 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 ke keadaan 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.

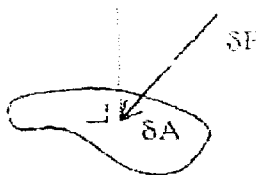
Suatu gaya luar yang bekerja pada suatu bidang dan dianggap benar-benar pada satu titik (gambar 1) dapat di hitung tegangan yaitu limit dari gaya yang bekerja pada titik tersebut dibagi dengan luas daerahnya atau secara matematika didefinisikan sebagai:

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

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

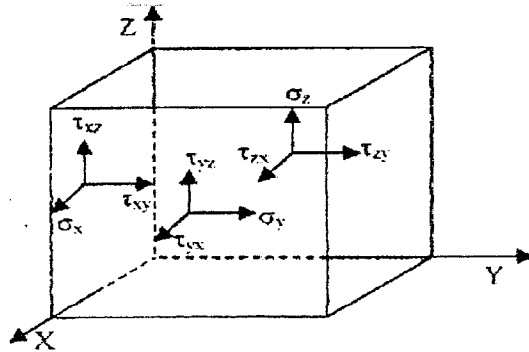
A = Luas daerah

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

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

Vektor stress yang bekerja pada bidang tegak lurus pada sumbu Y

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

Vektor stress yang bekerja pada bidang tegak lurus pada sumbu Z

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

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 dengan 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:

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

Oleh karena 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:

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

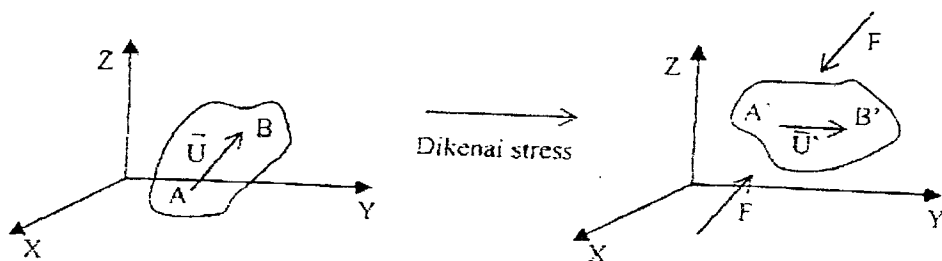
sehingga

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

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 bergeser sejauh U ke