



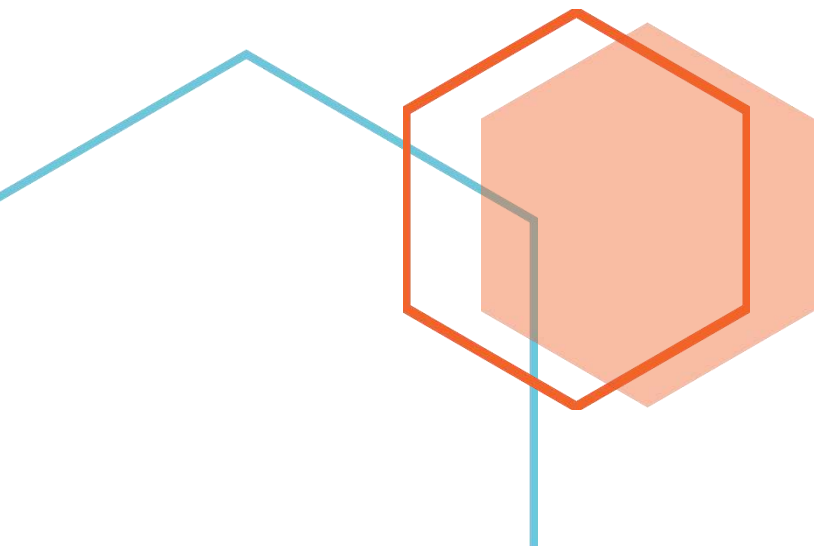
# SEISMOLOGI

(Dasar-dasar Seismologi dan Aplikasinya)

---

**Desi Kiswiranti**

PROGRAM STUDI S1 TEKNIK GEOLOGI  
FAKULTAS TEKNOLOGI MINERAL  
INSTITUT SAINS & TEKNOLOGI AKPRIND YOGYAKARTA  
2019



HALAMAN PENGESAHAN

**BUKU AJAR**  
**SEISMOLOGI**  
**(Dasar-dasar Seismologi dan Aplikasinya)**

DISETUJUI DAN DISAHKAN

Pada

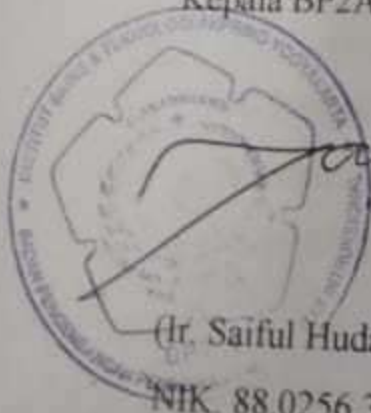
Yogyakarta, 16 Agustus 2019

Yogyakarta, 13 Agustus 2019

Penulis

Mengesahkan

Kepala BP2AI



(Ir. Saiful Huda, M.T., M.E.)

NIK. 88.0256.361 E

(Desi Kiswiranti, S.Si., M.Sc.)

NIK. 15.1285.738 E

## **KATA PENGANTAR**

Puji dan syukur dipanjatkan ke hadirat Tuhan Yang Maha Kuasa, karena telah terselesaikannya buku ajar Seismologi pada kesempatan ini. Buku ini merupakan buku acuan dasar bagi tingkat sarjana khususnya bagi mahasiswa Program Studi Teknik Geologi Fakultas Teknologi Mineral Institut Sains & Teknologi AKPRIND Yogyakarta. Buku ini bersifat dasar, pendahuluan atau pengenalan yang lebih sederhana apabila dibandingkan dengan referensi-referensi lain yang dipakai. Pengertian-pengertian dasar tentang gelombang seismik, mekanisme fokus, episenter serta hiposenter gempa, ukuran kekuatan gempa (magnitudo, energi, dan intensitas) menjadi hal yang pokok dalam buku ini. Selain itu, ditekankan juga teknik-teknik dasar dalam beberapa hal seperti pembuatan mekanisme fokus, penentuan episenter dan lain-lain.

Pada kesempatan ini penulis mengucapkan terimakasih kepada berbagai pihak, yaitu :

1. Rektor Institut Sains & Teknologi AKPRIND Yogyakarta melalui Badan Pengembangan Pendidikan Aktivitas Instruksional (BP2AI) IST AKPRIND, Dekan Fakultas Teknologi Mineral, dan Ketua Jurusan Teknik Geologi yang telah memfasilitasi penyusunan buku ajar Seismologi ini.
2. Rekan-rekan dosen di Jurusan Teknik Geologi yang telah membantu berbagi ilmu, sehingga materi diktat ini dapat disusun.



Penulis menyadari bahwa buku ajar Seismologi ini masih banyak kekurangan, sehingga kritik dan saran yang membangun sangat diharapkan. Akhirnya kami berharap mudah-mudahan buku ajar Seismologi ini dapat digunakan bagi yang memerlukannya.




Yogyakarta, 12 Agustus 2019

Penulis

## DAFTAR ISI

<b>HALAMAN PENGESAHAN</b>	<b>i</b>
<b>KATA PENGANTAR</b>	<b>ii</b>
<b>DAFTAR ISI</b>	<b>iii</b>
<b>DAFTAR GAMBAR</b>	<b>vi</b>
<b>DAFTAR TABEL</b>	<b>xii</b>
<b>BAB 1. PENDAHULUAN</b>	<b>1</b>
1.1 Sejarah Singkat Perkembangan Seismologi	3
1.2 Seismologi dan Masyarakat	20
1.3 Bahaya Kegempaan dan Resiko Gempa	21
✚ Latihan Soal	26
<b>BAB 2. TEORI ELASTISITAS</b>	<b>28</b>
2.1 Analisis Tegangan ( <i>Stress</i> )	30
2.2 Tensor Tegangan	31
2.3 Tegangan Geser Maksimum dan Patahan	34
2.4 Tegangan Deviatorik	36
2.5 Regangan ( <i>Strain</i> )	36
2.6 Hubungan Konstitutif Antara Tegangan dan Regangan	39
✚ Latihan Soal	41
<b>BAB 3. GELOMBANG SEISMIK</b>	<b>42</b>
3.1 Persamaan Gelombang Seismik	42
3.2 Tipe-tipe Gelombang Seismik	44
3.2.1 Gelombang Badan ( <i>Body Wave</i> )	45
3.2.2 Gelombang Permukaan ( <i>Surface Wave</i> )	47
3.3 Refleksi dan Transmisi Gelombang Badan	49
✚ Latihan Soal	50
<b>BAB 4. SEISMOMETER DAN JARINGAN SEISMOLOGI</b>	<b>58</b>
4.1 Prinsip Dasar Seismometer	59

4.2 Sistem Pendulum Inersial	60
4.3 <i>Noise</i> Bumi	61
4.4 Seismometer dan Seismograf	63
4.5 Tipe-tipe Jaringan	67
4.5.1 Jaringan Global	67
4.5.2 <i>Array</i>	68
4.5.3 Jaringan Regional	69
 Latihan Soal	70
<b>BAB 5. SEISMOGRAM</b>	<b>71</b>
5.1 Sinyal Seismik	71
5.2 Fasa-fasa Gelombang Seismik dari Suatu Gempa	72
5.2.1 Fasa-fasa Gelombang Badan	73
5.2.1.1 Fasa-fasa Dalam Kerak Bumi	74
5.2.1.2 Fasa-fasa Dalam Bumi Global	76
5.2.2 Tatanama Gelombang Permukaan	81
 Latihan Soal	82
<b>BAB 6. LOKASI GEMPA BUMI</b>	<b>84</b>
6.1 Episenter	85
6.2 Penentuan Hiposenter	86
6.2.1 Metode Klasik ( $D_K$ )	86
6.2.2 Metode Locus ( $D_L$ )	87
6.2.3 Konstanta Omori	87
6.2.4 Metode Wadati ( $D_W$ )	88
6.3 Penentuan Episenter	89
6.3.1 Kasus Dua Stasiun	89
6.3.2 Kasus Tiga Stasiun	89
6.3.3 Kasus Gelombang $P$	90
6.4 Penentuan Kedalaman ( $h$ )	91
6.4.1 Metode Ques Vain	91
6.4.2 Metode Stereometri	92

6.4.3 Metode Bola	93
 Latihan Soal	94
<b>BAB 7. UKURAN KEKUATAN GEMPA BUMI</b>	<b>97</b>
7.1 Magnitudo	97
7.1.1 Magnitudo Lokal ( $M_L$ )	99
7.1.2 Magnitudo Gelombang Badan ( $m_b$ )	102
7.1.3 Magnitudo Gelombang Permukaan ( $M_S$ )	103
7.1.4 Saturasi Magnitudo	103
7.1.5 Magnitudo Momen ( $M_W$ )	104
7.1.6 Hubungan Antar Magnitudo	105
7.2 Energi Gempa Bumi	105
7.3 Intensitas Gempa Bumi dan Penentuannya	106
7.3.1 Intensitas Gempa Bumi	103
7.3.2 Skala Intensitas Gempa Bumi	107
 Latihan Soal	113
<b>BAB 8. MEKANISME SUMBER GEMPA BUMI</b>	<b>118</b>
8.1 Geometri Sesar	120
8.2 <i>First Motion</i> atau Polarisasi Gelombang Badan	122
8.3 Representasi Bidang Sesar pada Stereonet	124
8.4 Prosedur Pembuatan Solusi Bidang Sesar dari Polarisasi Gelombang Badan.	130
 Latihan Soal	133
<b>DAFTAR PUSTAKA</b>	<b>150</b>

## DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1.	Geometri skematis pada percobaan seismik (Stein dan Wysession, 2003).	2
Gambar 1.2.	Kecepatan gelombang P, kecepatan gelombang S, dan densitas batuan sebagai fungsi kedalaman. Nilai diplot dari <i>Preliminary Reference Earth Model</i> (PREM) dari Dziewonski dan Anderson (1981); kecuali untuk beberapa perbedaan dalam mantel atas (Stein dan Wysession, 2003).	6
Gambar 1.3.	Lokasi gempa global dari tahun 1977 hingga 1994 (diambil dari katalog PDE dan ISC). Gempa bumi terjadi di sepanjang sabuk kegempaan yang menonjol di sekitar tepi Pasifik dan di sepanjang punggung laut tengah. Hal tersebut menunjukkan bahwa sabuk ini menentukan tepi lempeng tektonik di dalam lapisan terluar bumi (Stein dan Wysession, 2003).	8
Gambar 1.4.	Lempeng tektonik utama bumi. Panah menunjukkan gerakan pelat relatif di beberapa batas lempeng. Pelat-pelat itu terlepas di sepanjang pusat-pusat penyebaran, seperti <i>Mid-Atlantic Ridge</i> , tempat kerak baru sedang terbentuk. Di sepanjang zona subduksi di Pasifik barat, Lempeng Pasifik meluncur kembali ke mantel. Sesar San Andreas di California adalah hasil dari geser antara Pelat Pasifik dan Amerika Utara (Stein dan Wysession, 2003).	9
Gambar 1.5.	Penampang seismisitas barat – timur vertikal di zona subduksi Tonga, menunjukkan gempa bumi terpilih dari katalog PDE dan ISC antara tahun 1977 dan 1994. Tanda kegempaan ini menandai tempat litosfer Lempeng Pasifik tenggelam ke dalam mantel (Stein dan Wysession, 2003).	10
Gambar 1.6.	Model perkiraan kecepatan seismik yang diperoleh untuk Bulan dari pengamatan gempa dan dampak permukaan (dari Goins et al., 1981). Kecepatan pada kedalaman yang lebih besar (jari-jari bulan adalah 1737 km) sebagian besar tidak dibatasi karena kurangnya gelombang seismik yang dalam di set data Apollo (Stein dan Wysession, 2003).	12
Gambar 1.7.	Kecepatan suara di dalam Matahari (diadaptasi dari Harvey, 1995).	13
Gambar 1.8.	Variasi lateral dalam kecepatan S pada kedalaman 150, 550, 1000, 1600, 2200, dan 2800 km dalam mantel dari Manners	15

and Masters (2008). Gangguan kecepatan berkontur seperti yang ditunjukkan, dengan hitam menunjukkan daerah yang lebih dari 1,4% lebih cepat dari rata-rata, dan putih menunjukkan kecepatan lebih dari 1,8% lebih lambat dari rata-rata (Stein dan Wyssession, 2003).

- Gambar 1.9. Gambar *axial magma chamber* (AMC) di bawah Pasifik Timur dekat  $14^{\circ}15' S$  diperoleh melalui pemrosesan migrasi data seismik refleksi (dari Kent et al., 1994). Profil ini sekitar 7 km, dengan sumbu vertikal mewakili waktu tempuh dua arah gelombang kompresional antara permukaan laut dan titik refleksi. Dasar laut adalah reflektor pada sekitar 3,5 detik di tengah plot, sedangkan ruang magma muncul sekitar 4,0 detik dan lebarnya sekitar 750 m. Ruang magma aksial dangkal umumnya terlihat di bawah punggung samudera yang menyebar cepat, seperti yang ada di Pasifik timur, tetapi tidak di bawah punggung penyebaran lambat, seperti Mid-Atlantic Ridge. 17
- Gambar 1.10. Gempa Sumatra-Andaman tahun 2004 sebagaimana dicitrakan oleh Ishii et al. (2005) menggunakan data frekuensi tinggi dari array Hi-Net Jepang. Perhatikan kesepakatan yang baik antara zona pecah sepanjang 1300 km dan lokasi 35 hari pertama gempa susulan (titik-titik kecil) 19
- Gambar 1.11. Peta yang menunjukkan pusat gempa dari semua gempa bumi selama 1963–1995 dengan besaran  $m_b \geq 4$ . Sebagian besar gempa bumi terjadi di sepanjang batas antara lempeng tektonik. Di mana batas-batas ini berbeda, gempa bumi terjadi dalam batas yang sempit. Batas lempeng yang lebih menyebar, seperti dataran tinggi Himalaya antara India dan Cina, menunjukkan distribusi episenter yang jauh lebih luas. 22
- Gambar 1.12. Perbandingan frekuensi, besarnya, dan pelepasan energi gempa bumi dan fenomena lainnya. Magnitudo yang digunakan adalah magnitudo momen,  $M$  23
- Gambar 2.1. Gaya  $F$  pada bidang 3 (yang tegak lurus sumbu 3) dapat diuraikan menjadi 1 gaya normal  $F_3$  dan 2 gaya geser  $F_1$  dan  $F_2$  31
- Gambar 2.2. Tegangan yang bekerja pada 2 bidang yang tegak lurus sumbu 2 (bidang atas dan bawah paralel epipedum). 32
- Gambar 2.3. Torka patahan dan tegangan utama. 33
- Gambar 2.4. Ilustrasi skematik pada percobaan dimana sampel batuan berbentuk silinder dikompresi searah dengan tegangan utama 35



	maksimum ( $\sigma_1$ ) sehingga terjadi rekahan/patahan.	
Gambar 2.5.	Bidang tegangan yang berhubungan dengan tiga jenis patahan, dengan asumsi bahwa gempa bumi terjadi pada bidang tegangan geser maksimum. Patahan (a) <i>Normal</i> , (b) <i>reverse</i> dan (c) <i>strike-slip</i> yang melibatkan orientasi yang berbeda dari tegangan utama.	35
Gambar 2.6.	Ilustrasi perubahan bentuk pada suatu bujursangkar ketika dilewati gelombang seismik.	37
Gambar 2.7.	Perubahan bentuk atau perubahan posisi suatu bujursangkar yang disebabkan oleh suatu tegangan: (a) deformasi linier dalam arah x; (b) pergeseran ( <i>shear</i> ); (c) rotasi dan (d) kombinasi deformasi dan rotasi.	38
Gambar 3.1.	Ilustrasi gerak gelombang P (Elnashai dan Sarno, 2008)	46
Gambar 3.2.	Ilustrasi gerak gelombang S (Elnashai dan Sarno, 2008)	46
Gambar 3.3	Ilustrasi gerak gelombang SV dan SH (Elnashai dan Sarno, 2008)	47
Gambar 3.4.	Ilustrasi gerak gelombang <i>Rayleigh</i> (Elnashai dan Sarno, 2008)	48
Gambar 3.5.	Ilustrasi gerak gelombang <i>Love</i> (Elnashai dan Sarno, 2008)	49
Gambar 3.6.	Konversi gelombang P ketika mengenai suatu batas antara dua lapisan bumi yang dikarakterisasi sifat elastik densitas ( $\rho$ ), kecepatan gelombang P( $\alpha$ ), kecepatan gelombang S ( $\beta$ ) (Stein dan Wyssession, 2003).	50
Gambar 4.1.	(a) Seismometer vertikal dan (b) seismometer horizontal	59
Gambar 4.2.	Pendulum seismograf yang massa, pegas dan dashpot (Stein dan Wyssession, 2003).	61
Gambar 4.3.	Noise seismik pada seismogram berpita lebar di stasiun Hudson dari gempa Tonga 7 April 1995. Atas: <i>noise</i> muncul sebelum gelombang $P_{diff}$ . Tengah: pembesaran dari noise dan bawah: spektrum noise dengan amplitudo terbesarnya pada periode 5-10 s (Stein dan wyssession, 2003).	62
Gambar 4.4.	Gambar 4.4. Contoh seismogram WWSSN, yang merupakan komponen vertikal periode panjang dari gempa bumi di Samudra India yang direkam pada jarak $36^\circ$ di Pakistan (Stein dan Wyssession, 2003).	64
Gambar 4.5.	Domain frekuensi respon alat untuk beberapa seismometer. Sensor SRO dan WWSSN respon puncaknya pada periode-periode panjang sehingga tidak merekam sinyal-sinyal	65

	berfrekuensi tinggi. Sensor STS-1, STS-2 dan Guralph-3T mempunyai respon yang datar pada rentang frekuensi yang lebar (Stein dan Wyssession, 2003).	
Gambar 4.6.	Seismogram berpita lebar STS-2 pada stasiun Slippery Rock pada 3 Julu 1995. (a) Rekaman asli (b) rekaman yang sama yang difilter frekuensi <i>low pass</i> 0,03 Hz, yang memperlihatkan sinyal teleseismik periode panjang dari gempa Tonga. (c) Rekaman yang difilter frekuensi <i>high pass</i> 0,5 Hz, yang merupakan sinyal dari kejadian lokal dan (d) pembesarnya (Stein dan Wyssession, 2003).	66
Gambar 4.7.	Peta stasiun Federation of Digital Broad-band Seismographic Network (FDSN) sampai tahun 1999 (Stein dan Wyssessin, 2003).	68
Gambar 4.8.	Jaringan seismometer regional di benua Amerika sampai tahun 1999 (Stein dan Wyssession, 2003).	70
Gambar 5.1.	Model Bumi referensi PREM (Dziewonski dan Anderson, 1981)	73
Gambar 5.2.	Suatu gelombang bidang melewati batas lapisan horizontal. Kecepatan lapisan kedua lebih besar daripada lapisan pertama (Shearer, 2009).	74
Gambar 5.3.	Gambar 5.3. Geometri <i>ray</i> pada suatu bola dengan masing-masing lapisan berkecepatan konstan. $\theta_2 \neq \theta'_2$ karena perubahan sudut vektor radiasi (Shearer, 2009).	74
Gambar 5.4.	Geometri ray dan penamaan fasa-fasa gelombang P dalam kerak bumi. Kenaikan kecepatan pada Moho menyebabkan triplikasi dalam kurva waktu tempuhnya (Shearer, 2009).	75
Gambar 5.5.	Rekaman gelombang seismik tiga komponen pada stasiun OBN tanggal 17 Januari 1994 (Shearer, 2009).	75
Gambar 5.6.	Geometri <i>ray</i> global dan penamaannya yang dihitung dari model kecepatan PREM. <i>Ray</i> gelombang P garis tegas dan gelombang S berupa garis bergerigi (Shearer, 2009).	76
Gambar 5.7.	Gempa dalam menghasilkan fasa-fasa yang terefleksi pada permukaan bumi, yang disebut fasa-fasa dalam. <i>Ray</i> dihitung untuk kedalaman gempa 650 km dalam model kecepatan PREM (Shearer, 2009).	77
Gambar 5.8.	Karakteristik penjalaran gelombang P antara mantel dan inti luar (Stein dan Wyssession, 2003).	77
Gambar 5.9.	Karakteristik penjalaran gelombang P yang melewati inti dalam bumi.	78

Gambar 5.10.	Ilustrasi gelombang P difraksi yang terjadi pada batas antara mantel dan inti luar (Stein dan Wyssession, 2003).	79
Gambar 5.11.	Seismogram yang tercatat di Harvard yang berjarak $110^\circ$ dari gempa dalam (597 km) pada tanggal 23 Agustus 1995 di Palung Mariana (Stein dan Wyssession, 2003).	79
Gambar 5.12.	Kurva waktu tempuh dari model referensi kecepatan AK135 yang diplot berdempetan dengan fasa-fasa observasi gempa bumi (Shearer, 2009).	80
Gambar 5.13.	Ilustrasi karakteristik gelombang Rayleigh dalam seismogram.	81
Gambar 6.1.	Ilustrasi lokasi gempa bumi	86
Gambar 6.2.	Diagram Wadati	88
Gambar 6.3.	Penentuan episenter untuk kasus dua stasiun.	89
Gambar 6.4.	Penentuan episenter untuk kasus 3 stasiun	90
Gambar 6.5.	Penentuan episenter ketika tidak saling berpotongan	91
Gambar 6.6.	Metode <i>Ques Vain</i>	91
Gambar 6.7.	Metode Stereometri	92
Gambar 7.1.	Bentuk grafis dari skala Magnitudo Richter (Stein dan Wyssession, 2003).	101
Gambar 7.2.	Fungsi kalibrasi $Q(h, \Delta)$ untuk perhitungan dari komponen vertikal berpita pendek dan periode pendek dengan periode dominan sekitar 1 Hz (Stein dan Wyssession, 2003).	102
Gambar 7.3.	Spektrum untuk kekuatan gempa yang berbeda-beda dan hubungan dengan frekuensi dimana $M_S$ dan $m_b$ ditentukan (Stein dan Wyssession, 2003).	104
Gambar 8.1.	Contoh dislokasi tanah akibat gempa bumi di Nusa Tenggara Timur (sumber: <a href="http://metroballi.com/bmkg-wilayah-selatan-utara-ntt-rawan-gempa/">http://metroballi.com/bmkg-wilayah-selatan-utara-ntt-rawan-gempa/</a> )	118
Gambar 8.2	Model bingkai elastik yang mengasumsikan bahwa di antara dua gempa, material pada sisi bidang sesar terus menerus bergerak secara relatif. Karena sesar ‘terkunci’, maka garis yang memotong sesar akan linier terhadap waktu (a), kemudian terdeformasi secara perlahan (b) dan akhirnya akumulasi regangan menjadi sangat besar dan terjadi pecah serta gempa bumi (Stein dan Wyssession, 2003).	119
Gambar 8.3.	Geometri sesar dalam studi kegempaan (Stein dan Wyssession, 2003).	120

Gambar 8.4.	Tipe-tipe dasar pensesaran (Stein dan Wyssession, 2003).	121
Gambar 8.5.	First motion gelombang P yang tercatat pada seismometer yang terletak di sekitar pusat gempa memberikan informasi tentang orientasi sesar. Dua bidang nodal memisahkan kuadran kompresi dan dilatasi (Stein dan Wyssession, 2003).	122
Gambar 8.6.	Pola radiasi amplitudo pada gelombang P dan S dalam bidang $x_1 - x_3$ . (a) Geometri sesar; (b) Pola radiasi pada gelombang P; (c) Pola radiasi pada gelombang S (Stein dan Wyssession, 2003).	123
Gambar 8.7.	Pola radiasi gelombang P medan jauh (Stein dan Wyssession, 2003).	123
Gambar 8.8.	Stereonet yang dipakai menampilkan permukaan horizontal dari suatu bagian bola bawah. Azimut dinyatakan oleh angka di sekitar lingkaran dan sudut dip oleh angka sepanjang equator, Garis tebal merupakan tiga bidang dengan arah <i>strike</i> $N0^0E$ (Stein dan Wyssession, 2003).	125
Gambar 8.9.	Prosedur untuk memplot bidang dengan dip $60^0$ dan <i>strike</i> $N45^0E$ (Stein dan Wyssession, 2003).	125
Gambar 8.10.	Cara memplot bidang-bidang tegak lurus pada stereonet. Pertama rotasi bidang A sehingga <i>strikenya</i> $N0^0E$ dan tentukan titik kutub yang dihitung $90^0$ dari bidang tersebut. Garis-garis sepanjang median tertentu yang dibuat dengan cara merotasi stereonet dan melewati titik kutub tersebut merupakan bidang-bidang yang tegak lurus terhadap bidang A (Stein dan Wyssession, 2003)	126
Gambar 8.11.	Cara memplot suatu garis <i>ray</i> atau suatu titik pada stereonet. Pertama, rotasi stereonet sebesar azimut <i>raynya</i> , tentukan suatu titik dengan suatu sudut take-off yang diukur dari titik tengah stereonet sepanjang equator, kemudian kembali diputar ke posisi semula (Stein dan Wyssession, 2003).	127
Gambar 8.12.	Mekanisme fokus untuk gempa bumi dengan geometri sesar yang bervariasi. Kuadran kompresi berwarna hitam dan kuadran dilatasi berwarna putih (Stein dan Wyssession, 2003).	128
Gambar 8.13.	Mekanisme fokus untuk bidang sesar dengan arah <i>strike</i> yang sama $N0^0E$ dengan variasi slip (Stein dan Wyssession, 2003).	129
Gambar 8.14.	Ilustrasi hubungan antara bidang-bidang nodal dan sumbu kompresi maksimum P dan kompresi minimum T (Stein dan Wyssession, 2003).	129

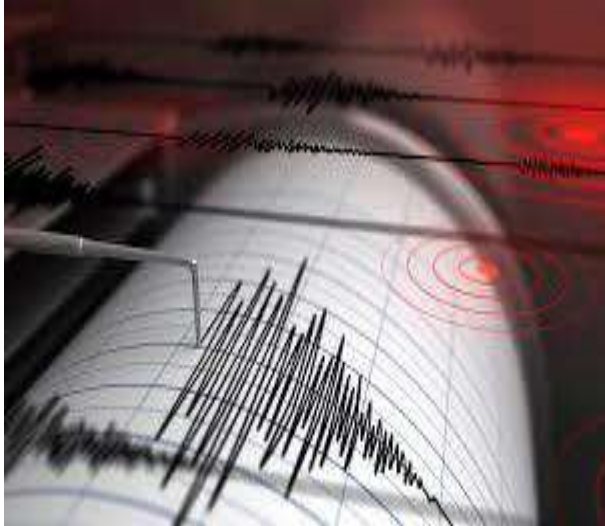
## DAFTAR TABEL

Tabel 1.1	Gempa bumi dengan 70.000 lebih kematian	18
Tabel 1.2.	Jumlah gempa bumi per tahun	24
Tabel 2.1.	Tekanan versus kedalaman di dalam bumi	36
Tabel 7.1.	Hubungan skala magnitudo gempa bumi (Geller, 1976 dalam Stein dan Wysessin, 2003)	105
Tabel 7.2.	Skala kekuatan gempa bumi menurut C.F. Richter	107
Tabel 7.3.	Skala gempa bumi MMI ( <i>Modified Mercalli Intensity</i> )	109
Tabel 7.4.	Skala kekuatan gempa bumi menurut Omoti (Waluyo, 2012)	112
Tabel 7.5.	Skala intensitas gempa bumi menurut BMKG	112



**Tujuan :**

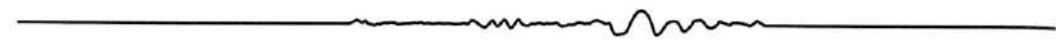
1. Mampu memahami pengetahuan dasar dan sejarah perkembangan Seismologi
2. Mampu memahami ruang lingkup seismologi



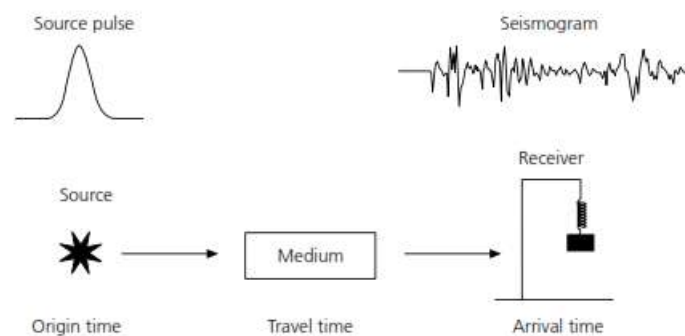
Setiap hari ada sekitar lima puluh gempa bumi di seluruh dunia yang cukup kuat untuk dirasakan secara lokal, dan setiap beberapa hari terjadi gempa bumi yang mampu merusak struktur. Setiap peristiwa memancarkan gelombang seismik yang menyebar ke seluruh bumi, dan beberapa gempa bumi per hari menghasilkan gerakan di kejauhan yang, meskipun terlalu lemah untuk dirasakan, mudah terdeteksi dengan instrumen modern di mana pun di dunia.

# BAB PENDAHULUAN 1

Buku ini adalah pengantar untuk seismologi, studi tentang gelombang elastis atau gelombang suara pada bumi. Gelombang seismik dihasilkan pada suatu sumber, yang bisa alami, seperti gempa bumi, atau buatan, seperti ledakan. Gelombang yang dihasilkan akan merambat melalui medium dan direkam pada penerima (Gambar 1.1). Seismogram, catatan gerakan tanah pada penerima yang disebut seismometer, dengan demikian memuat informasi tentang sumber dan medianya. Informasi ini dapat mengambil beberapa bentuk. Gelombang memberikan informasi tentang lokasi dan sifat sumber yang menghasilkannya. Jika waktu asal ketika gelombang meninggalkan sumber diketahui, waktu kedatangan dapat terekam pada penerima akan memberikan waktu perjalanan yang diperlukan untuk melewati medium.



Seismologi merupakan ilmu yang mempelajari tentang pembangkit, propagasi dan perekaman gelombang elastik dalam bumi. Gelombang elastik yang dipancarkan dari sumber gempa bumi memungkinkan struktur penyusun bumi bagian dalam dipelajari dan diungkapkan. Seismologi juga berkaitan langsung dengan proses fisik yang menyebabkan gempa bumi dan cara untuk mengurangi dampak destruktifnya terhadap masyarakat. Seismologi menyajikan masalah teoritis yang melibatkan analisis propagasi gelombang elastik pada media yang kompleks.



Gambar 1.1. Geometri skematis pada percobaan seismik (Stein dan Wysession, 2003).

Sebelum memulai studi, ada baiknya secara singkat menguraikan beberapa cara di mana seismologi digunakan untuk mempelajari bumi, dan beberapa metode yang digunakan. Seismologi adalah alat utama untuk mempelajari interior bumi karena sedikit dari planet ini yang dapat diakses untuk pengamatan langsung. Permukaan dapat dipetakan dan dieksplorasi, dan pengeboran telah menembus hingga kedalaman 13 kilometer, meskipun dengan biaya besar. Informasi tentang kedalaman yang lebih dalam, sampai ke pusat bumi (sekitar 6371 km), diperoleh terutama dari metode tidak langsung. Seismologi, metode semacam itu yang paling kuat, digunakan untuk memetakan interior bumi dan mempelajari distribusi sifat fisik. Keberadaan kerak bumi yang dangkal, mantel yang lebih dalam, inti luar cair, dan inti dalam yang solid disimpulkan dari variasi dalam kecepatan seismik dengan kedalaman. Gagasan tentang komposisi kimianya, termasuk lokasi perubahan

---

struktur mineral yang diduga karena peningkatan tekanan dengan kedalaman, juga didasarkan pada data seismologis. Dekat permukaan, seismologi memberikan gambar kerak rinci yang mengungkapkan informasi tentang lokasi sumber daya ekonomi seperti minyak dan mineral. Lebih dalam di bumi, seismologi menyediakan data dasar untuk memahami sejarah dan evolusi dinamis bumi, termasuk proses konveksi mantel.

### 1.1 Sejarah Singkat Perkembangan Seismologi

Seismologi adalah ilmu yang relatif muda yang hanya dipelajari secara kuantitatif selama sekitar 100 tahun. Ulasan sejarah seismologi termasuk Dewey dan Byerly (1969) dan Agnew (2002). Pemikiran awal tentang gempa bumi adalah, seperti yang diduga, takhayul dan tidak terlalu ilmiah. Tercatat bahwa gempa bumi dan gunung berapi cenderung menyatu, dan penjelasan untuk gempa bumi yang melibatkan ledakan bawah tanah adalah umum. Pada awal 1800-an, teori propagasi gelombang elastis mulai dikembangkan oleh Cauchy, Poisson, Stokes, Rayleigh, dan lainnya yang menggambarkan jenis gelombang utama yang diharapkan dalam bahan padat. Termasuk gelombang kompresi dan geser (disebut sebagai gelombang body karena merambat melalui volume padat), dan gelombang permukaan yang bergerak di sepanjang permukaan bebas. Karena gelombang kompresional bergerak lebih cepat daripada gelombang geser dan datang pertama kali, maka sering disebut **gelombang primer** atau **P**, sedangkan gelombang geser yang datang kemudian disebut **gelombang sekunder** atau **S**.

Pada tahun 1857, sebuah gempa bumi besar melanda Naples. Robert Mallet, seorang insinyur Irlandia yang tertarik pada gempa bumi, melakukan perjalanan ke Italia untuk mempelajari kerusakan yang disebabkan oleh peristiwa tersebut. Karyanya mewakili upaya signifikan pertama pada seismologi observasional dan menggambarkan gagasan bahwa gempa bumi memancarkan gelombang seismik menjauh dari titik fokus (sekarang disebut hiposenter) dan dapat ditemukan dengan memproyeksikan gelombang tersebut pada sumbernya. Analisis Mallet kurang tepat karena ia berasumsi bahwa gempa bumi berasal dari ledakan dan hanya menghasilkan gelombang kompresional. Konsep umumnya adalah suara, seperti



---

sarannya agar observatorium didirikan untuk memantau gempa bumi dan eksperimennya pada pengukuran kecepatan seismik menggunakan sumber buatan.

Perkembangan instrumentasi dimulai dari alat yang berdasarkan pada pendulum tanpa damping, yang tidak terus menerus mencatat waktu, meskipun kadang-kadang waktu mulai diukur. Filippo Cecchi pada tahun 1875 menemukan cara perekaman gelombang yang merupakan fungsi terhadap waktu. Selanjutnya, instrumen berkualitas lebih tinggi dikembangkan oleh Inggris di Jepang, dimulai dengan desain pendulum horisontal oleh James Ewing yang direkam pada cakram putar gelas asap. Pengamatan pertama dari gempa bumi yang jauh, atau teleseisme, dilakukan di Potsdam pada tahun 1889 untuk acara Jepang. Pada tahun 1897 seismograf Amerika Utara pertama dipasang di Lick Observatory dekat San Jose di California; perangkat ini kemudian untuk merekam gempa bumi San Francisco 1906. Instrumen awal ini tidak rusak, dan bisa memberikan perkiraan gerakan tanah yang akurat hanya untuk waktu yang singkat di awal guncangan. Pada tahun 1898, E. Wiechert memperkenalkan seismometer pertama dengan redaman kental, yang mampu menghasilkan catatan yang berguna untuk seluruh durasi gempa bumi. Seismograf elektromagnetik pertama, di mana pendulum bergerak digunakan untuk menghasilkan arus listrik dalam koil, dikembangkan pada awal 1900-an, oleh B. B. Galitzen, yang mendirikan rantai stasiun di seluruh Rusia. Semua seismograf modern bersifat elektromagnetik karena instrumen ini memiliki banyak keunggulan dibandingkan dengan desain mekanis murni dari instrumen paling awal.

Ketersediaan seismogram yang direkam pada berbagai *event* gempa bumi menyebabkan kemajuan yang cepat dalam penentuan kecepatan gelombang seismik dalam Bumi. Pada tahun 1900, Richard Oldham mengidentifikasi gelombang P, S, dan gelombang permukaan pada seismogram, dan kemudian (1906) ia mendeteksi keberadaan inti Bumi dari ketiadaan kedatangan gelombang P dan S langsung pada jarak antara sumber dan penerima melebihi 100°. Pada tahun 1909, Andrija Mohorovičić melakukan pengamatan yang menunjukkan bahwa adanya lapisan yang memisahkan kerak dan mantel (antarmuka ini sekarang secara umum disebut sebagai "Moho"). Tabulasi waktu tiba digunakan untuk membuat tabel waktu perjalanan (waktu tiba sebagai fungsi jarak dari gempa bumi); tabel tersebut

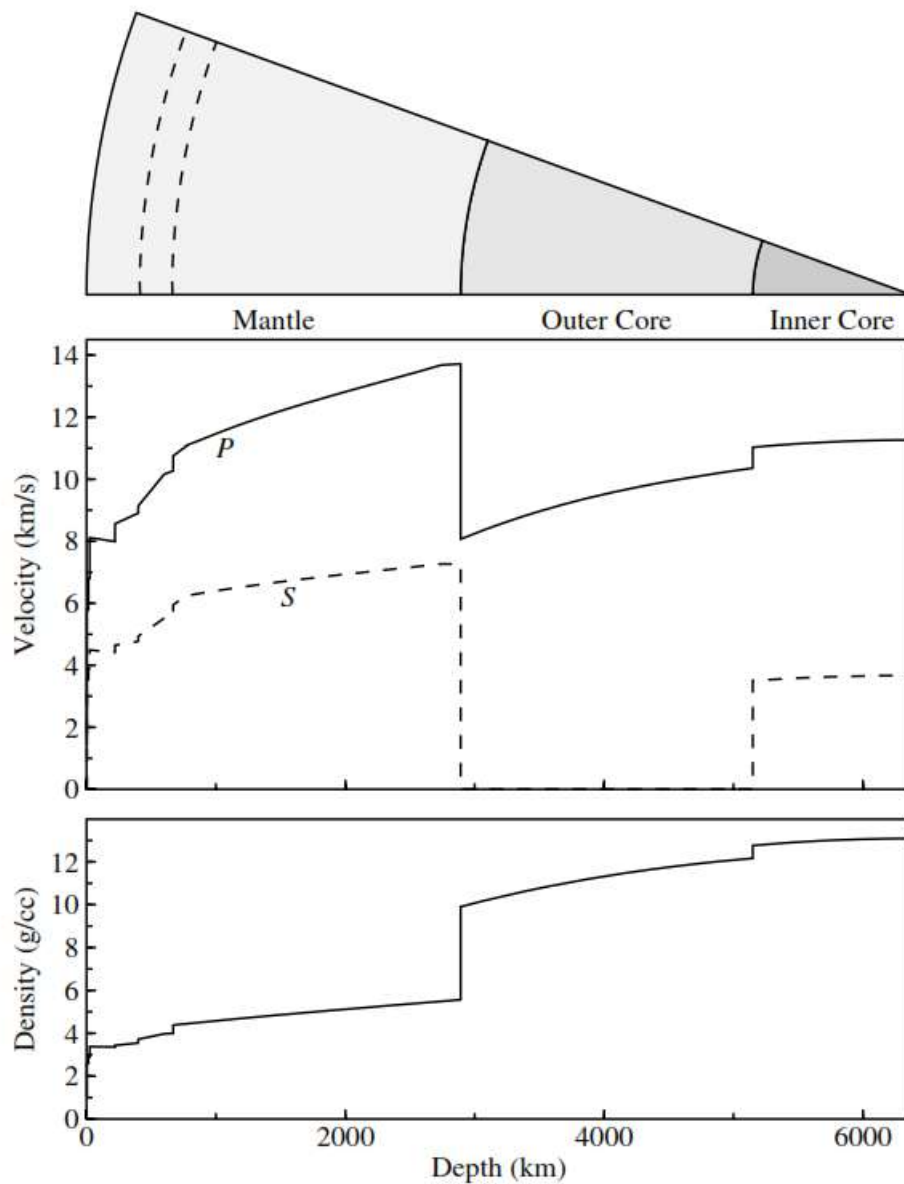
---

digunakan pertama kali oleh Zoppritz pada tahun 1907. Beno Gutenberg menerbitkan tabel pada tahun 1914 dengan fase inti (gelombang yang menembus atau memantulkan inti) dan melaporkan perkiraan akurat pertama untuk kedalaman inti fluida bumi (2900 km). Pada 1936, Inge Lehmann menemukan inti dalam yang solid, dan pada 1940 Harold Jeffreys dan K. E. Bullen menerbitkan versi final dari tabel waktu perjalanan mereka untuk sejumlah besar fase seismik. Tabel JB sampai sekarang masih digunakan dan berisi waktu yang berbeda hanya beberapa detik dari model saat ini.

Waktu perjalanan kedatangan gelombang seismik dapat digunakan untuk menentukan kecepatan rata-rata bumi vs struktur kedalaman, dan ini sebagian besar dicapai lebih dari lima puluh tahun yang lalu. Kerak bervariasi dari sekitar 6 km dengan ketebalan di bawah lautan hingga 30-50 km di bawah benua. Bagian dalam dibagi menjadi tiga lapisan utama: mantel, inti luar, dan inti dalam (Gambar 1.2). Mantel adalah cangkang luar berbatu padat yang membentuk 84% dari volume planet kita dan 68% dari massa. Hal ini ditandai dengan peningkatan kecepatan yang cukup cepat pada mantel atas antara kedalaman sekitar 300 dan 700 km, suatu wilayah yang disebut **zona transisi**, di mana beberapa perubahan fase mineralogi diyakini terjadi (termasuk yang pada diskontinuitas seismik 410 dan 660 km, ditunjukkan sebagai busur putus-putus pada Gambar. 1.2). Pada kedalaman sekitar 700 km hingga dekat batas inti-mantel (CMB), kecepatan meningkat secara bertahap dengan kedalaman; peningkatan ini berkaitan dengan perubahan tekanan, suhu pada komposisi serta struktur kristal.

Pada CMB, kecepatan gelombang P turun drastis dari hampir 14 km/detik menjadi sekitar 8 km/detik dan kecepatan gelombang S bergerak dari sekitar 7 km/detik ke nol. Perubahan ini (lebih besar dari kontras kecepatan di permukaan Bumi!) terjadi pada antarmuka yang tajam yang memisahkan mantel padat dari inti luar. Di dalam inti luar, kecepatan gelombang P kembali meningkat secara bertahap, pada kecepatan yang konsisten dengan yang diharapkan untuk cairan yang tercampur dengan baik. Namun, pada radius sekitar 1221 km, inti menjadi padat, kecepatan gelombang P sedikit meningkat, dan kecepatan geser non. Inti bumi

diyakini sebagian besar terdiri dari besi, dan batas inti-dalam (ICB) dianggap mewakili perubahan fase dalam besi menjadi struktur kristal yang berbeda.



Gambar 1.2. Kecepatan gelombang P, kecepatan gelombang S, dan densitas batuan sebagai fungsi kedalaman. Nilai diplot dari *Preliminary Reference Earth Model* (PREM) dari Dziewonski dan Anderson (1981); kecuali untuk beberapa perbedaan dalam mantel atas (Stein dan Wysession, 2003).

---

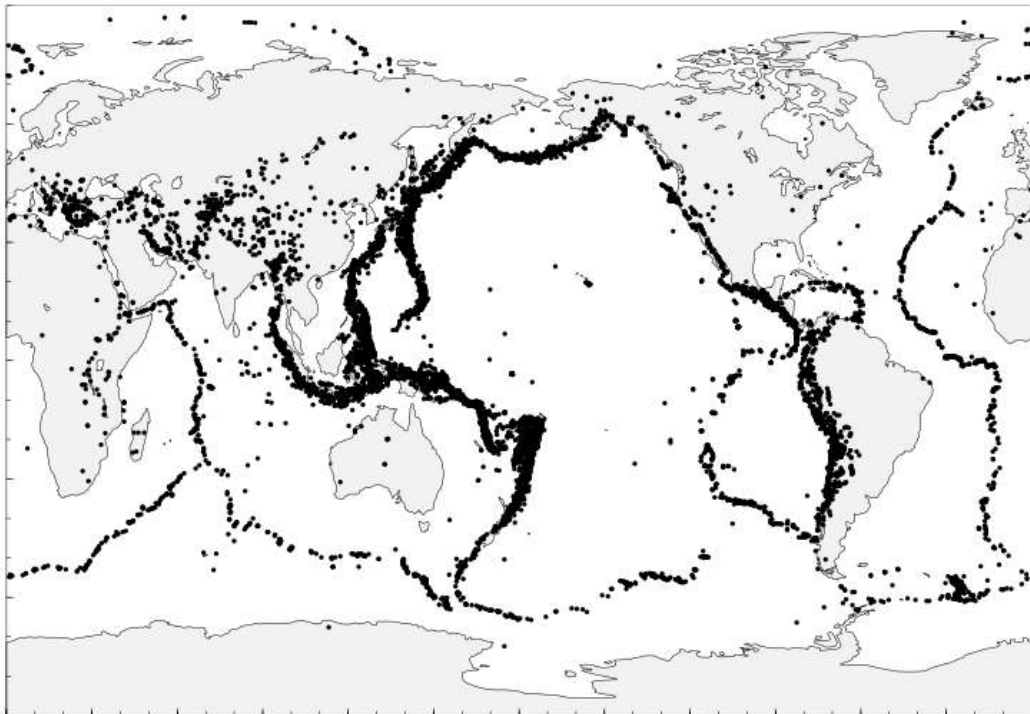
Distribusi kerapatan internal bumi jauh lebih sulit untuk ditentukan daripada struktur kecepatan, karena waktu tempuh P dan S tidak memberikan kendala langsung pada kerapatan. Namun, dengan menggunakan kemungkinan kecepatan versus hubungan kerapatan kerapatan dan massa dan momen inersia Bumi yang diketahui, K. E. Bullen menunjukkan bahwa adalah mungkin untuk menyimpulkan profil kerapatan yang serupa dengan yang ditunjukkan pada Gambar 1.2. Hasil modern dari seismologi mode normal, yang memberikan lebih banyak kendala langsung pada kepadatan (walaupun dengan resolusi vertikal terbatas), umumnya terbukti konsisten dengan profil kepadatan yang lebih lama.

Survei seismik dengan menggunakan ledakan dan sumber artifisial lainnya dikembangkan selama tahun 1920-an dan 1930-an untuk keperluan prospeksi di daerah penghasil minyak di Meksiko dan Amerika Serikat. Pekerjaan awal termasuk mengukur waktu tempuh versus jarak gelombang P untuk menentukan kecepatan seismik pada kedalaman. Penelitian selanjutnya berfokus pada refleksi dari pelapisan bawah permukaan (seismologi refleksi), yang dapat mencapai resolusi tinggi ketika instrumen ditempatkan dengan jarak yang dekat. Metode *common mid point* (CMP) untuk refleksi data seismik telah dipatenkan pada tahun 1956, yang mengarah pada pengurangan tingkat kebisingan dan profil kualitas yang lebih tinggi.

Metode Vibroseis, juga dikembangkan pada 1950-an, menerapkan teknik pemrosesan sinyal pada data yang direkam menggunakan sumber bergetar durasi lama. Meningkatnya jumlah stasiun seismik yang didirikan pada awal 1900-an memungkinkan gempa bumi besar ditempatkan secara rutin, yang mengarah pada penemuan bahwa gempa bumi tidak terdistribusi secara acak tetapi cenderung terjadi di sepanjang sabuk yang didefinisikan dengan baik (Gambar 1.3). Namun, signifikansi sabuk ini tidak sepenuhnya dihargai sampai tahun 1960-an, sebagai bagian dari revolusi lempeng tektonik dalam ilmu-ilmu bumi. Pada saat itu, diakui bahwa fitur permukaan Bumi sebagian besar ditentukan oleh gerakan sejumlah kecil lempeng yang relatif kaku yang melayang perlahan-lahan seiring waktu geologis (Gambar 1.4). Gerakan relatif antara lempeng yang berdekatan menimbulkan gempa bumi di sepanjang batas lempeng. Lempeng-lempeng itu

---

menyebar terpisah di sepanjang pegunungan pertengahan samudera, tempat litosfer samudera baru sedang terbentuk. Ini telah menyebabkan pemisahan dan pemisahan Eropa dan Afrika dari Amerika (“pergeseran benua” dihipotesiskan oleh Alfred Wegener pada 1915). Pelat didaur ulang kembali ke mantel di parit dan zona subduksi di sekitar margin Pasifik. Sesar geser besar, seperti Sesar San Andreas di California, adalah hasil dari gerakan melintang antar pelat. Batas lempeng lintas benua sering lebih difus dan ditandai oleh seismisitas terdistribusi, seperti terjadi di wilayah Himalaya antara lempeng India yang bergerak ke utara dan Lempeng Eurasia.

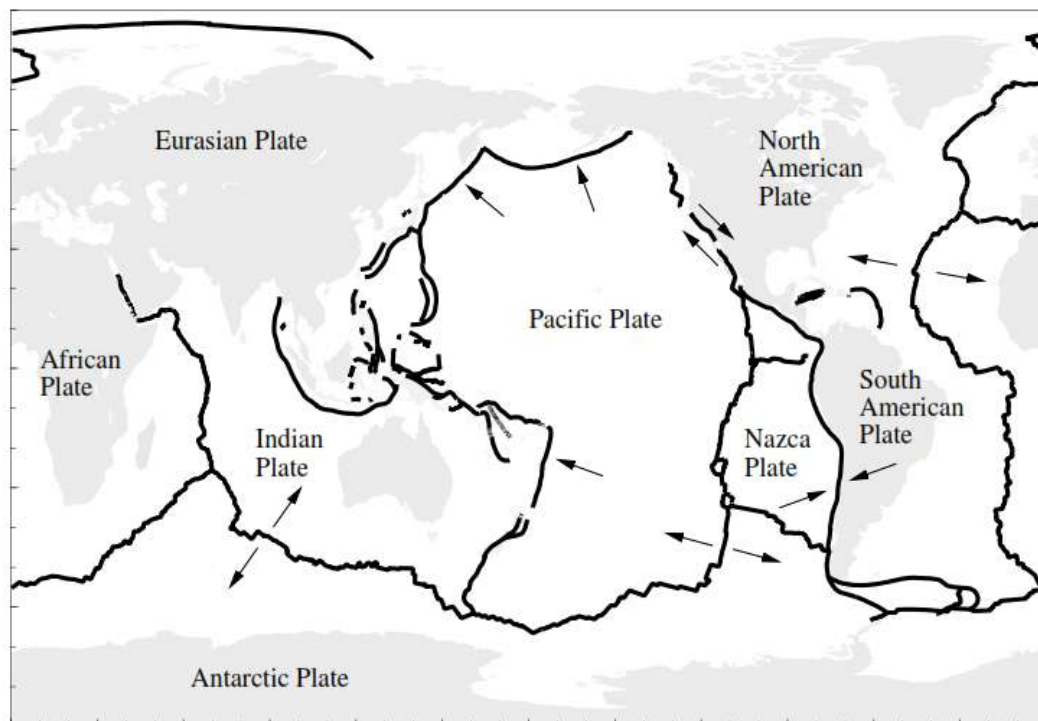


Gambar 1.3. Lokasi gempa global dari tahun 1977 hingga 1994 (diambil dari katalog PDE dan ISC). Gempa bumi terjadi di sepanjang sabuk kegempaan yang menonjol di sekitar tepi Pasifik dan di sepanjang punggung laut tengah. Hal tersebut menunjukkan bahwa sabuk ini menentukan tepi lempeng tektonik di dalam lapisan terluar bumi (Stein dan Wyssession, 2003).

Pada 1960-an, seismolog mampu menunjukkan bahwa mekanisme fokus (jenis patahan yang disimpulkan dari energi seismik terpancar) dari sebagian besar gempa bumi global konsisten dengan yang diharapkan dari teori lempeng tektonik,

---

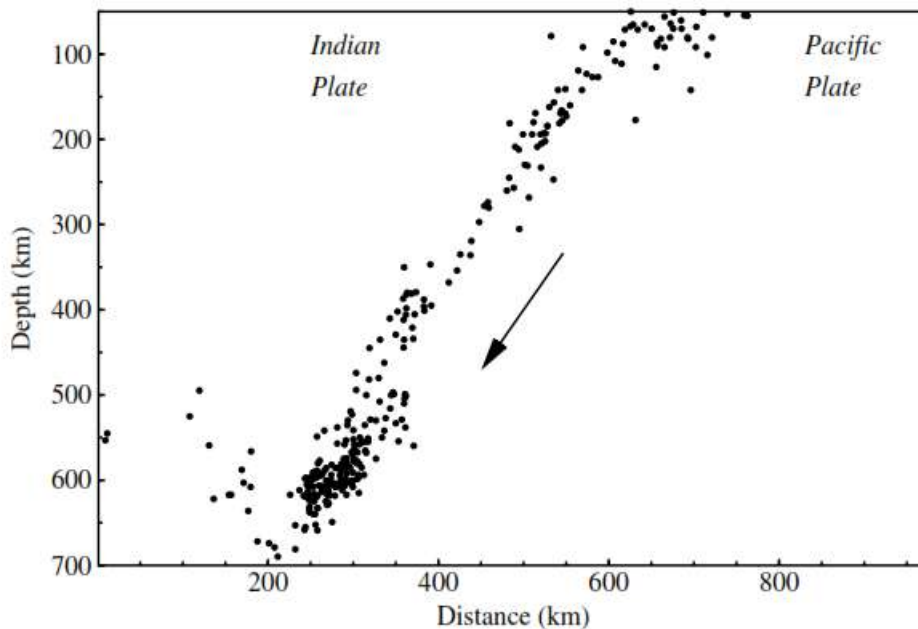
sehingga membantu memvalidasi paradigma yang masih muncul. Namun, mengingat kesamaan yang mencolok antara Gambar 1.3 dan 1.4, mengapa seismolog tidak mulai mengembangkan teori lempeng tektonik jauh lebih awal? Sebagian, ini dapat dikaitkan dengan resolusi yang lebih rendah dari lokasi gempa yang lebih tua dibandingkan dengan hasil yang lebih modern. Namun, alasan yang lebih penting adalah bahwa seismolog, seperti kebanyakan ahli geofisika pada waktu itu, tidak merasa bahwa gagasan pergeseran benua memiliki dasar fisik yang kuat. Dengan demikian mereka tidak dapat sepenuhnya menghargai signifikansi dan implikasi dari lokasi gempa bumi dan cenderung untuk menafsirkan hasil mereka dalam hal tektonik lokal dan regional, daripada teori global yang menyatukan.



Gambar 1.4. Lempeng tektonik utama bumi. Panah menunjukkan gerakan pelat relatif di beberapa batas lempeng. Pelat-pelat itu terlepas di sepanjang pusat-pusat penyebaran, seperti *Mid-Atlantic Ridge*, tempat kerak baru sedang terbentuk. Di sepanjang zona subduksi di Pasifik barat, Lempeng Pasifik meluncur kembali ke mantel. Sesar San Andreas di California adalah hasil dari geser antara Pelat Pasifik dan Amerika Utara (Stein dan Wyssession, 2003).

---

Pada tahun 1923, H. Nakano memperkenalkan teori untuk radiasi seismik dari sumber pasangan ganda (dua pasang gaya titik yang berlawanan). Selama sekitar empat puluh tahun ke depan, sebuah kontroversi akan mengamuk tentang pertanyaan apakah sumber pasangan tunggal atau ganda adalah yang paling tepat untuk gempa bumi, meskipun fakta bahwa teori menunjukkan bahwa sumber pasangan tunggal secara fisik tidak mungkin. Pada tahun 1928, Kiyoo Wadati melaporkan bukti pertama yang meyakinkan untuk gempa bumi fokus dalam (di bawah kedalaman 100 km). Beberapa tahun sebelumnya, H. H. Turner telah menemukan beberapa gempa bumi pada kedalaman yang signifikan, tetapi analisisnya tidak diterima secara umum (terutama karena ia juga menemukan beberapa peristiwa di udara di atas permukaan!).



Gambar 1.5. Penampang seismisitas barat – timur vertikal di zona subduksi Tonga, menunjukkan gempa bumi terpilih dari katalog PDE dan ISC antara tahun 1977 dan 1994. Tanda kegempaan ini menandai tempat litosfer Lempeng Pasifik tenggelam ke dalam mantel (Stein dan Wyssession, 2003).

Peristiwa fokus dalam biasanya diamati di sepanjang bidang pencelupan seismisitas (sering disebut zona Wadati-Benioff) yang dapat mencapai kedalaman hampir 700



---

km; ini menandai lokasi subduksi lempeng litosfer samudera yang ditemukan di sekitar sebagian besar Samudra Pasifik. Gambar 1.5 menunjukkan penampang lokasi gempa di zona subduksi Tonga di Pasifik barat daya, wilayah seismisitas dalam yang paling aktif di dunia. Keberadaan peristiwa dalam adalah penemuan yang mengejutkan karena tekanan tinggi dan suhu yang ada di kedalaman ini harus membuat sebagian besar bahan berubah bentuk dengan ulet, tanpa kegagalan getas yang tiba-tiba yang menyebabkan gempa bumi dangkal di kerak bumi. Bahkan hari ini mekanisme fisik untuk peristiwa mendalam tidak dipahami dengan baik dan merupakan sumber kontroversi yang berkelanjutan.

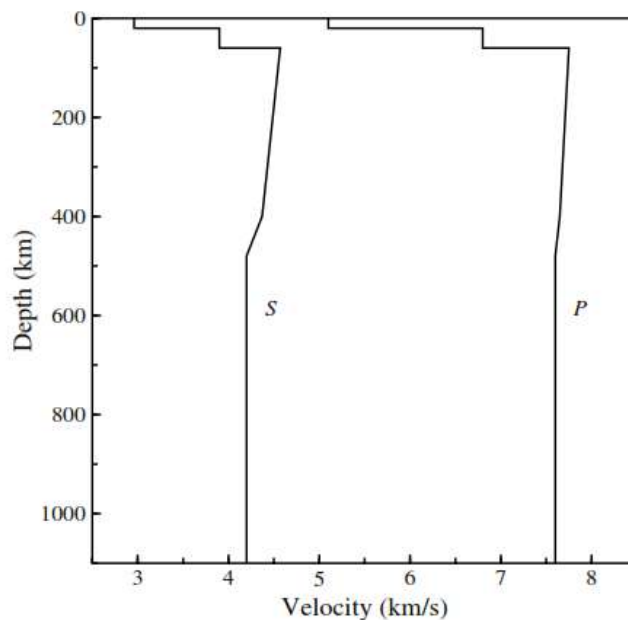
Pada tahun 1946, sebuah ledakan nuklir bawah laut di dekat Bikini Atoll menyebabkan rekaman seismik pertama dari bom nuklir. Mungkin perkembangan yang lebih signifikan, setidaknya untuk pendanaan pemerintah barat untuk seismologi, adalah pengujian bom nuklir Soviet pada tahun 1949. Hal ini menyebabkan ketertarikan yang kuat oleh militer AS pada kemampuan seismologi untuk mendeteksi ledakan nuklir, memperkirakan hasil, dan membedakan antara ledakan dan gempa bumi. Lonjakan pendanaan untuk seismologi dihasilkan, membantu meningkatkan instrumentasi seismik dan memperluas program seismologi pemerintah dan universitas. Pada tahun 1961, *Worldwide Standardized Seismograph Network* (WWSSN) didirikan, terdiri dari instrumen yang dikalibrasi dengan baik dengan seismometer jangka pendek dan jangka panjang. Ketersediaan catatan dari seismograf ini menyebabkan perbaikan yang cepat di banyak bidang seismologi, termasuk produksi katalog lokasi gempa yang jauh lebih lengkap dan akurat dan pengakuan lama bahwa pola radiasi gempa konsisten dengan sumber pasangan ganda.

Catatan yang diperoleh dari gempa bumi Chili yang besar pada tahun 1960 adalah yang pertama untuk memberikan pengamatan yang pasti dari osilasi bebas Bumi. Setiap padatan terbatas akan beresonansi hanya pada frekuensi getaran tertentu, dan mode normal ini memberikan alternatif bagi representasi gelombang keliling untuk mengkarakterisasi deformasi pada padatan. Bumi bergetar selama beberapa hari setelah gempa bumi besar, dan mode normalnya terlihat sebagai puncak dalam spektrum daya seismogram. 1960-an dan 1970-an melihat



---

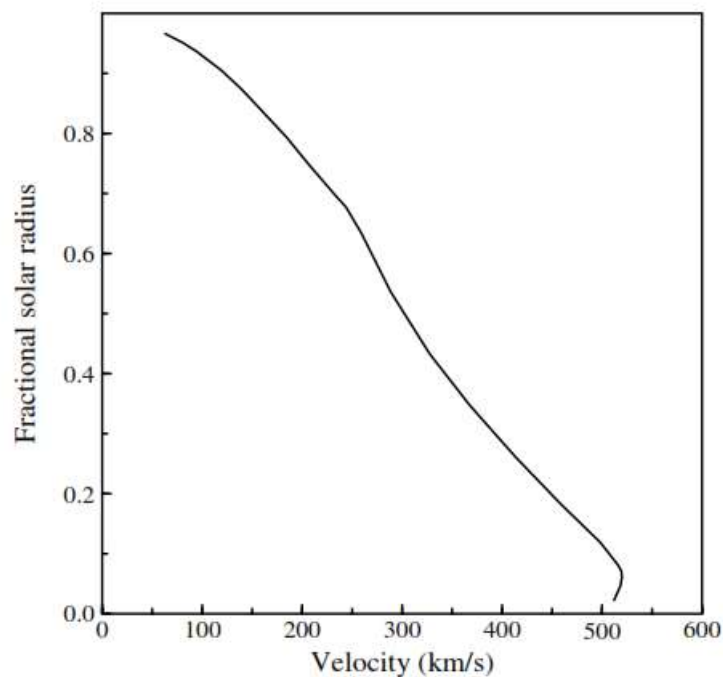
perkembangan bidang seismologi mode normal, yang memberikan beberapa kendala terbaik pada struktur skala besar, terutama kepadatan, interior bumi. Analisis data mode normal juga mengarah pada pengembangan banyak ide penting dalam teori invers geofisika, menyediakan teknik untuk mengevaluasi keunikan dan resolusi model Bumi yang diperoleh dari pengamatan tidak langsung. Antara 1969 dan 1972, seismometer ditempatkan di Bulan oleh astronot Apollo, dan gempa bulan pertama dicatat. Ini termasuk dampak permukaan, gempa dangkal dalam 100 km teratas, dan gempa lebih dalam pada kedalaman 800 hingga 1.000 km. Seismogram bulan tampak sangat berbeda dari yang ada di Bumi, dengan gelombang panjang energi hamburan frekuensi tinggi. Ini telah mempersulit interpretasi mereka, tetapi kerak bulan dan mantel telah diidentifikasi, dengan ketebalan kerak sekitar 60 km (lihat Gambar 1.6). Seismometer yang ditempatkan di Mars oleh wahana Viking 2 pada tahun 1976 terhambat oleh suara angin, dan hanya satu kemungkinan gempa Mars yang diidentifikasi.



Gambar 1.6. Model perkiraan kecepatan seismik yang diperoleh untuk Bulan dari pengamatan gempa dan dampak permukaan (dari Goins et al., 1981). Kecepatan pada kedalaman yang lebih besar (jari-jari bulan adalah 1737 km) sebagian besar tidak dibatasi karena kurangnya gelombang seismik yang dalam di set data Apollo (Stein dan Wyssession, 2003).

---

Meskipun tidak praktis untuk menempatkan seismometer di Matahari, dimungkinkan untuk mendeteksi osilasi permukaan matahari dengan mengukur pergeseran Doppler dari garis spektrum. Osilasi seperti itu pertama kali diamati pada tahun 1960 oleh Robert Leighton, yang menemukan bahwa permukaan Matahari bergetar terus menerus pada periode sekitar lima menit dan tidak jelas pada panjang gelombang spasial kecil. Osilasi ini awalnya ditafsirkan sebagai hasil dari pergerakan gas terlokalisasi di dekat permukaan matahari, tetapi pada akhir 1960-an, beberapa peneliti mengusulkan bahwa osilasi dihasilkan dari gelombang akustik yang terperangkap di dalam Matahari. Gagasan ini dikonfirmasi pada tahun 1975 ketika ditunjukkan bahwa pola getaran yang diamati konsisten dengan yang diprediksi untuk osilasi bebas Matahari, dan bidang helioseismologi lahir. Analisisnya diperumit oleh fakta bahwa, tidak seperti Bumi, sumber impulsif yang analog dengan gempa jarang diamati; eksitasi energi akustik adalah proses yang berkelanjutan.



Gambar 1.7. Kecepatan suara di dalam Matahari (diadaptasi dari Harvey, 1995).

---

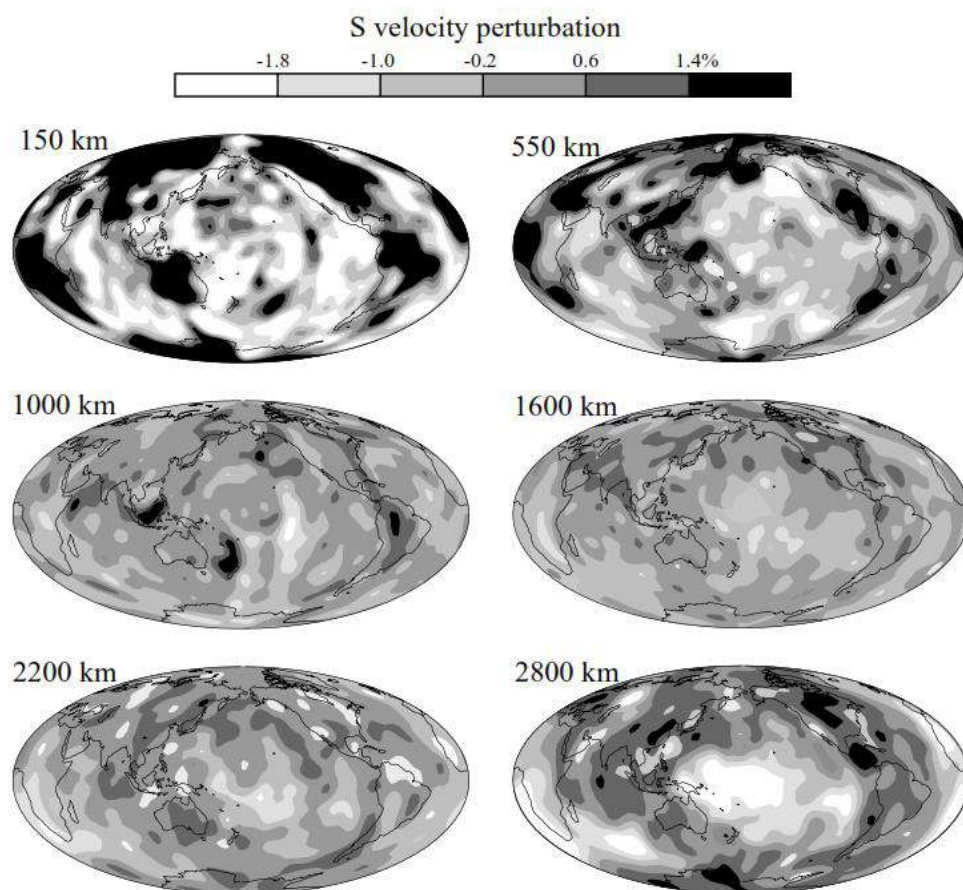
Namun, banyak teknik analisis yang dikembangkan untuk seismologi mode normal dapat diterapkan, dan struktur kecepatan radial Matahari sekarang terkendala dengan baik (Gambar 1.7). Peningkatan berkelanjutan dalam instrumentasi dan eksperimen khusus menjanjikan terobosan lebih lanjut, termasuk resolusi variasi spasial dan temporal dalam struktur kecepatan matahari. Hanya dalam beberapa dekade, helioseismologi telah menjadi salah satu alat paling penting untuk memeriksa struktur Matahari.

Munculnya komputer pada 1960-an mengubah sifat seismologi terrestrial, dengan memungkinkan analisis set data besar dan masalah yang lebih rumit, dan menyebabkan perhitungan rutin lokasi gempa. Seismogram teoritis lengkap pertama untuk struktur kecepatan rumit mulai dihitung pada saat ini. Era komputer juga telah melihat perluasan cepat teknik pencitraan seismik menggunakan sumber buatan yang telah diterapkan secara luas oleh industri minyak untuk memetakan struktur kerak dangkal. Mulai tahun 1976, data mulai tersedia dari seismograf global dalam bentuk digital, sangat memudahkan perbandingan gelombang kuantitatif. Dalam beberapa tahun terakhir, banyak stasiun seismik global telah ditingkatkan menjadi broadband, seismometer jangkauan dinamis tinggi, dan instrumen baru telah dikerahkan untuk mengisi celah dalam cakupan global. Sejumlah besar instrumen portabel juga tersedia untuk eksperimen khusus di kawasan tertentu.

Catatan seismik kini jauh lebih mudah diperoleh, dengan arsip terpusat menyediakan akses data online dalam format standar. Kecepatan radial rata-rata bumi dan struktur kepadatan telah ditetapkan dengan baik pada tahun 1970, termasuk adanya diskontinuitas kecepatan kecil dekat kedalaman 410- dan 660 km di mantel atas. Perhatian kemudian bergeser untuk menyelesaikan perbedaan lateral dalam struktur kecepatan, pertama dengan menghasilkan profil kecepatan versus kedalaman yang berbeda untuk wilayah yang berbeda, dan yang terbaru dengan membalikkan data seismik secara langsung untuk struktur kecepatan tiga dimensi. Metode yang terakhir telah diberi nama "tomografi" dengan analogi dengan teknik pencitraan medis. Dalam beberapa tahun terakhir, metode tomografi untuk meningkatkan resolusi telah mulai memberikan gambar spektakuler dari kerak

bumi dan mantel pada berbagai skala panjang. Tomografi gempa bumi lokal pada skala dari puluhan hingga ratusan kilometer telah mencitrakan detail struktur kerak di banyak daerah yang berbeda, termasuk kecepatan seismik lambat yang ditemukan di cekungan sedimen dan perubahan kecepatan yang tajam yang dapat terjadi di dekat zona patahan aktif.

Gambar 1.8 menunjukkan gangguan kecepatan seismik dalam mantel, seperti yang baru-baru ini dicitrakan menggunakan metode tomografi seluruh Bumi..



Gambar 1.8. Variasi lateral dalam kecepatan S pada kedalaman 150, 550, 1000, 1600, 2200, dan 2800 km dalam mantel dari Mannors and Masters (2008).

Gangguan kecepatan berkontur seperti yang ditunjukkan, dengan hitam menunjukkan daerah yang lebih dari 1,4% lebih cepat dari rata-rata, dan putih menunjukkan kecepatan lebih dari 1,8% lebih lambat dari rata-rata (Stein dan Wyssession, 2003).

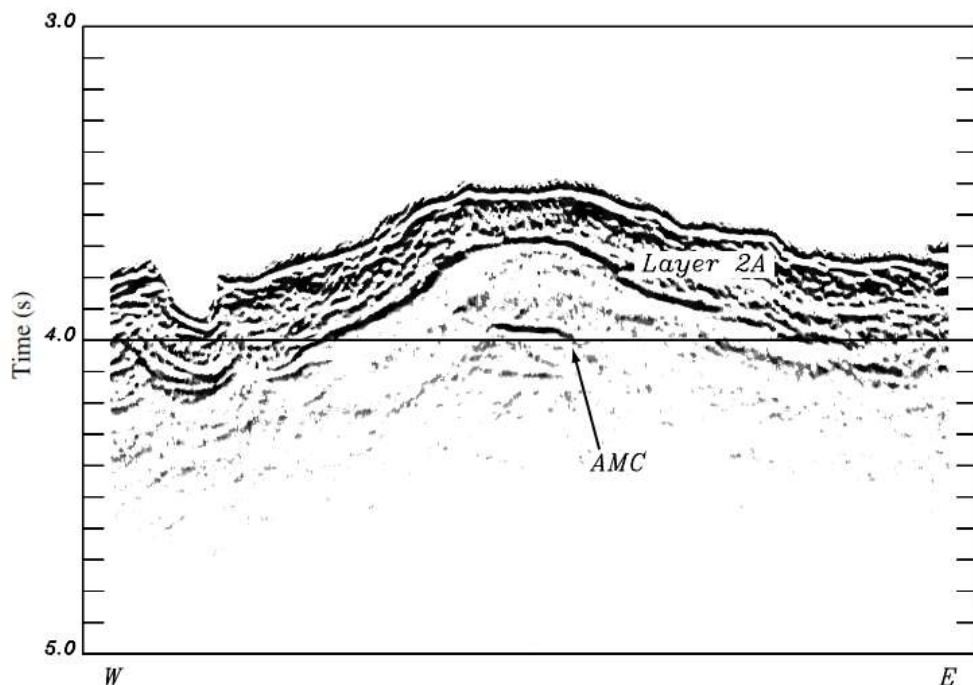
---

Perhatikan bahwa anomali kecepatan paling kuat di bagian atas dan bawah mantel, dengan kecepatan tinggi di bawah benua di mantel paling atas dan dalam cincin yang mengelilingi Pasifik di mantel paling bawah. Banyak, tetapi tidak semua, ahli geofisika menganggap kecepatan cepat ini di dekat batas inti-mantel dengan kumpulan slab turun dingin dari zona subduksi saat ini dan masa lalu di sekitar Pasifik. Kecepatan mantel terendah yang terlihat di bawah Pasifik selatan-tengah sering ditafsirkan sebagai daerah hangat yang dapat memberi makan bulu dan vulkanisme pulau samudera, tetapi perbedaan antara model tomografi gelombang P dan gelombang S sekarang menunjukkan bahwa anomali sebagian besar komposisi dalam asal (mis. Masters et al., 2000). Ciri-ciri lain termasuk pengumpulan lempengan di zona transisi antara diskontinuitas sepanjang 410 dan 660 km (lihat slice 550 km) serta beberapa bukti untuk slab di midmantle di bawah Tonga dan Amerika Selatan (lihat slice 1000 km).

Pada kedalaman yang lebih dangkal, eksperimen seismik refleksi menggunakan sumber yang terkontrol telah menyebabkan gambar rinci dari struktur kerak, baik di darat maupun di bawah lautan (Gambar 1.9). Kemampuan untuk mencitrakan struktur tiga dimensi telah sangat memperluas kekuatan seismologi untuk membantu menyelesaikan masalah luar biasa dalam ilmu bumi. Ini termasuk struktur zona patahan pada kedalaman, akar mendalam dari benua, sifat-sifat perubahan fase mineralogi dalam mantel, nasib menundukkan lempengan, struktur pusat penyebaran samudera, sifat konveksi dalam mantel, detail rumit dari wilayah batas inti-mantel, dan struktur inti dalam.

Sebagian besar diskusi sebelumnya berkaitan dengan seismologi struktural atau menggunakan catatan gelombang seismik untuk mempelajari tentang struktur internal Bumi. Kemajuan juga telah dibuat dalam mempelajari tentang fisika gempa bumi itu sendiri. Titik balik datang dengan penyelidikan setelah gempa bumi San Francisco 1906. H. F. Reid, seorang insinyur Amerika, mempelajari garis-garis survei di seluruh patahan yang diambil sebelum dan sesudah gempa bumi. Analisisnya mengarah pada teori rebound elastis untuk asal-usul gempa bumi di mana akumulasi lambat tegangan geser dan regangan tiba-tiba dilepaskan oleh gerakan di sepanjang sesar. Pekerjaan selanjutnya telah mengkonfirmasi bahwa

mekanisme ini adalah penyebab utama gempa tektonik di kerak bumi dan mampu dengan cepat melepaskan sejumlah besar energi. Saat ini, pengamatan deformasi skala besar setelah gempa bumi besar, menggunakan metode survei berbasis darat dan satelit, banyak digunakan untuk membatasi distribusi slip pada patahan bawah permukaan.



Gambar 1.9. Gambar *axial magma chamber* (AMC) di bawah Pasifik Timur dekat  $14^{\circ}15'$  S diperoleh melalui pemrosesan migrasi data seismik refleksi (dari Kent et al., 1994). Profil ini sekitar 7 km, dengan sumbu vertikal mewakili waktu tempuh dua arah gelombang kompresional antara permukaan laut dan titik refleksi. Dasar laut adalah reflektor pada sekitar 3,5 detik di tengah plot, sedangkan ruang magma muncul sekitar 4,0 detik dan lebarnya sekitar 750 m. Ruang magma aksial dangkal umumnya terlihat di bawah punggung samudera yang menyebar cepat, seperti yang ada di Pasifik timur, tetapi tidak di bawah punggung penyebaran lambat, seperti Mid-Atlantic Ridge.

Ukuran ukuran gempa yang pertama kali digunakan adalah skala magnitudo yang dikembangkan untuk gempa bumi di California selatan oleh Charles Richter dan Beno Gutenberg pada tahun 1935. Karena skala Richter adalah logaritmik, sejumlah kecil besaran Richter dapat menggambarkan variasi besar dalam ukuran

gempa. Gempa bumi terkecil yang mudah dirasakan di permukaan memiliki kekuatan sekitar 3, sedangkan gempa bumi besar seperti gempa San Francisco 1906 memiliki kekuatan 8 atau lebih.

Sejumlah skala besaran yang berbeda, berlaku untuk berbagai jenis pengamatan seismik, kini telah dikembangkan yang didasarkan pada gagasan Richter. Namun, sebagian besar skala ini bersifat empiris dan tidak terkait langsung dengan sifat-sifat sumber. Ukuran lebih besar berdasarkan fisik dari ukuran gempa, momen seismik, dirumuskan oleh Keiiti Aki pada tahun 1966. Ini mengarah pada definisi besaran momen, yang tetap berskala bahkan untuk gempa bumi berkekuatan 8 dan lebih besar. Karena gempa bumi dahsyat jarang terjadi di wilayah tertentu, umat manusia sering lupa betapa dahsyatnya peristiwa ini. Namun, sejarah harus mengingatkan kita akan kekuatan mereka untuk tiba-tiba membunuh puluhan ribu orang (lihat Tabel 1.1) dan pentingnya membangun bangunan tahan gempa.

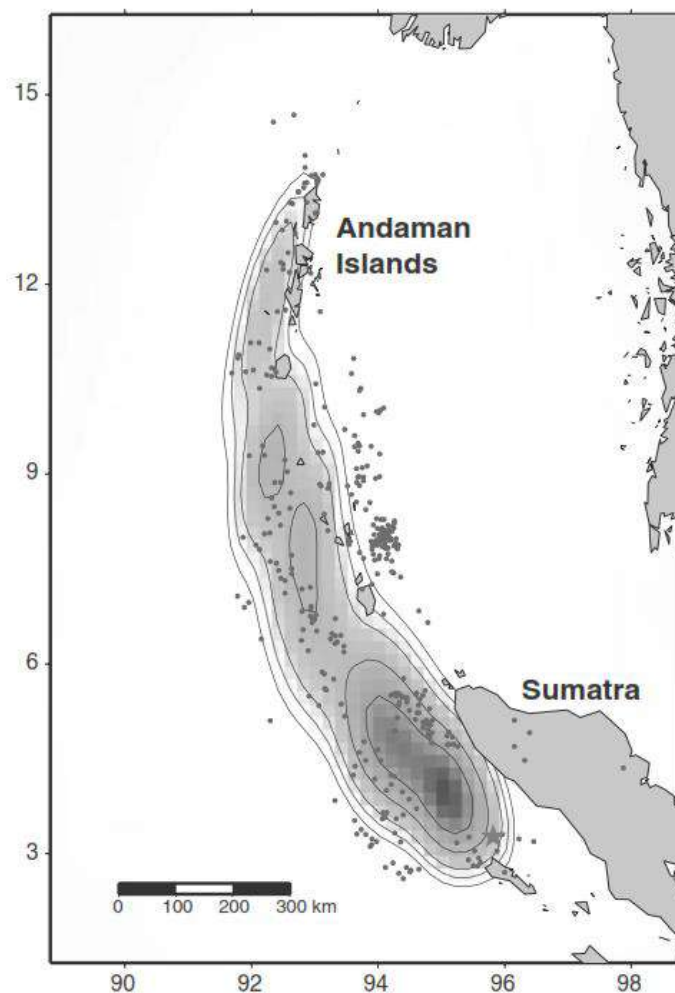
Table 1.1: Earthquakes with 70 000 or more deaths.			
Year	Location	Magnitude	Deaths
856	Damghan, Iran		200 000
893	Ardabil, Iran		150 000
1138	Aleppo, Syria		230 000
1290	Chihli, China		100 000
1556	Shansi, China	~8	830 000
1667	Shemakha, Caucasia		80 000
1727	Tabriz, Iran		77 000
1755	Lisbon, Portugal	8.7	70 000
1908	Messina, Italy	7.2	~85 000
1920	Gansu, China	7.8	200 000
1923	Kanto, Japan	7.9	143 000
1927	Tsinghai, China	7.9	200 000
1932	Gansu, China	7.6	70 000
1948	Ashgabat, Turkmenistan	7.3	110 000
1976	Tangshan, China	7.5	255 000
2004	Sumatra	9.1	283 106
2005	Pakistan	7.6	86 000
2008	Eastern Sichuan, China	7.9	87 652

Source: <http://earthquake.usgs.gov/regional/world/most-destructive.php>



---

Populasi bumi yang meningkat pesat, terutama di kota-kota di daerah yang aktif secara gempa, berarti bahwa gempa bumi di masa depan mungkin bahkan lebih mematikan. Gempa bumi dan tsunami hebat pada Desember 2004 menewaskan lebih dari 250.000 orang di Sumatra dan sekitar lautan India timur laut. Gempa ini adalah gempa berkekuatan 9+ pertama yang dicatat oleh seismograf broadband modern (instrumen jauh lebih primitif untuk gempa bumi Chile 1960 dan 1964 Alaska).



Gambar 1.10. Gempa Sumatra-Andaman tahun 2004 sebagaimana dicitrakan oleh Ishii et al. (2005) menggunakan data frekuensi tinggi dari array Hi-Net Jepang. Perhatikan kesepakatan yang baik antara zona pecah sepanjang 1300 km dan lokasi 35 hari pertama gempa susulan (titik-titik kecil).



---

Gempa bumi Sumatra berlangsung selama 8 menit dan pecah sekitar 1.300 km dari patahan (lihat Gambar 1.10). Pemindahan gelombang seismik yang disebabkan oleh peristiwa ini lebih dari satu sentimeter ketika gelombang permukaannya melintasi Amerika Serikat, lebih dari 12.000 kilometer jauhnya. Energi seismik yang terpancar dari gempa ini diperkirakan 1,4 hingga  $3 \times 10^{17}$  joule (Kanamori, 2006; Choy and Boatwright, 2007). Mode normal yang tereksitasi oleh peristiwa ini dapat diamati selama beberapa bulan saat Bumi terus bergetar dalam periode yang sangat lama.

Selama beberapa dekade terakhir, jaringan besar seismometer telah dikerahkan di daerah seismik aktif untuk memetakan pola aktivitas gempa bumi, dan instrumen gerak yang kuat telah digunakan untuk mendapatkan rekaman berskala dekat gempa besar. Menjadi mungkin untuk memetakan sejarah ruang-waktu dari distribusi slip pada patahan selama gempa bumi besar. Terlepas dari kemajuan ini, banyak pertanyaan mendasar mengenai sifat gempa bumi yang sebagian besar tetap tidak terjawab, termasuk asal mula peristiwa mendalam dan proses di mana pecahnya patahan kerak bumi memulai, menyebar, dan akhirnya berhenti. Mungkin dalam bidang fisika gempa inilah beberapa penemuan seismologi masa depan yang paling penting masih harus dibuat.

## **1.2 Seismologi dan Masyarakat**

Seismologi berdampak pada masyarakat melalui aplikasi seperti eksplorasi sumber daya alam, studi gempa bumi, dan kontrol senjata nuklir. Topik-topik ini melibatkan keilmuan dan masalah kebijakan publik di luar fokus dalam menggunakan gelombang seismik untuk mempelajari struktur bumi, gempa bumi, dan lempeng tektonik. Bagaimanapun juga, dengan memberikan perhatian pada aplikasi sosial ini, secara singkat akan didiskusikan beberapa masalah dalam analisis bahaya gempa bumi dan pemantauan uji coba nuklir.

Topik-topik ini memiliki fitur menarik bahwa keadaan pengetahuan seismologis mempengaruhi kebijakan, sehingga ketidakpastian ilmiah memiliki implikasi luas. Pilihan strategi kesiapsiagaan gempa bumi sebagian tergantung pada seberapa baik bahaya gempa bumi dapat dinilai, dan kesediaan negara-negara untuk

---

menegosiasikan perjanjian pelarangan uji sebagian bergantung pada keyakinan mereka bahwa kepatuhan dapat diverifikasi secara seismologis. Seismologi dengan demikian menghadapi tantangan, yang akrab dalam aplikasi lain seperti pemanasan global atau bioteknologi, untuk menjelaskan pengetahuan dan batasannya. Kegagalan untuk melakukannya dapat memiliki konsekuensi yang memalukan. Sebagai contoh, sejak tahun 1960-an pemerintah Jepang telah menghabiskan lebih dari \$ 1 miliar untuk program prediksi gempa bumi yang didasarkan pada gagasan bahwa gempa bumi besar akan didahului oleh fenomena pendahuluan yang dapat diamati, terlepas dari kenyataan bahwa (seperti yang dibahas sebentar lagi) banyak seismolog semakin meragukan bahwa ada fenomena.

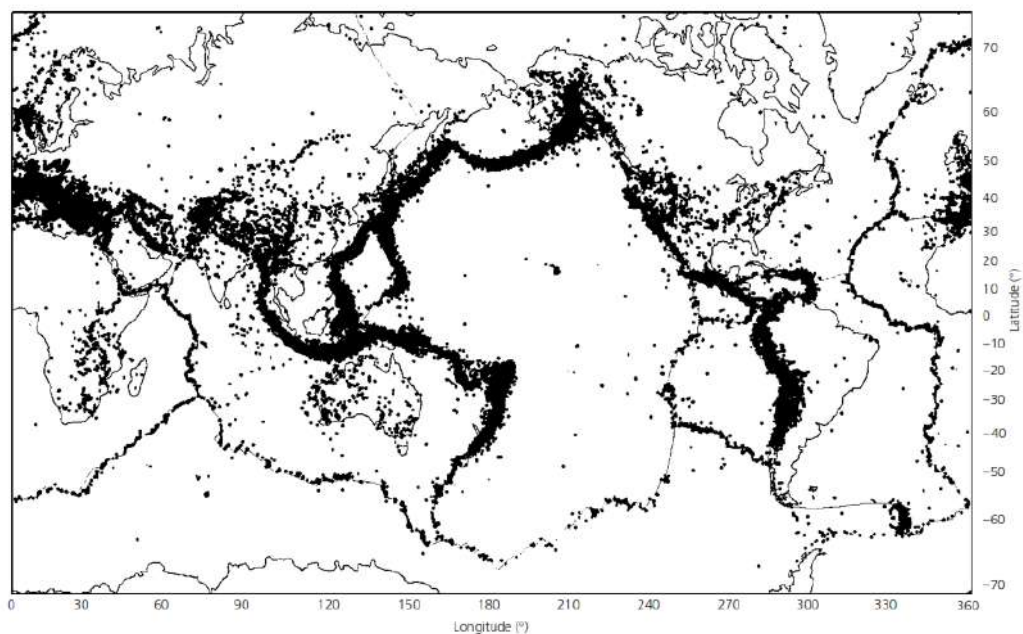
Pendekatan ini sejauh ini gagal memprediksi gempa bumi yang merusak, seperti yang melanda daerah Kobe pada tahun 1995, dan telah memfokuskan sebagian besar upayanya pada daerah-daerah selain dari tempat-tempat di mana gempa bumi ini terjadi. Karena itu, para kritikus berpendapat bahwa program ini secara ilmiah lemah, mengalihkan sumber daya yang dapat lebih bermanfaat digunakan untuk seismologi dasar dan rekayasa gempa bumi, dan memberikan kesan menyesatkan bahwa gempa bumi saat ini dapat diprediksi. Berdasarkan catatan program hingga saat ini, pemerintah akan lebih bijaksana untuk mendengarkan kritik-kritik ini dan lebih jujur kepada publik.

### **1.3 Bahaya Kegempaan dan Resiko Gempa**

Salah satu motivasi utama untuk mempelajari gempa bumi dan seismologi adalah kerusakan yang disebabkan oleh gempa bumi besar. Di banyak bagian dunia, risiko seismik adalah signifikan, apakah mereka dikenal secara luas (seperti di Jepang, di mana sekolah melakukan latihan gempa) atau tidak. Sebagian besar tantangan dalam menilai dan mengatasi bahaya seismik adalah bahwa di daerah tertentu, gempa bumi besar relatif jarang terjadi pada skala waktu manusia, tetapi dapat menyebabkan kerusakan besar ketika terjadi.

Gempa bumi terutama terjadi pada batas di mana lempeng tektonik setebal 100 km bertemu, menyimpang, atau meluncur melewati satu sama lain. Meskipun lempeng-lempeng itu bergerak dengan mantap, batas-batasnya sering kali

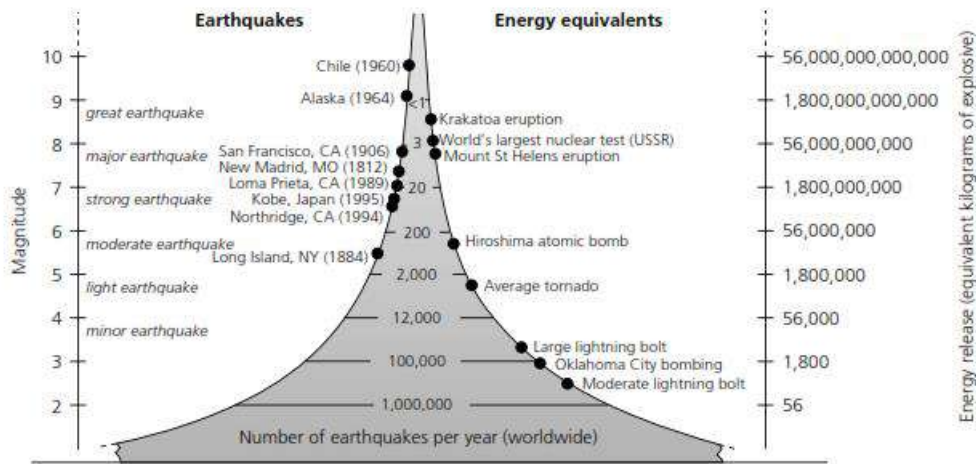
"terkunci," dan tidak sering bergerak. Namun, pada skala waktu beberapa ratus tahun, batas itu tiba-tiba tergelincir, dan gerakan yang terakumulasi dilepaskan dalam gempa bumi. Gambar 1.11 menunjukkan lokasi  $m_b \geq 4$  gempa bumi antara tahun 1963 dan 1995. Gempa bumi dengan baik mendefinisikan batas lempeng, meskipun beberapa gempa bumi juga terjadi di daerah intraplate, jauh dari batas lempeng.



Gambar 1.11. Peta yang menunjukkan pusat gempa dari semua gempa bumi selama 1963–1995 dengan besaran  $m_b \geq 4$ . Sebagian besar gempa bumi terjadi di sepanjang batas antara lempeng tektonik. Di mana batas-batas ini berbeda, gempa bumi terjadi dalam batas yang sempit. Batas lempeng yang lebih menyebar, seperti dataran tinggi Himalaya antara India dan Cina, menunjukkan distribusi episenter yang jauh lebih luas.

Energi yang dilepaskan oleh gempa bumi besar sangat mengejutkan (Gambar 1.12). Sebagai contoh, gempa bumi San Francisco 1906 melibatkan sekitar 4 m selip pada patahan sepanjang 450 km, melepaskan sekitar  $3 \times 10^{16}$  Joule<sup>2</sup> energi elastis. Energi ini setara dengan ledakan nuklir 7 megaton, jauh lebih besar dari bom 0,012 megaton yang dijatuhkan di Hiroshima. Rekaman gempa bumi terbesar, peristiwa Chili 1960 di mana sekitar 21 m selip terjadi pada patahan sepanjang 800 km dan sepanjang 200 km, melepaskan sekitar  $10^{19}$  J energi elastis, lebih dari bom

2000 Mt. Gempa ini melepaskan lebih banyak energi daripada semua bom nuklir yang pernah meledak, yang terbesar adalah 58 Mt. Sebagai perbandingan, total konsumsi energi tahunan manusia global adalah sekitar  $3 \times 10^{20}$  J.



Gambar 1.12. Perbandingan frekuensi, besarnya, dan pelepasan energi gempa bumi dan fenomena lainnya. Magnitudo yang digunakan adalah magnitudo momen, M.

Untungnya, gempa bumi terbesar jarang terjadi, karena energi yang dilepaskan terakumulasi secara perlahan dalam waktu yang lama. Gempa bumi San Francisco terjadi di patahan San Andreas di California utara, bagian dari batas di mana lempeng Pasifik bergerak ke utara relatif terhadap lempeng Amerika Utara. Studi menggunakan satelit Global Positioning System menunjukkan bahwa jauh dari batas lempeng kedua lempeng bergerak satu sama lain dengan kecepatan sekitar 45 mm / tahun. Sebagian besar kesalahan San Andreas "terkunci" sebagian besar waktu, tetapi tergelincir beberapa meter dalam gempa besar setiap beberapa ratus tahun. Perhitungan sederhana menunjukkan bahwa gempa bumi seperti itu seharusnya terjadi rata-rata setiap 4000 mm / (45 mm / thn) atau 90 tahun. Interval sebenarnya tidak seragam, karena alasan yang tidak jelas, dan lebih lama, karena beberapa gerakan terjadi pada kesalahan lain.

Karena batas lempeng membentang lebih dari 150.000 km, dan beberapa gempa bumi terjadi di interior lempeng, gempa bumi sering terjadi di suatu tempat di bumi.

Seperti ditunjukkan pada Tabel 1.2, gempa berkekuatan 7 terjadi sekitar bulanan, dan gempa berkekuatan 6 atau lebih besar terjadi rata-rata setiap tiga hari. Gempa bumi dengan magnitudo tertentu terjadi sekitar sepuluh kali lebih jarang daripada yang satu magnitudo lebih kecil. Karena besarnya sebanding dengan logaritma dari energi yang dilepaskan, sebagian besar energi yang dilepaskan secara seismik adalah gempa bumi terbesar. Peristiwa berkekuatan 8,5 melepaskan lebih banyak energi daripada semua gempa bumi lainnya pada tahun tertentu digabungkan. Oleh karena itu bahaya dari gempa bumi terutama disebabkan oleh gempa bumi besar (biasanya besarnya lebih besar dari 6,5).

Tabel 1.2. Jumlah gempa bumi per tahun

Earthquake magnitude ( $M_s$ )	Number per year	Energy released ( $10^{15}$ J/yr)
$\geq 8.0$	0–1	0–1,000
7–7.9	12	100
6–6.9	110	30
5–5.9	1,400	5
4–4.9	13,500	1
3–3.9	>100,000	0.2

\*Berdasarkan data dari Pusat Informasi Gempa Bumi USGS. Perkiraan energi didasarkan pada formula empiris Gutenberg dan Richter (Gutenberg, 1959), dan skala hubungan skala Geller (1976), dan sangat perkiraan.

Dalam menilai potensi bahaya yang ditimbulkan oleh gempa bumi atau bencana alam lainnya, ada baiknya untuk membedakan antara bahaya dan risiko. Bahaya adalah kejadian alami intrinsik gempa bumi dan gerakan tanah yang dihasilkan dan efek lainnya. Resikonya adalah bahaya yang ditimbulkan oleh nyawa dan harta benda. Oleh karena itu, walaupun bahayanya adalah fakta geologis yang tidak dapat dihindari, risikonya dipengaruhi oleh tindakan manusia. Area dengan bahaya tinggi dapat memiliki risiko rendah karena hanya sedikit orang yang tinggal di sana, dan area dengan bahaya sedang dapat memiliki risiko tinggi karena populasi yang besar dan konstruksi yang buruk. Risiko gempa bumi dapat dikurangi dengan tindakan manusia, sedangkan bahaya tidak dapat (karenanya, Program Pengurangan Bahaya Gempa Nasional pemerintah AS, secara jelas, salah nama).

---

Beberapa gempa bumi yang sangat besar tidak menimbulkan korban jiwa karena lokasinya yang terpencil atau kedalaman fokus yang dalam. Secara umum, gempa bumi paling merusak terjadi di mana populasi besar tinggal di dekat batas lempeng. Kerugian properti tertinggi terjadi di negara maju di mana lebih banyak properti berada dalam risiko, sedangkan kematian paling tinggi di negara berkembang. Meskipun statistik sering tidak tepat, dampak gempa bumi besar bisa sangat besar. Diperkirakan bahwa guncangan Iran Utara 1990 menewaskan 40.000 orang, dan gempa bumi Spitak (Armenia) tahun 1988 menewaskan 25.000 orang. Bahkan di Jepang, di mana praktik konstruksi modern digunakan untuk mengurangi kerusakan gempa bumi, gempa bumi Kobe 1995 menyebabkan lebih dari 5.000 kematian dan kerusakan senilai \$ 100 miliar. Rata-rata selama abad terakhir gempa bumi telah menyebabkan sekitar 11.500 kematian per tahun. Akibatnya, gempa bumi memiliki efek yang signifikan terhadap sejarah dan budaya banyak daerah.

Seismologi digunakan dalam berbagai cara untuk mencoba mengurangi risiko gempa bumi. Studi gempa bumi masa lalu diintegrasikan dengan data geofisika lainnya untuk memperkirakan lokasi dan ukuran gempa bumi di masa depan. Perkiraan ini membantu insinyur merancang struktur tahan gempa dan membantu insinyur dan otoritas publik memperkirakan dan mempersiapkan kerusakan di masa depan dengan mengembangkan kode untuk konstruksi tahan gempa. Seismologi juga digunakan oleh industri asuransi untuk mengembangkan tingkat asuransi gempa bumi, yang dapat mengurangi kerugian finansial akibat gempa bumi dan menyediakan sumber daya untuk pemulihan ekonomi setelah gempa bumi yang merusak. Tarif dapat didasarkan pada faktor-faktor termasuk sifat struktur, lokasinya relatif terhadap sesar aktif, dan kondisi tanah. Pemilik rumah dan bisnis kemudian memutuskan apakah akan membeli asuransi, tergantung pada risiko yang mereka rasakan dan fakta bahwa kerusakan harus melebihi jumlah yang dapat dikurangkan (10–15% dari nilai pertanggungan) sebelum perusahaan asuransi membayar. Kompleksitas bagi penanggung adalah bahwa, tidak seperti kecelakaan mobil, yang kejadiannya relatif seragam, gempa bumi atau bencana alam lainnya jarang terjadi tetapi dapat menghasilkan kerusakan terkonsentrasi yang sedemikian besar sehingga mengganggu kemampuan penanggung untuk membayar klaim.

---

Pendekatan untuk masalah ini termasuk batasan pada seberapa banyak perusahaan akan mengasuransikan di daerah tertentu, penggunaan reasuransi dimana satu perusahaan asuransi mengasuransikan yang lain, obligasi bencana yang menyebarkan risiko keuangan ke pasar modal global, dan program asuransi pemerintah.

### **LATIHAN SOAL**

1. Jari-jari Bumi, Bulan, dan Matahari masing-masing adalah 6371 km, 1738 km, dan  $6,951 \times 10^5$  km. Dari Gambar 1.2, 1.6, dan 1.7, buat perkiraan kasar tentang berapa lama gelombang P untuk melintasi diameter setiap bagian bumi!
2. Dengan asumsi bahwa kecepatan gelombang P di laut adalah 1,5 km/s, perkirakan kedalaman air minimum dan maksimum yang ditunjukkan pada Gambar 1.9. Jika kecepatan gelombang P pada kerak adalah 5 km/s, berapakah kedalaman bagian atas dari kantong magma dari lantai laut?
3. Asumsikan bahwa perturbasi kecepatan S diplot pada kedalaman 150 km pada Gambar 1.8, membentang sepanjang 300 km mantel bagian atas. Perkirakan berapa detik sebelumnya gelombang-S yang naik secara vertikal akan tiba di stasiun seismik di tengah Kanada, dibandingkan dengan stasiun di Pasifik timur. Abaikan perbedaan ketebalan topografi atau kerak di antara lokasi; pertimbangkan hanya perbedaan waktu perjalanan terintegrasi melalui mantel atas.
4. Lakukan riset di web untuk menemukan pelepasan energi dari yang berikut ini: (a) ledakan nuklir 1 megaton, (b) konsumsi listrik tahunan di Amerika Serikat, (c) pembuangan energi pasang surut tahunan di lautan bumi, dan (d) pelepasan energi harian dari badai tipikal. Ekspresikan semua jawaban Anda dalam joule (J) dan bandingkan angka-angka ini dengan pelepasan energi seismik gempa bumi Sumatra 2004 (lihat teks). Perhatikan bahwa pelepasan energi total (termasuk panas yang dihasilkan



oleh patahan, dll.) Dari gempa Sumatra mungkin jauh lebih besar daripada energi yang dipancarkan secara seismik.

5. Earthquake moment is defined as  $M_0 = \mu DA$ , where  $\mu$  is the shear modulus, D is the average displacement on the fault, and A is the fault area that slipped. The moment of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake has been estimated to be about  $1.0 \times 10^{23}$  Nm. Assuming that the fault is horizontal, crudely estimate the slip area from the image shown in Figure 1.10. Assuming that the shear modulus  $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ , then compute the average displacement on the fault.





**Tujuan :**

1. Mampu memahami konsep dasar tegangan dan regangan dalam seismologi.
2. Mampu mengaplikasikan konsep dasar tegangan dan regangan dalam seismologi terutama gempa bumi.



Salah satu contoh kerusakan akibat gempa bumi karena proses regangan

# **BAB**

# **2**

## **TEORI ELASTISITAS**

Setiap deskripsi kuantitatif dari perambatan gelombang seismik membutuhkan kemampuan untuk mengkarakterisasi gaya-gaya internal dan deformasi pada material padat. Dimulai dari tinjauan singkat tentang teori tegangan dan regangan yang akan dibutuhkan dalam bab-bab selanjutnya. Pada bab ini, tidak akan menurunkan banyak persamaan (dapat dipelajari pada Mekanika Kuantum, Malvern, 1969 untuk rincian lebih lanjut). Deformasi tiga dimensi dalam suatu material disebut regangan; kekuatan internal antara berbagai bagian medium disebut sebagai tegangan. Tegangan dan regangan tidak ada secara independen dalam suatu material, akan tetapi dihubungkan melalui hubungan konstitutif yang menggambarkan sifat padatan elastis.

---

Ketika sebuah gaya diberikan kepada sebuah material, yang merusak bentuk asal. Hal ini sama saja bahwa partikel dari material tersebut berpindah tempat dari posisi awal. Gaya tidak melebihi sebuah nilai kritis, perpindahan tempat dapat dibalik; partikel dari material kembali ke posisi awal masing masing ketika gaya hilang, dan tidak ada perubahan yang permanen. Penjelasan ini disebut keadaan elastis. Hukum deformasi elastisitas diilustrasikan sebagai berikut, bayangkan sebuah balok silinder dengan berat  $h$  dan luas permukaan  $A$ , diberikan gaya  $F$  yang memperpanjang balok sebesar  $\Delta h$ . Eksperimen menunjukkan bahwa untuk deformasi elastis  $\Delta h$  adalah proporsi langsung untuk aplikasi gaya dan untuk mengusung dimensi dari balok, tapi dengan membalikkan proporsi ke luas permukaan balok, sehingga :  $\Delta h = \infty$  atau saat luasan  $A$  kecil maka nilai batas gaya perlusan disebut tegangan ( $\sigma$ ). Tiap unit dari tegangan memiliki tegangan yang sama. Satuan Internasional yang digunakan adalah pascall, ekuivalen untuk sebuah gaya dari 1 newton per meter persegi ( $1 \text{ Pa} = 1 \text{ Nm}^{-2}$ ).

Saat  $h$  kecil, sebagian kecil dimensi berubah (disebut regangan ( $\epsilon$ ), yang tidak memiliki dimensi. Persamaan untuk keadaan elastis, regangan pada suatu benda sebanding dengan tegangannya. Hubungan ini yang disebut sebagai **hukum Hooke**. Yang merupakan teori dasar elastisitas. Dengan melewati sebuah nilai dari tegangan yang disebut batas keseimbangan, hukum hooke tidak lagi berlaku. Bagaimanapun material masih tetap elastis (kembali ke keadaan semula ketika tegangan hilang), hubungan tegangan-regangan merupakan hubungan nonlinear. Jika zat padat beberapa titik disebut sebagai batas elastis yang tidak akan mengembalikan bagian asli ketika tegangan hilang. Pada keadaan ini kenaikan kecil aplikasi tegangan disebabkan ketidakseimbangan besaran kenaikan pada regangan. Deformasi ini disebut sebagai plastis. Jika aplikasi tegangan hilang pada plastik maka regangan tidak dapat kembali ke titik nol; regangan yang permanen telah diproduksi. Aplikasi tegangan melalui kekuatan dari material dan terjadi kegagalan. Pada sebuah batu kegagalan dapat terjadi dengan tiba tiba dengan jarak elastis. Ini yang dinamakan keadaan rapuh.

Sebuah material elastis berubah bentuk secara tiba tiba saat sebuah tegangan terjadi dan tetap mempertahankan regangan hingga tegangan hilang, saat regangan

---

kembali pada posisi semula. Luasan  $A$  waktu regangan direncanakan sebuah kotak seperti potongan. Bagaimanapun sebuah material regangan tidak menjangkau nilai kestabilan setelah diberi tegangan tapi berangsur angsur menuju nilai kestabilan. Regangan ini merupakan tipe respon regangan yang disebut material inelastis. Setelah tegangan hilang kebergantungan waktu regangan kembali kembali ke keadaan asal. Pada deformasi plastik regangan menyimpan peningkatan panjang sebagai tegangan yang terjadi. Ketika tegangan dihilangkan regangan tidak bisa kembali ke asal; regangan permanen dari material.

Pengetahuan kita tentang struktur dan sifat dari interior bumi sebagian besar dapat dipelajari dari pembelajaran gelombang seismik sebagai pemunculan dari gempa. Sebuah gempa terjadi di kerak atau mantel ketika tegangan tektonik melebihi kekuatan lokal dari batuan dan kegagalan yang terjadi. Pengalaman dari daerah penyebaran gelombang seismik dari sebuah gempa dari deformasi elastis batuan yang melakukan perjalanan.

## 2.1. Analisis Tegangan (*Stress*)

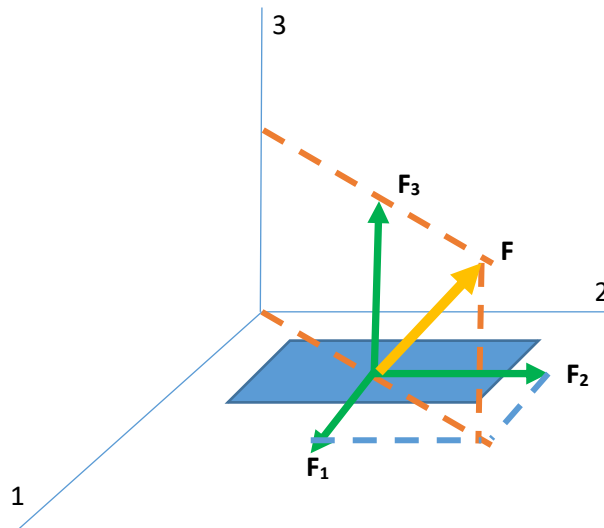
Tegangan berhubungan dengan gaya yang bekerja pada suatu bidang. Tegangan didefinisikan sebagai besarnya gaya per satuan luas pada suatu titik pada bidang yang bersangkutan. Secara matematis, tegangan dapat dituliskan sebagai berikut:

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

dengan  $F$  adalah besarnya gaya pada luasan  $\delta S$ , sehingga satuan tegangan adalah  $\text{N.m}^{-2}$  atau pascal (Pa).

Tegangan tidak hanya bekerja pada suatu bidang yang nyata atau real seperti permukaan suatu benda. Tegangan dapat pula bekerja pada bidang fiktif (yang dianggap ada). Pada suatu benda yang mengalami deformasi (perubahan bentuk) misalnya terpuntir, setiap titik didalamnya pasti akan mengalami tegangan, meskipun di dalam benda tersebut tidak ada bidang permukaan yang nyata. Sebagai contoh tegangan adalah tekana hidrostatik, yaitu besarnya gaya normal per satuan luas yang bekerja pada suatu bidang di dalam zat cair. Gaya pada suatu bidang tidak

harus tegak lurus (normal) pada bidang tersebut. Gaya yang arahnya sembarang selalu dapat diuraikan menjadi 3 komponen gaya yang saling tegak lurus satu sama lain. Oleh karena itu, tegangan tersebut disebut sebagai tegangan normal dan tegangan geser (Gambar 2.1).

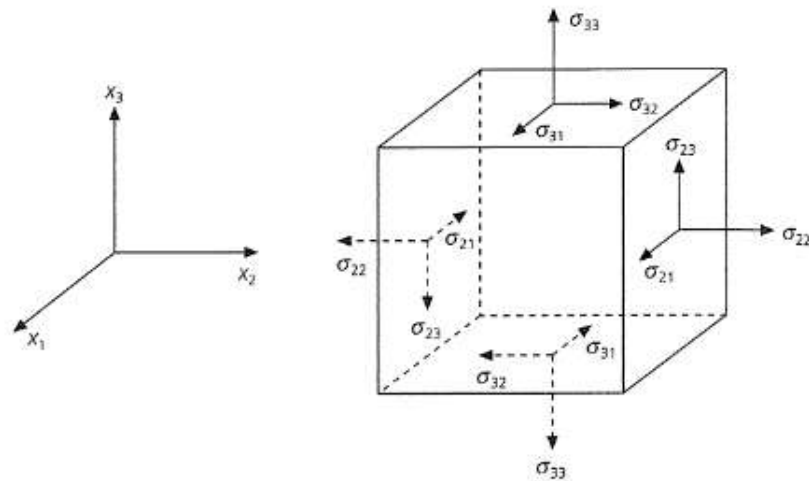


Gambar 2.1. Gaya  $F$  pada bidang 3 (yang tegak lurus sumbu 3) dapat diuraikan menjadi 1 gaya normal  $F_3$  dan 2 gaya geser  $F_1$  dan  $F_2$

## 2.2. Tensor Tegangan

Sekarang bagaimana jika ada gaya sembarang yang bekerja pada bidang yang sembarang juga? Bidang dengan orientasi sembarang selalu diwakili oleh 3 bidang yang saling tegak lurus, yaitu bidang-bidang 1,2, dan 3 (luasnya berbeda). Dengan demikian, secara keseluruhan akan ada 9 komponen tegangan independen yang berhubungan dengan arah gaya dan arah bidang (Gambar 2.2). Besaran tersebut sering disebut sebagai tensor, yang secara matematis disimbolkan dengan huruf terdiri dari 2 indeks yang berbeda dan dituliskan dalam bentuk matriks sebagai berikut:

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \quad (2.2)$$



Gambar 2.2. Tegangan yang bekerja pada 2 bidang yang tegak lurus sumbu 2 (bidang atas dan bawah paralel epipedum).

Persamaan (2.2) menyatakan 9 komponen tensor tegangan pada sumbu koordinat tegak 1,2,3 di suatu titik di dalam material yang mengalami deformasi. Indeks depan pada komponen tegangan ini menunjukkan arah bidang (garis normalnya), sedangkan indeks belakang menunjukkan arah tegangan. Dalam beberapa aplikasi, tensor tegangan lebih mudah untuk menulis sumbu koordinat sebagai x, y, dan z, sehingga tensor tegangan dapat ditulis sebagai berikut:

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.3)$$

### CONTOH 2.1

1. Jika diketahui komponen horisontal dari tensor tegangan adalah sebagai berikut:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -40 & -10 \\ -10 & -60 \end{bmatrix} MPa$$

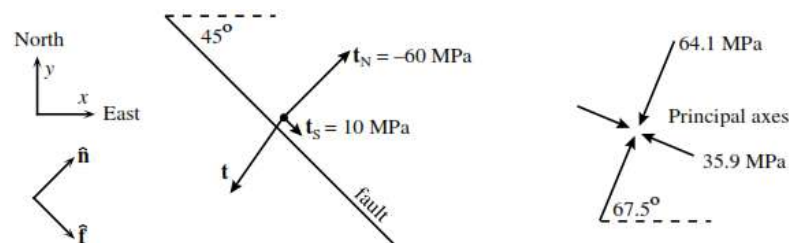
Dengan mengasumsikan bahwa ini merupakan masalah dua dimensi, mari kita hitung gaya yang bekerja melintasi patahan pada  $45^\circ$  (searah jarum jam) dari sumbu x. Biasanya diasumsikan bahwa sumbu x menunjuk ke timur dan sumbu y menunjuk ke utara, sehingga dalam hal ini patahan berarah dari barat laut ke tenggara. Untuk menghitung vektor torka dari persamaan (2.3), kita membutuhkan vektor normal  $\hat{n}$ . Vektor ini tegak lurus terhadap patahan dan dengan demikian menunjuk ke timur laut, atau sejajar dengan vektor (1,1) dalam sistem koordinat (x, y). Namun, ingat bahwa  $\hat{n}$  adalah vektor satuan sehingga kita harus menormalkan panjangnya untuk memperoleh:

$$\hat{n} = \begin{bmatrix} 1/\sqrt{2} \\ 1/\sqrt{2} \end{bmatrix} = [0,7071]$$

Substitusikan ke dalam persamaan 2.3, maka akan diperoleh:

$$\sigma(\hat{n}) = \sigma \hat{n} = \begin{bmatrix} -40 & -10 \\ -10 & -60 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1/\sqrt{2} \\ 1/\sqrt{2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -50/\sqrt{2} \\ -70/\sqrt{2} \end{bmatrix} \approx \begin{bmatrix} -35,4 \\ -49,4 \end{bmatrix} \text{ MPa}$$

Perhatikan bahwa vektor torka mengarah sekitar barat daya (lihat Gambar 2.3).



Gambar 2.3. Torka patahan dan tegangan utama.

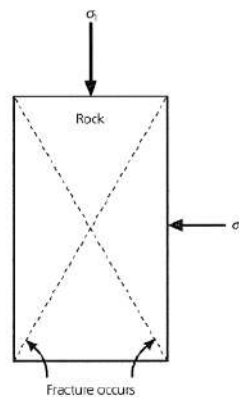
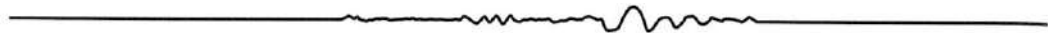
Ini adalah gaya yang diberikan oleh sisi timur laut patahan (mis., dalam arah vektor normal kita) di sisi barat daya patahan. Jadi kita melihat bahwa ada kesalahan kompresi normal pada patahan. Untuk menyelesaikan tegangan normal dan geser pada patahan, kami menghitung *dot product* antara vektor tegak lurus ( $\hat{n}$ ) dengan vektor sejajar ( $\hat{f}$ ) pada patahan.

$$\begin{aligned} \mathbf{t}_N &= \mathbf{t} \cdot \hat{n} = (-50/\sqrt{2}, -70/\sqrt{2}) \cdot (1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2}) = -60 \text{ MPa} \\ \mathbf{t}_S &= \mathbf{t} \cdot \hat{f} = (-50/\sqrt{2}, -70/\sqrt{2}) \cdot (1/\sqrt{2}, -1/\sqrt{2}) = 10 \text{ MPa}. \end{aligned}$$

Sehingga kompresi patahan normal adalah 60 Mpa dan tegangan geser sebesar 10 Mpa.

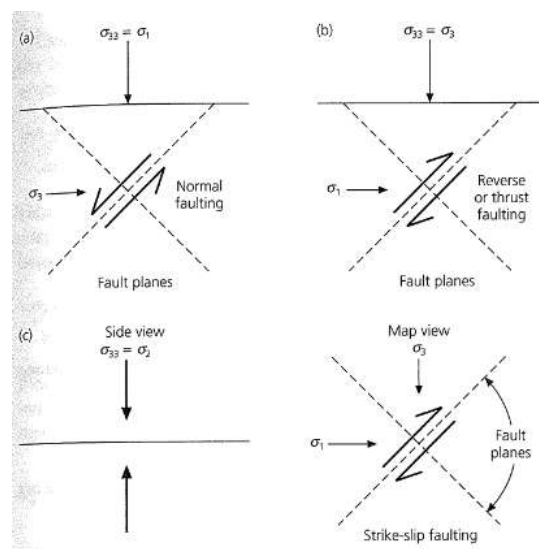
### 2.3. Tegangan Geser Maksimum dan Patahan

Aplikasi seismologi yang paling penting dari tegangan adalah teori untuk memprediksi patahan batuan akan terjadi pada bidang di mana tegangan geser bernilai paling tinggi. Meskipun ini tidak sepenuhnya benar, hal ini akan memberikan wawasan tentang hubungan antara orientasi sesar dan tektonik regional. Tegangan geser maksimum dapat ditentukan dengan menggunakan tensor tegangan yang diagonal. Untuk menerapkan teori tersebut, pertimbangkan eksperimen di mana batuan dikompresi (Gambar 2.4) sedemikian rupa sehingga tegangan utamanya negatif, dengan  $|\sigma_1| \geq |\sigma_2| \geq |\sigma_3|$ . Kita mengharapkan ada sebuah rekahan pada bidang tegangan geser maksimum. Ada dua bidang seperti itu, masing-masing  $45^\circ$  dari sumbu tegangan utama maksimum dan minimum serta termasuk sumbu tegangan utama menengah. Kedua bidang sama-sama cenderung patah. Atau, jika percobaan dilakukan dalam situasi laboratorium lebih dikenal sebagai kompresi uniaksial, di mana  $|\sigma_1| \geq |\sigma_2| = |\sigma_3|$ , kesalahan terjadi pada bidang  $45^\circ$  dari tegangan utama maksimum ( $\sigma_1$ ) pada sumbu axis. Eksperimen mendukung gagasan bahwa rekahan dipengaruhi oleh tegangan geser sehingga bidang rekahan sekitar  $25^\circ$  dari arah tegangan utama maksimal.



Gambar 2.4. Ilustrasi skematik pada percobaan dimana sampel batuan berbentuk silinder dikompresi searah dengan tegangan utama maksimum ( $\sigma_1$ ) sehingga terjadi rekahan/patahan.

Secara sederhana, asumsikan bahwa patahan pada bumi terbentuk pada bidang tegangan geser maksimum. Anggap bahwa permukaan bumi merupakan permukaan yang bebas, dimana torka bernilai nol. Oleh karena itu, pada permukaan, satu sumbu tegangan utama harus vertikal dan dua lainnya harus sejajar dengan permukaan. Tiga geometri patahan dasar (*normal*, *strike-slip* dan *thrust*) berhubungan dengan sumbu tegangan (Gambar 2.5).



Gambar 2.5. Bidang tegangan yang berhubungan dengan tiga jenis patahan, dengan asumsi bahwa gempa bumi terjadi pada bidang tegangan geser maksimum. Patahan (a) *Normal*, (b) *reverse* dan (c) *strike-slip* yang melibatkan orientasi yang berbeda dari tegangan utama.



## 2.4. Tegangan Deviatorik

Tegangan di Bumi yang dalam didominasi oleh tegangan kompresi yang besar dari tekanan hidrostatik (Tabel 2.1).

Table 2.1: Pressure versus depth inside Earth.		
Depth (km)	Region	Pressure (GPa)
0–24	Crust	0–0.6
24–400	Upper mantle	0.6–13.4
400–670	Transition zone	13.4–23.8
670–2891	Lower mantle	23.8–135.8
2891–5150	Outer core	135.8–328.9
5150–6371	Inner core	328.9–363.9

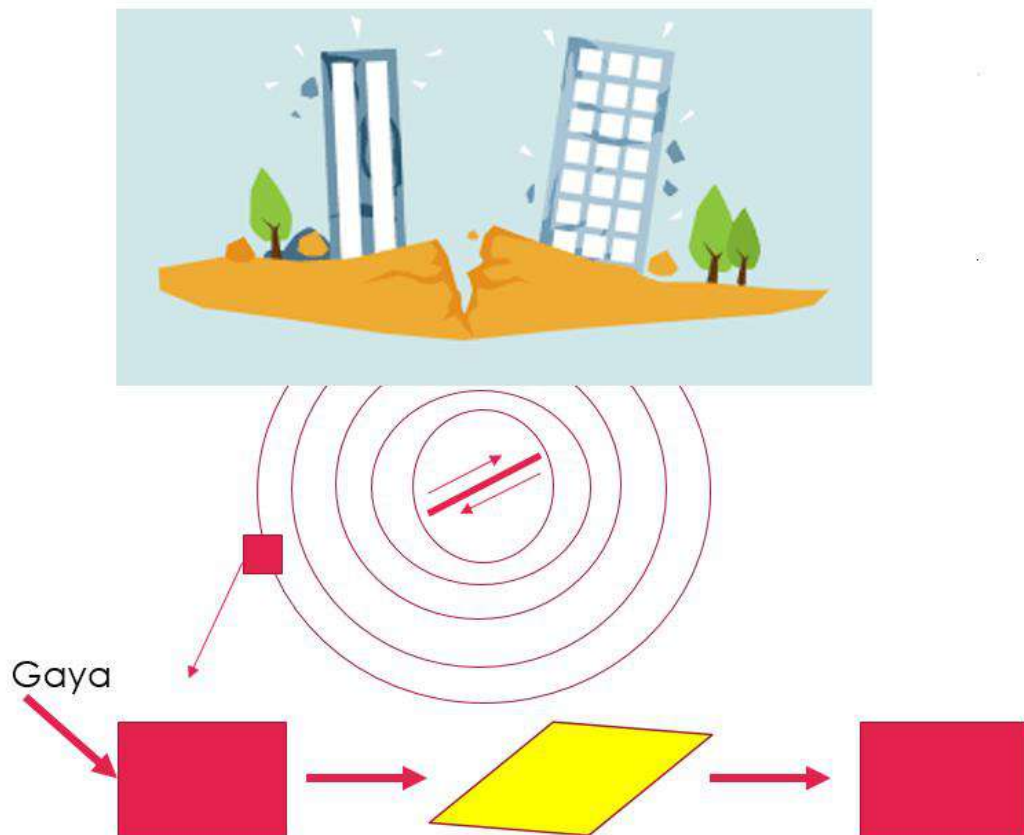
Seringkali lebih mudah untuk mempertimbangkan hanya tegangan deviatorik yang jauh lebih kecil, yang dihitung dengan mengurangi tegangan normal rata-rata (diberikan oleh rata-rata tegangan utama, yaitu  $\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ ) dari komponen diagonal dari tensor tegangan, sehingga tensor tegangan deviatorik didefinisikan sebagai berikut:

$$\sigma_D = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} - \sigma_m & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} - \sigma_m & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} - \sigma_m \end{bmatrix} \quad (2.4)$$

## 2.5. Regangan (*Strain*)

Osilasi partikel dapat diartikan bahwa partikel tersebut berpindah dari keadaan setimbangnya. Perpindahan tersebut dinamakan *displacement* yang merupakan ukuran absolut perubahan posisi partikel. Komponen perpindahan dalam koordinat kartesian didefinisikan sebagai  $u$ ,  $v$  dan  $w$ . Regangan merupakan ukuran dari perubahan relatif dalam bidang *displacement*. Regangan berhubungan dengan deformasi (perubahan bentuk) dari perubahan absolut posisi. Gambar 2.6 menunjukkan bahwa jika suatu titik dilewati oleh sebuah gelombang maka akan terjadi perubahan bentuk atau jarak antar titik tersebut berubah. Apabila gelombang

tersebut telah melewati titik tersebut (gaya telah dihilangkan), maka bentuknya akan kembali ke keadaan setimbang.



Gambar 2.6. Ilustrasi perubahan bentuk pada suatu bujur sangkar ketika dilewati gelombang seismik.

Untuk menganalisa regangan, pertama-tama dilihat terlebih dahulu deformasi dengan tipe tertentu. Deformasi yang paling sederhana adalah ekstensi pada satu arah yang diilustrasikan dalam gambar 2.7a. Perubahan panjang fraksional dalam arah  $x$  adalah  $\Delta u / \Delta x$  pada suatu volume yang sangat kecil, didefinisikan sebagai komponen regangan normal. Regangan merupakan kuantitas yang tidak berdimensi. Ada 3 buah komponen regangan normal, yaitu:

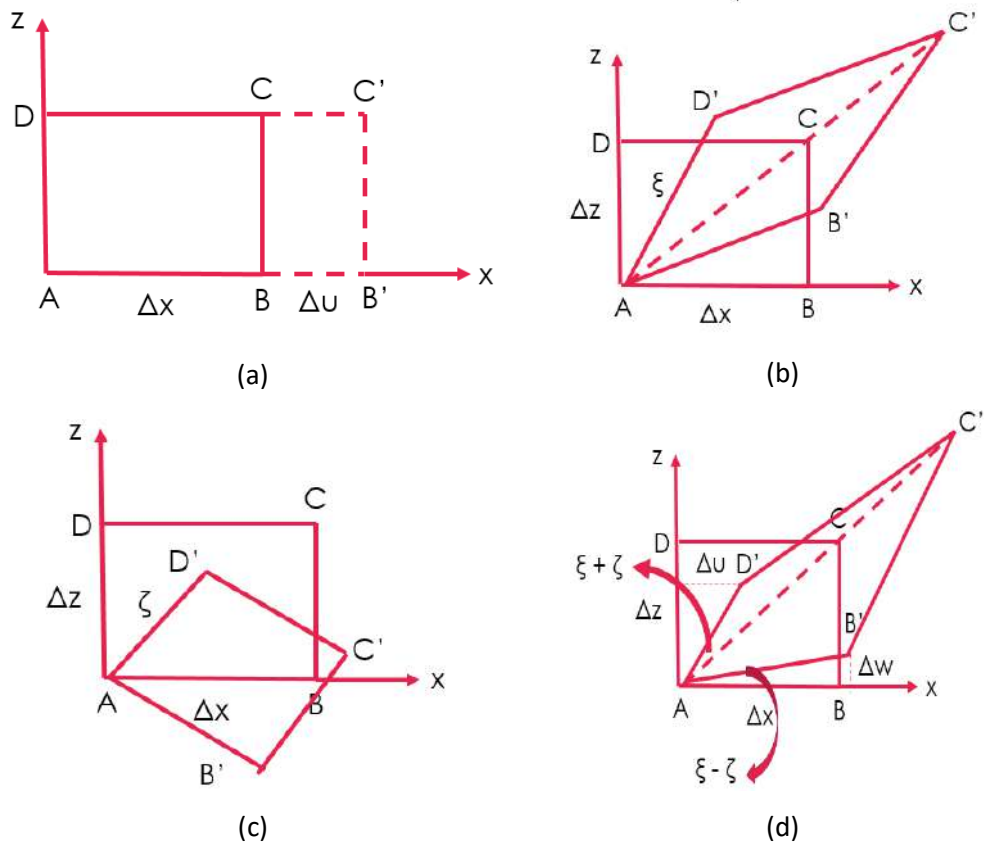
$$e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; e_{yy} = \frac{\partial u}{\partial y}; e_{zz} = \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.5)$$

Karena tidak terjadi deformasi permanen dalam batuan yang dilewati gelombang, maka regangan yang diinduksi oleh gelombang seismik sangat kecil (biasanya sekitar  $10^{-6}$ ). Regangan positif disebut ekstensi dan negatif disebut kontraksi. Tipe deformasi lain disebabkan oleh pergeseran (Gambar 2.7b), rotasi (Gambar 2.7c) dan kombinasinya (Gambar 2.7d). Deformasi angular  $\xi$  dan  $\zeta$  dalam volume yang sangat kecil, dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$\xi - \zeta = \frac{\partial w}{\partial x} \quad (2.6a)$$

dan

$$\xi + \zeta = \frac{\partial w}{\partial x} \quad (2.6b)$$



Gambar 2.7. Perubahan bentuk atau perubahan posisi suatu bujursangkar yang disebabkan oleh suatu tegangan: (a) deformasi linier dalam arah x; (b) pergeseran (*shear*); (c) rotasi dan (d) kombinasi deformasi dan rotasi.

Kemudian persamaan 2.6a dan 2.6b dijumlahkan, sehingga diperoleh:

$$\xi = e_{xz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) = e_{zx} \quad (2.7a)$$

$$\xi = e_{xy} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = e_{yx} \quad (2.7b)$$

$$\xi = e_{yz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) = e_{zy} \quad (2.7c)$$

Deformasi angular yang dinyatakan oleh persamaan 2.7 disebut sebagai regangan geser karena menghasilkan perubahan bentuk dalam suatu batuan (Gambar 2.7b). Dari persamaan 2.5 dan 2.7, diperoleh persamaan tensor regangan yang dapat dituliskan sebagai berikut:

$$e_{ij} = \begin{bmatrix} e_{xx} & e_{xy} & e_{xz} \\ e_{yx} & e_{yy} & e_{yz} \\ e_{zx} & e_{zy} & e_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

yang merupakan tensor simetri.

## 2.6. Hubungan Konstitutif Antara Tegangan dan Regangan

Hubungan tegangan dan regangan yang paling umum dalam medium elastis dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} = \sum_{k=1,3} \sum_{l=1,3} c_{ijkl} e_{kl} \quad (2.9)$$

dengan  $c_{ijkl}$  adalah tensor elastis pada suatu medium yang tidak tergantung pada besarnya tegangan maupun regangan. Persamaan 2.9 mengasumsikan sifat elastis yang sempurna, dimana tidak ada energi yang hilang ketika material terdeformasi oleh suatu tegangan. Jumlah komponen tensor elastis adalah 81 buah. Dengan adanya sifat simetri tensor tegangan dan regangan, maka hanya akan tersisa 21

komponen. Jika sifat medium berubah terhadap arah maka medium tersebut bersifat anisotropis, sedangkan jika sifat medium tidak berubah terhadap arah maka medium tersebut bersifat isotropis.

Untuk medium isotropis, komponen tensor elastis tereduksi menjadi 2 dan persamaan 2.9 menjadi:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \sum_{k=1,3} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (2.10)$$

dengan  $\lambda$  dan  $\mu$  adalah parameter Lamé dan  $\delta_{ij}$  adalah delta Kronecker.  $\mu$  melambangkan modulus geser yang merupakan ukuran ketahanan suatu material saat dikenakan tegangan geser. Sebagai contoh, batuan granit akan mempunyai modulus geser yang lebih besar apabila dibandingkan dengan batuan pasir. Fluida mempunyai modulus geser yang mendekati nol. Konstanta elastis lain yang sering digunakan adalah modulus Young  $E$ , modulus Bulk  $\kappa$  dan rasio Poisson  $\nu$ .

Modulus Young  $E$  merupakan perbandingan tegangan ekstensional dengan regangan yang dihasilkan pada suatu silinder yang ditarik pada ujung-ujungnya dan dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{e_{xx}} = \frac{(3\lambda+2\mu)\mu}{\lambda+\mu} \quad (2.11)$$

Modulus Bulk  $\kappa$  merupakan perbandingan tekanan hidrostatik dengan perubahan volume yang dihasilkan. Ini merupakan ketahanan material terhadap tekanan dan dirumuskan sebagai berikut:

$$\kappa = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad (2.12)$$

Rasio Poisson  $\nu$  merupakan perbandingan kontraksi lateral dengan ekstensi longitudinalnya pada suatu silinder yang ditarik pada ujung-ujungnya dan dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$v = -\frac{e_{yy}}{e_{xx}} = -\frac{e_{zz}}{e_{xx}} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (2.13)$$

Satuan dari modulus elastis dan modulus Young adalah pascal (Pa).

### LATIHAN SOAL

1. Asumsikan bahwa komponen horizontal pada tensor tegangan 2D adalah sebagai berikut:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -30 & -20 \\ -20 & -40 \end{bmatrix} MPa$$

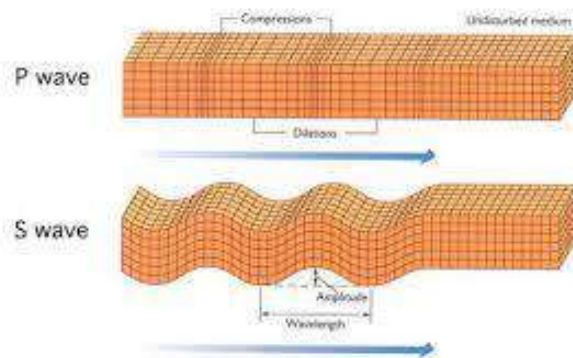
Hitunglah tegangan normal dan tegangan geser pada patahan dengan strike 10° dari timur ke utara!

2. A sample of granite in the laboratory is observed to have a P velocity of 5.5 km/s and a density of 2.6 Mg/m<sup>3</sup>. Assuming it is a Poisson solid, obtain values for the Lamé parameters, Young's modulus, and the bulk modulus. Express your answer in pascals.
3. What is the P/S velocity ratio for a rock with a Poisson's ratio of 0.30?
4. The University of California, San Diego, operates the Pinon Flat Observatory (PFO) in the mountains northeast of San Diego (near Anza). Instruments include high-quality strain meters for measuring crustal deformation. Assume, at 5 km depth beneath PFO, the seismic velocities are  $\alpha = 6$  km/s and  $\beta = 3.5$  km/s and the density is  $\rho = 2.7$  Mg/m<sup>3</sup>. Compute values for the Lamé parameters,  $\lambda$  and  $\mu$ , from these numbers. Express your answer in units of pascal.



Tujuan :

1. Mampu memahami konsep dasar gelombang.
2. Mampu mengaplikasikan konsep dasar gelombang dalam perambatan gelombang gempa bumi.
3. Mampu membuat katalog gempa dari berbagai sumber.
4. Mampu mengetahui rekaman gempa dari suatu event
5. Mampu mengetahui waktu tiba dari suatu event ke suatu station



Perambatan gelombang primer (P) dan gelombang sekunder (S) pada suatu event gempa bumi.

# BAB

# 3

## GELOMBANG SEISMIK

Dalam pembahasan tentang tegangan dan regangan pada bab sebelumnya, terjadi pada keadaan setimbang dan tidak berubah terhadap waktu. Karena gelombang seismik merupakan fenomena yang tergantung terhadap waktu, maka kita perlu menghitung efek dari momentum dengan mengaplikasikan hukum Newton. Gelombang seismik merupakan gelombang elastik yang menjalar di dalam bumi.

### 3.1. Persamaan Gelombang Seismik

Gaya pada bidang yang searah dengan sumbu x adalah komponen tegangan yang searah dengan sumbu x dikalikan dengan luas permukaan yang dinyatakan sebagai berikut:

$$F_x = \sigma_{xx}\Delta y\Delta z + \sigma_{yx}\Delta x\Delta z + \sigma_{zx}\Delta x\Delta y \quad (3.1)$$

Dalam kasus medan tegangan yang homogen, gaya *netto* tidak akan ada pada kubus tersebut (Gambar 2.2), karena adanya komponen-komponen tersebut dalam arah yang berlawanan. Gaya *netto* akan ada jika terdapat gradien tegangan, sehingga persamaan 3.1 dapat diubah menjadi:

$$F_x = \left( \frac{\sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\sigma_{zx}}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (3.2)$$

Untuk semua arah, gaya *netto* dapat ditulis dalam bentuk notasi sebagai berikut:

$$F_i = \sum_{j=1,3} \frac{\sigma_{ji}}{\partial x_j} \Delta x_1 \Delta x_2 \Delta x_3 = \partial_j \sigma_{ji} \Delta x_1 \Delta x_2 \Delta x_3 \quad (3.3)$$

Gaya lain yang mungkin adalah gaya bodi yang bekerja pada seluruh bagian dari kubus, yang dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$F_i^{bodi} = f_i \Delta x_1 \Delta x_2 \Delta x_3 \quad (3.4)$$

Massa kubus diberikan oleh:

$$m = \rho \Delta x_1 \Delta x_2 \Delta x_3 \quad (3.5)$$



dengan  $\rho$  adalah densitas. Dengan mensubstitusikan persamaan 3.3, 3.4 dan 3.5 ke  $F = ma$  dengan  $a$  adalah percepatan atau turunan kedua terhadap waktu dari *displacement*, maka akan didapatkan:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \sigma_{ji} + f_i \quad (3.6)$$

Persamaan ini merupakan persamaan dasar dalam seismologi. Persamaan ini disebut persamaan momentum atau persamaan gerak dalam medium kontinyu. Gaya bodi umumnya mengandung suku gravitasi atau suku sumber seismik. Gravitasi sangat penting pada frekuensi sangat rendah dalam seismologi mode normal, akan tetapi dapat diabaikan untuk gelombang bodi dan gelombang permukaan. Dengan ketiadaan gaya bodi, persamaan gerak homogen menjadi:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \sigma_{ji} \quad (3.7)$$

dipergunakan untuk aplikasi perambatan gelombang seismik di luar daerah sumber seismik. Untuk kasus medium homogen persamaan dapat menjadi:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \bar{u} - \mu \nabla x \nabla x \bar{u} \quad (3.8)$$

### 3.2. Tipe-tipe Gelombang Seismik

Gelombang seismik dapat diklasifikasikan menjadi dua kelompok, yakni **gelombang badan** dan **gelombang permukaan**. Gelombang badan merambat dalam badan medium yang berarti dapat pula merambat di permukaan medium. Gelombang permukaan adalah gelombang yang terpandu oleh suatu permukaan

bidang batas medium. Oleh karena itu, gelombang permukaan ini mempunyai amplitudo yang mengecil dengan cepat terhadap kedalaman atau jarak dari permukaan pemandu.

### 3.2.1. Gelombang Badan (*Body wave*)

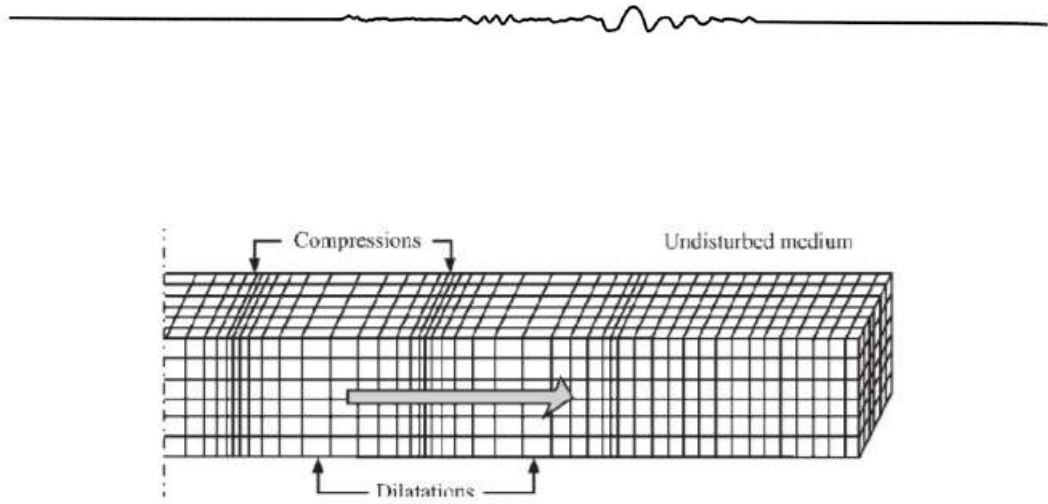
Gelombang badan dapat dibedakan menjadi dua jenis, yaitu:

#### a. Gelombang P atau gelombang primer atau gelombang longitudinal.

Gelombang P dapat menjalar dalam segala medium (padat, cair maupun gas). Gerakan partikel medium yang dilewati ini adalah searah dengan arah penjalaran gelombangnya (Gambar 3.1). Gelombang P akan mendorong dan menarik batu hingga bergerak seperti gelombang suara mendorong dan menarik udara. Gelombang ini memiliki kecepatan rambat paling besar dibandingkan dengan gelombang seismik lainnya. Gelombang ini terjadi karena adanya tekanan. Karena memiliki kecepatan tinggi gelombang ini memiliki waktu tiba terlebih dahulu dari pada gelombang S. Kecepatan gelombang P ( $v_P$ ) adalah  $\pm 5 - 7$  km/s di kerak bumi,  $> 8$  km/s di dalam mantel dan inti bumi,  $\pm 1,5$  km/s di dalam air, dan  $\pm 0,3$  km/s di udara. Persamaan dari kecepatan gelombang P dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + \mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{B + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (3.9)$$

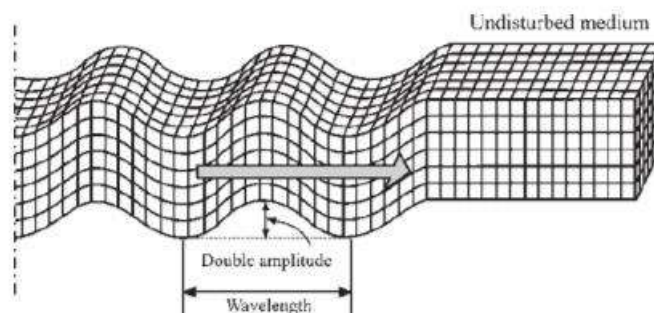
dengan  $\lambda$  dan  $\mu$  merupakan konstanta Lamé sedangkan  $\rho$  merupakan densitas medium. Besarnya rasio Poisson di dalam medium mantel dan kerak bumi (batuan) pada umumnya adalah  $\sigma = 0,25$ . Ini berhubungan dengan modulus Bulk  $B = 1,67$  sehingga perbandingan antara  $v_P$  dan  $v_S$  dalam batuan pada umumnya kira-kira  $\sqrt{3}$ .



Gambar 3.1. Ilustrasi gerak gelombang P (Elnashai dan Sarno, 2008)

**b. Gelombang S atau gelombang sekunder atau gelombang transversal.**

Gelombang S hanya dapat merambat melalui medium padat. Arah osilasi partikel tegak lurus (Gambar 3.2) dengan arah rambatnya dan terjadi perubahan bentuk tanpa perubahan volume. Gelombang gempa yang bersama-sama dengan gelombang P dirambatkan dari hiposentrum ke segala arah dalam lapisan lithosfer dengan kecepatan 4-7 km/detik. Gelombang ini tidak dapat merambat pada fluida, sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bumi bagian dalam mampu dilewati. Kecepatan gelombang S ( $v_s$ ) adalah  $\pm 3 - 4$  km/s di kerak bumi,  $> 4,5$  km/s di dalam mantel bumi, dan  $2,5 - 3,0$  km/s di dalam inti bumi.

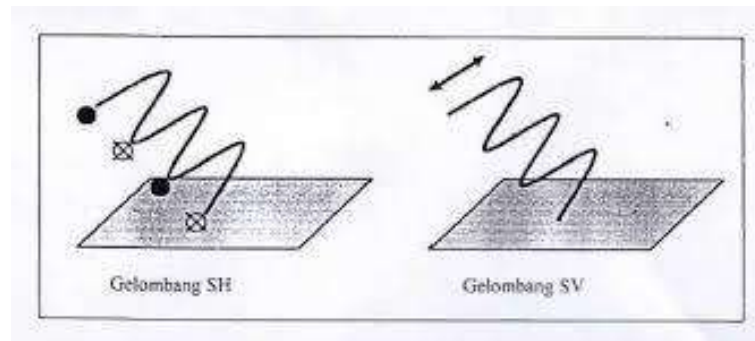


Gambar 3.2. Ilustrasi gerak gelombang S (Elnashai dan Sarno, 2008)

Gelombang S terdiri dari dua komponen (Gambar 3.3), yaitu:

- ✚ Gelombang SV, merupakan gelombang S yang gerakan partikelnya terpolarisasi pada bidang vertikal.

✚ Gelombang SH, merupakan gelombang S yang gerakan partikelnya adalah horizontal.



Gambar 3.3. Ilustrasi gerak gelombang SV dan SH (Elnashai dan Sarno, 2008)

Persamaan dari kecepatan gelombang S dapat dirumuskan sebagai berikut:

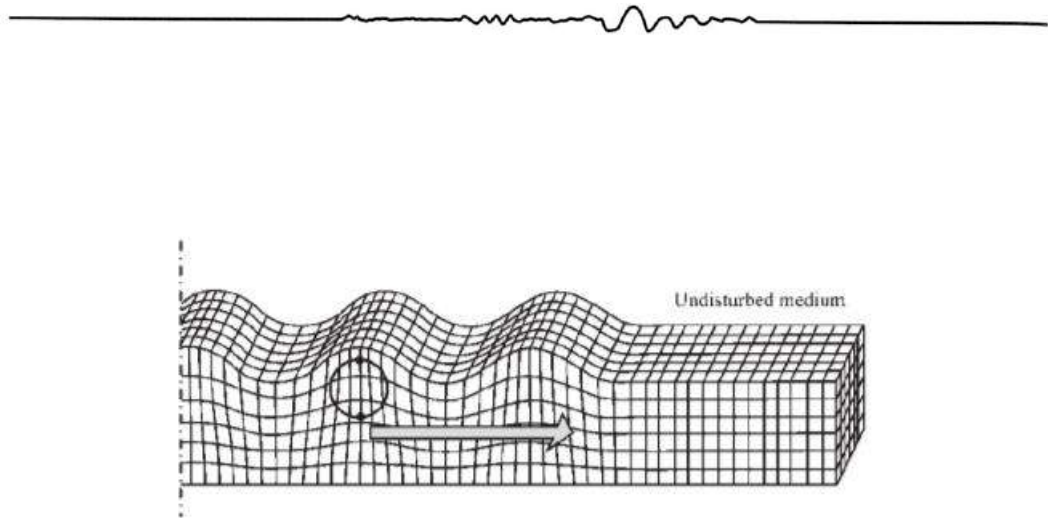
$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.10)$$

### 3.2.2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan merupakan salah satu gelombang seismik selain gelombang badan. Gelombang ini ada pada batas permukaan medium. Berdasarkan pada sifat gerakan partikel media elastik, gelombang permukaan merupakan gelombang yang kompleks dengan frekuensi yang rendah dan amplitudo yang besar, yang menjalar akibat adanya efek *free surface* dimana terdapat perbedaan sifat elastik (Susilawati, 2008). Gelombang permukaan dapat dibedakan menjadi tiga jenis, yaitu:

#### a. Gelombang *Rayleigh* (R).

Gelombang Rayleigh (Gambar 3.4) merupakan gelombang yang terpandu pada permukaan bebas (*free boundary*) medium berlapis maupun homogen. Gelombang Rayleigh memiliki kecepatan ( $v_R$ ) sebesar  $\pm 2,0 - 4,2$  km/s di dalam bumi.



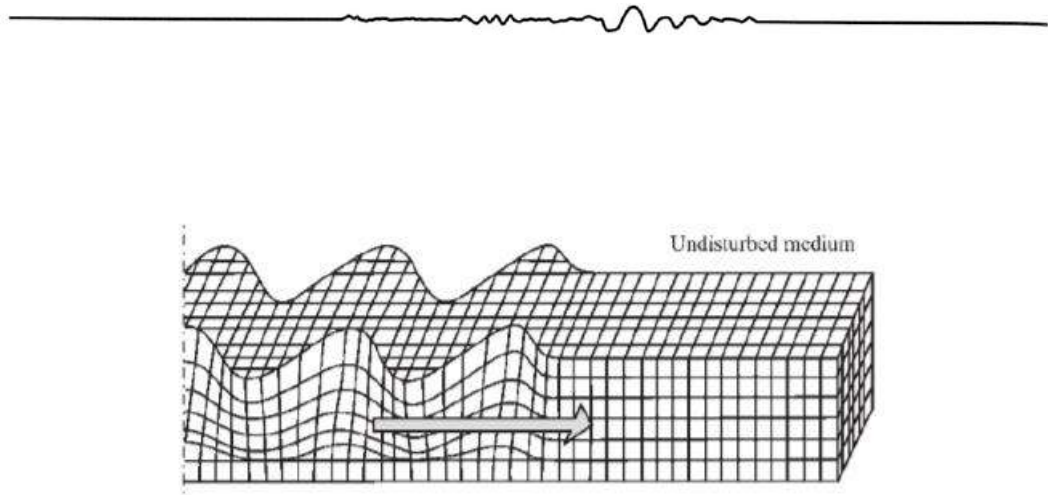
Gambar 3.4. Ilustrasi gerak gelombang *Rayleigh* (Elnashai dan Sarno, 2008)

Arah rambatnya bergerak tegak lurus terhadap arah rambat dan searah bidang datar atau sering disebut eliptik retrograd (Hidayati, 2010). Gelombang jenis ini adalah gelombang permukaan yang terjadi akibat adanya interferensi gelombang-gelombang pantul P dan SV yang sudut datangnya melebihi sudut kritis. Amplitudonya akan berkurang terhadap kedalaman. Persamaan dari kecepatan gelombang Reyleigh adalah sebagai berikut :

$$v_R = 0,92 \sqrt{v_S} \quad (3.11)$$

#### b. Gelombang *Love* (L).

Gelombang Love (Gambar 3.5) merupakan gelombang yang arah rambat partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjalarannya seperti gelombang SH akan tetapi amplitudonya berkurang terhadap kedalaman. Gelombang ini terbentuk akibat adanya interferensi gelombang-gelombang pantul SH pada suatu lapisan dekat permukaan bumi. Gelombang Love merupakan gelombang transversal, kecepatan gelombang ini di permukaan bumi ( $v_L$ ) adalah  $\pm 2,0 - 4,4$  km/s (Hidayati, 2010).



Gambar 3.5. Ilustrasi gerak gelombang *Love* (Elnashai dan Sarno, 2008)

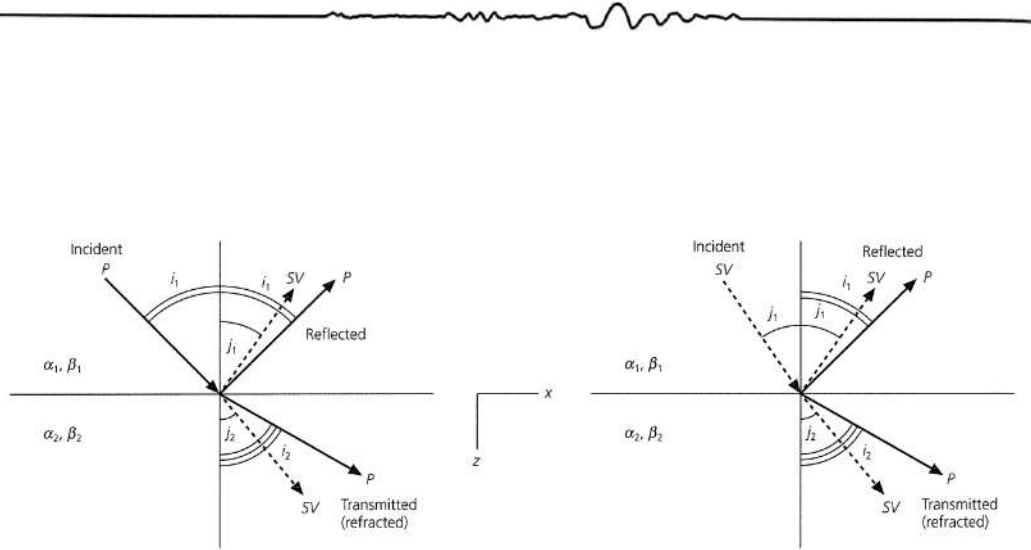
### c. Gelombang *Stonely*.

Gelombang *Stonely* merupakan gelombang yang terpandu pada bidang batas antara dua medium (gelombang antar permukaan atau *interface wave*) dengan gerakan partikel serupa dengan gelombang SV.

Gelombang permukaan bersifat dispersif yaitu kecepatan gelombangnya tergantung pada frekuensi. Semakin besar frekuensinya maka akan semakin kecil pula kecepatannya dan penetrasi kedalaman semakin dangkal begitupun sebaliknya.

### 3.3. Refleksi dan Transmisi Gelombang Badan

Struktur bumi tidaklah homogen, akan tetapi berlapis bahkan sampai pada struktur *chaos* tergantung pada proses pembentukan batuan tersebut seperti proses pengendapan, konveksi mantel, proses subduksi dan sebagainya. Gelombang seismik yang melewati batuan tersebut akan mengalami fenomena fisis seperti refleksi, transmisi, difraksi, interferensi dan lain-lain.



Gambar 3.6. Konversi gelombang P ketika mengenai suatu batas antara dua lapisan bumi yang dikarakterisasi sifat elastik densitas ( $\rho$ ), kecepatan gelombang P( $\alpha$ ), kecepatan gelombang S ( $\beta$ ) (Stein dan Wysession, 2003).

Jika gelombang P mengenai suatu batas lapisan (Gambar 3.6) maka akan terjadi refleksi dan transmisi gelombang P dan muncul gelombang konversi yaitu refleksi dan transmisi gelombang SV. Begitu juga kalau gelombang SV mengenai suatu batas lapisan, maka akan terjadi fenomena yang sama. Sebaliknya, jika gelombang SH mengenai batas lapisan, gelombang konversi tidak muncul. Yang ada adalah refleksi dan transmisi gelombang SH saja yang mengikuti hubungan:


$$\frac{\sin i_1}{v_{P1}} = \frac{\sin r_1}{v_{P1}} = \frac{\sin r_2}{v_{S1}} = \frac{\sin i'_1}{v_{P2}} = \frac{\sin i'_2}{v_{S2}} \quad (3.12)$$


Dengan  $i_1$  adalah sudut datang gelombang P,  $r_1$  adalah sudut pantul gelombang P,  $r_2$  adalah sudut pantul gelombang SV,  $i'_1$  adalah sudut bias gelombang P dan  $i'_2$  adalah sudut bias gelombang SV.

### LATIHAN SOAL

#### 1. Membuat Katalog Gempa

- Buka web <http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/search/catalogue/>





International  
Seismological  
Centre

[Home](#)
[About ISC](#)
[Staff](#)
[Contact us](#)
[Site Map](#)

**About ISC**

International Station Registry

**ISC Products**

IASPEI GT

ISC Bulletin

Event Bibliography

ISC-GEM Catalogue

Seismological Contacts

---

**ISC-EHB Bulletin**

About

Data search

ISC-EHB station list

**NEW!** Maps and Cross Sections

**ISC-EHB Bulletin: catalogue search**

To complete a search using customised shapes, an interactive search page is available.  
[Interactive search](#)

This page is used to search the ISC-EHB database to output a simple catalogue of events.

Output format:

☒ CSV formatted catalogue
 ☐ QuakeML (XML stream)

Choose search region:

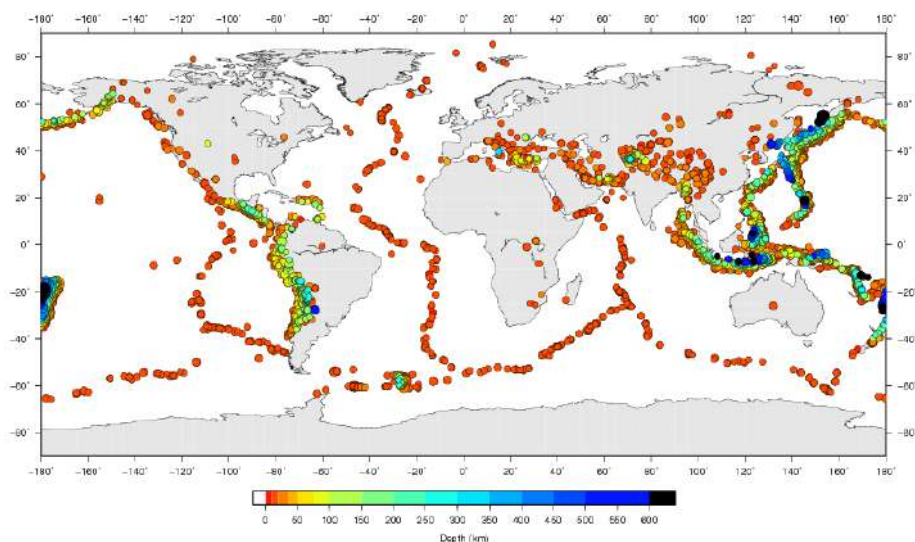
☒ Global search  
☐ Circular search

Central latitude (-90 to 90):

Search radius:  degrees

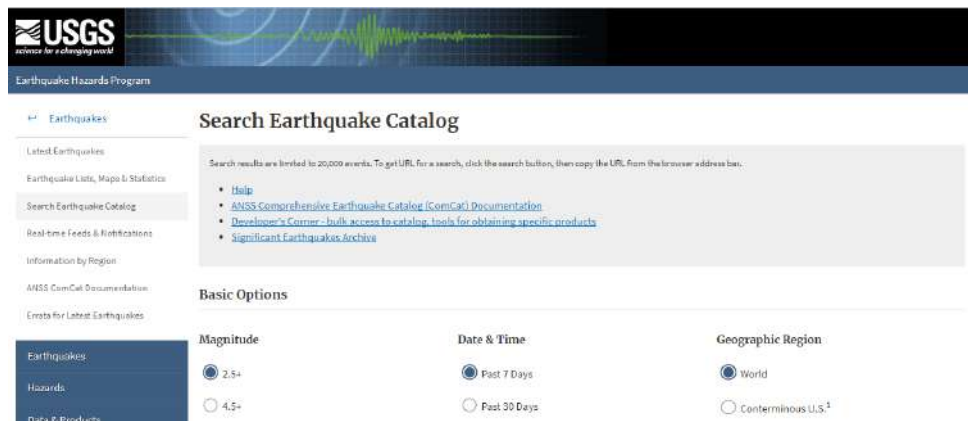
Central longitude (-180 to 180):

Pilihlah wilayah yang akan dicari sebagai contoh jika ingin melihat gempa diseluruh dunia sepanjang tahun 2013 maka pilih global search kemudian tanggal diatur dengan start date 1 Januari 2013 sampai 31 Desember 2013 maka akan dihasilkan peta sebagai berikut:

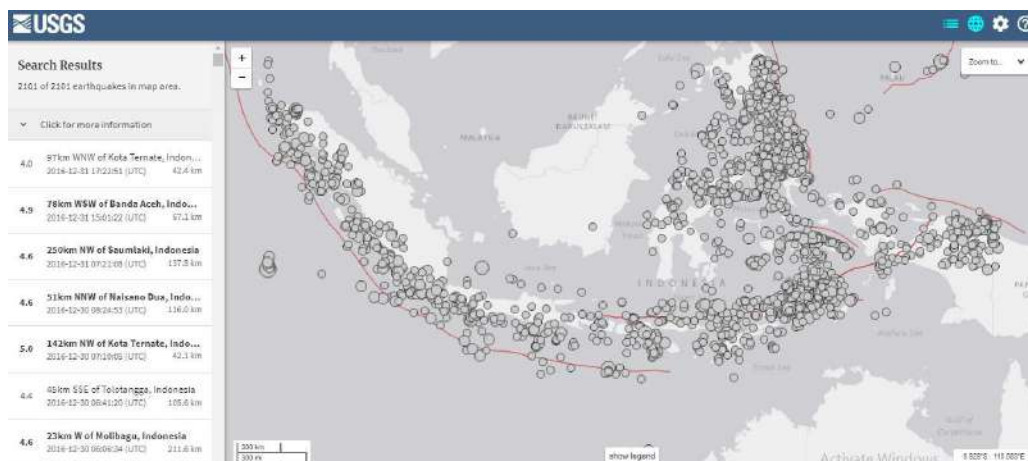


Selain menggunakan ISC dapat untuk membuat peta gempa bumi dapat juga menggunakan USGS dengan web <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> maka akan muncul tampilan seperti berikut:





kemudian atur waktu, magnitude dan juga wilayah yang ingin diketahui. Sebagai contoh kita ingin mencari wilayah Indonesia pada tahun 2016 maka data yang didapatkan adalah sebagai berikut:



## 2. Menampilkan rekaman gempa

Rekaman gempa dari suatu event dapat dilihat pada website

([http://ds.iris.edu/wilber3/find\\_event](http://ds.iris.edu/wilber3/find_event)) dengan tampilan:

### Wilber 3: Select Event

Looking for previously requested data? [View recent requests.](#)

Map Satellite Draw Selection Box

Past 30 days, all magnitudes

Date: 2018-01-14 - 2018-02-13

Magnitude: 0 - 10

Setelah itu pilih event yang akan di ambil sebagai contoh kita akan mengambil gempa besar di jepang maka akan muncul gambar seperti berikut:

**2011-03-11 MW9.1 Near East Coast Of Honshu, Japan**

Latitude	Longitude	Date	Depth	Magnitude	Description	Related Pages
38.2963° N	142.498° E	2011-03-11 05:46:23 UTC	19.7 km	MW9.1	Near East Coast Of Honshu, Japan	<a href="#">IRIS Event Page</a>

The map below shows stations operational during this event, filtered by the criteria in the form to the right.

Map Satellite

**Request Only**

Networks:

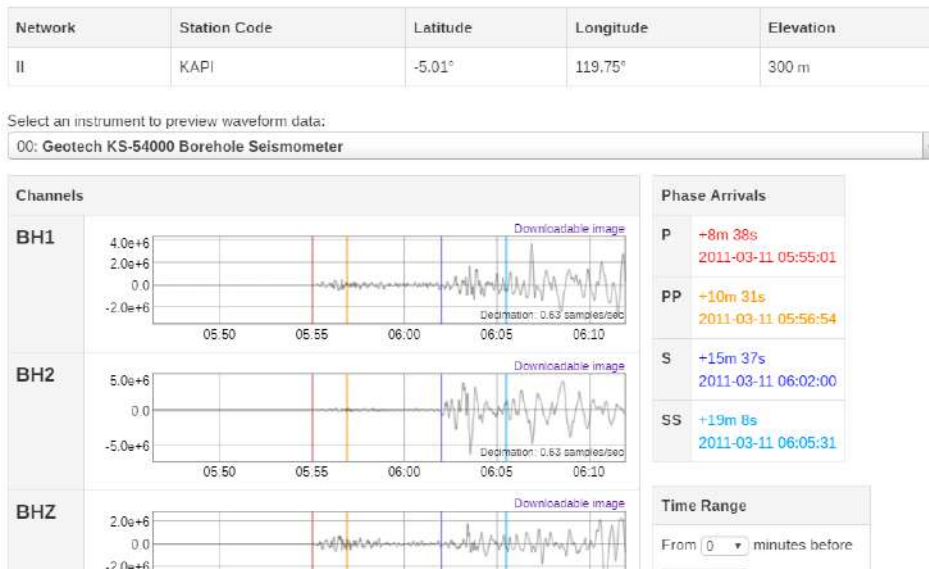
Channels:

Distance Range: 0 - 180

Azimuth Range: -180 - 180 ☐ Invert

**Actions**

Setelah itu pilih stasiun perekaman maka akan muncul



Data yang didapat bisa juga di download dengan cara klik request data kemudian isi form request data dan submit kemudian data akan dikirimkan via email

**Time Range**

Starting 0 minutes  
before event time  
Ending 10 minutes  
after S arrival

**Data Output**

Output Format: miniSEED

**Request Information**

Your name and the request label are used to uniquely identify your request, so you cannot reuse a label you used before.

Your Name: Hardianto Rizky Prabusetyo

Request Label: 2011-03-11 MW9.1 Near East Coast Of Honshu

If you provide an email address, you will be notified by email when your data is ready.

Email Notification: hardiantorizkyp@gmail.com

☐ Save these settings as defaults
Submit
Cancel

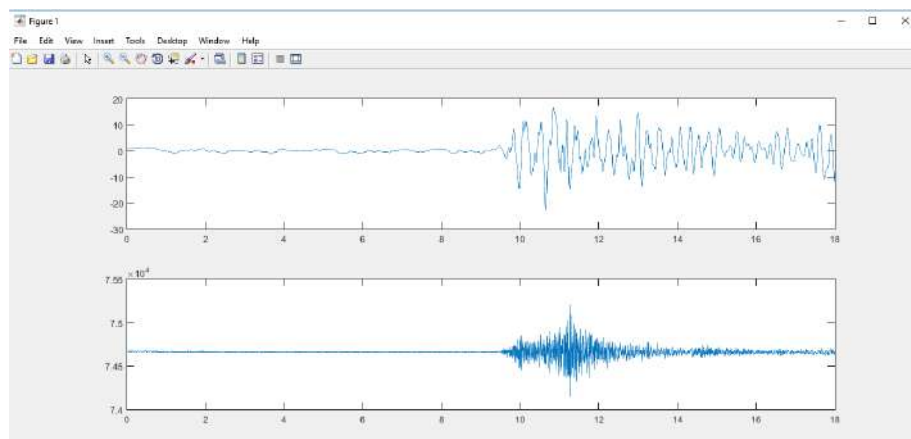
### 3. Filtering rekaman seismogram.

Setelah data di download kemudian data ditampilkan. Ada banyak sekali software yang dapat digunakan untuk menampilkan data seismogram diantaranya yaitu geopsy, sigview, Seisgram2K dan juga dapat membangun program sendiri



menggunakan matlab, python dll, pada kali ini software yang digunakan yaitu matlab. Hal pertama yang harus dilakukan adalah mendownload RDSAC dan MKSAC pada website

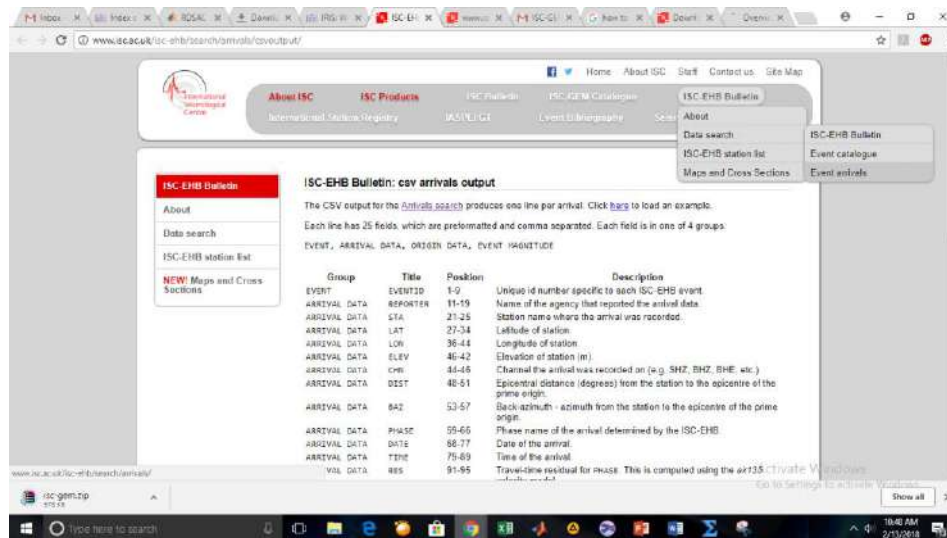
(<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/46356-rdsac-and-mksac-read-and-write-sac-seismic-data-file>) setelah itu read file dan program untuk memfilter data dibuat menggunakan butter hasil yang didapat adalah sebagai berikut:



Data yang diatas merupakan data hasil filtering dari data yang berada dibawahnya dengan batas frekuensi dari 0.05 sampai 2 Hz.

#### 4. Membuat arrival time katalog

Untuk membuat Arrival time katalog langkah pertama yang dilakukan yaitu membuka website (<http://www.isc.ac.uk/>) kemudian pilih event arrival seperti gambar dibawah ini:



setelah itu pilihlah lokasi event dan station yang akan diambil rekaman seismogramnya seperti gambar dibawah ini:

Output format:  
☒ CSV file ☐ IMS1.0 associated arrivals ☐ QuakeML (XML stream)

Search arrivals with:

[Time-defining phases](#) ☒  
Phase name:  (leave blank for all phases; comma separated list accepted)

Select STATIONS:

☐ Station code  
Station (comma separated list accepted):

☐ Global search

☒ Circular search  
Central latitude (-90 to 90):  Central longitude (-180 to 180):   
Search radius:

☐ Rectangular search  
Top latitude (-90 to 90):  Bottom latitude (-90 to 90):   
Left longitude (-180 to 180):  Right longitude (-180 to 180):

☐ Flinn-Engdahl region (only one option needed)

kemudian pilih event

dan hasilnya adalah sebagai berikut

**~Selamat Mencoba~**



**Tujuan :**

1. Mampu memahami pengetahuan tentang seismometer.
2. Mampu mengaplikasikan seismometer dalam perekaman gempa bumi.



*Kinematics seismograph.*

## **BAB**

# **4**

## **SEISMOMETER DAN JARINGAN SEISMOLOGI**

Dalam bab sebelumnya telah dibahas tentang teori gelombang elastik yang menerangkan bagaimana bumi bergetar ketika gelombang seismik berpropagasi di dalam dan sepanjang permukaan bumi. Analisis kuantitatif gangguan seismik ini membutuhkan perekaman oleh instrumen. Instrumen tersebut haruslah memenuhi kriteria sebagai berikut:

1. Bisa mendeteksi getaran transien dalam kerangka referensi bergerak (instrumen bergerak bersama bumi yang bervibrasi).
2. Beroperasi secara kontinyu dengan kemampuan deteksi yang sangat sensitif dan merekam gerakan tanah sebagai fungsi terhadap waktu yang menghasilkan

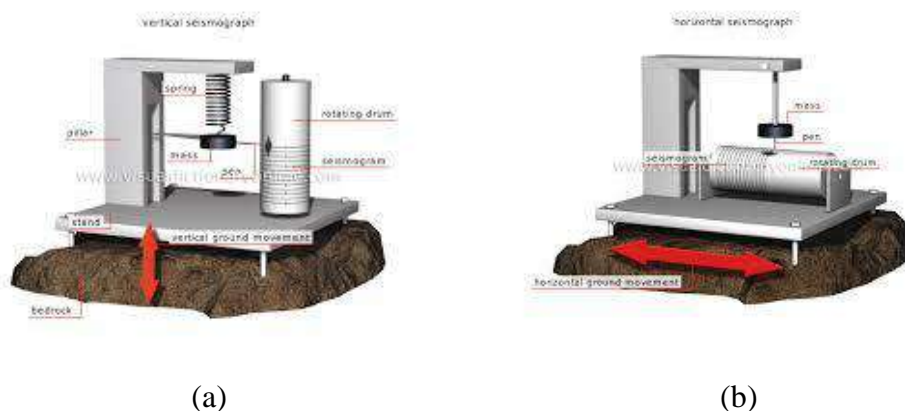




seismogram.

3. Mempunyai kalibrasi yang jelas, sehingga rekaman seismik yang berhubungan dengan amplitudo dan kandungan frekuensi getaran tanah bisa akurat.

Sistem perekaman di atas disebut sebagai **seismograf**. Sensor yang mengkonversi gerakan tanah ke dalam bentuk signal disebut **seismometer**. Rancangan dan pengembangan sistem perekaman seismik disebut seismometri. Banyak instrumen yang sudah dikembangkan selama 120 tahun lalu berdasarkan sistem pendulum inersial. Rancangan seismometer vertikal dan horizontal sederhana diilustrasikan pada gambar 4.1 di bawah ini.



Gambar 4.1. (a) Seismometer vertikal dan (b) seismometer horizontal

#### 4.1. Prinsip Dasar Seismometer

Massa yang digantung dengan tali akan cenderung diam jika penggantungnya bergetar secara horizontal bersama dengan tanah, karena massa mempunyai kelembaman. Dengan demikian, sebuah pena yang terpasang pada massa tersebut akan dapat menggores kertas yang ikut bergetar bersama tanah. Jika secara bersamaan kertas juga bergerak ke samping, maka jejak gerakan tanah akan terekam pada kertas tersebut (Gambar 4.1b).

Hal serupa terjadi apabila massa digantung dengan pegas yaitu bila penggantung bergetar secara vertikal bersama dengan tanah, maka massa juga akan cenderung diam dan pena yang terpasang dapat membuat jejak getaran tanah pada



kertas (Gambar 4.1a). Oleh karena itu, sistem massa yang digantung dengan pegas, pada prinsipnya dapat dipakai untuk seismometer komponen vertikal. Dengan demikian, prinsip dasar seismometer adalah ayunan massa atau pendulum.

#### 4.2. Sistem Pendulum Inersial

Sistem seismometer mekanik adalah osilator terdamping sederhana (Gambar 4.2). Jika tidak ada gerakan tanah atau dalam keadaan setimbang, maka posisi massa  $m$  pada titik  $y_0$ . Gangguan atau dalam hal ini *displacement* tanah  $u(t)$  berkomunikasi melalui pegas. Gangguan ini terhadap sistem berupa osilasi periodik dari massa  $m$  pada keadaan setimbang. Damping mengembalikan sistem ke keadaan setimbang. Gerak dalam kerangka referensi inersial sama dengan gerakan tanah ditambah dengan deviasi dari massa  $m$  relatif terhadap keadaan setimbang  $y(t)$  atau dapat ditulis sebagai berikut:

$$-k y(t) - D \frac{dy(t)}{dt} = m \left( \frac{d^2 y(t)}{dt^2} + \frac{d^2 u(t)}{dt^2} \right) \quad (4.1)$$

atau

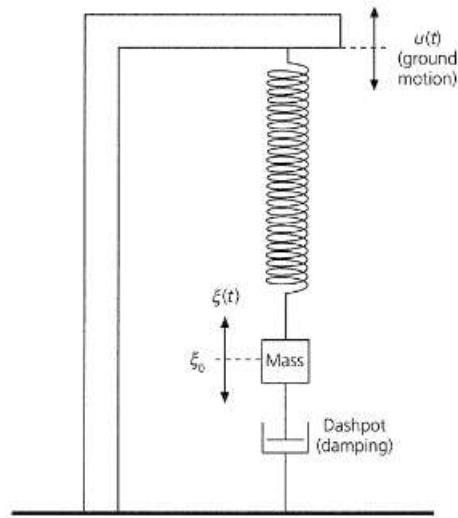
$$\ddot{y} + 2\gamma\dot{y} + \omega_0^2 y = -\ddot{u} \quad (4.2)$$

dengan titik satu dan titik dua adalah turunan pertama dan kedua terhadap waktu,  $\omega_0 = \sqrt{k/m}$  adalah frekuensi natural dari sistem yang tidak terdamping dan damping didekripsikan oleh  $\gamma = D/2m$ . Jika diasumsikan gerakan tanah berupa gelombang stasioner  $u = e^{-i\omega t}$  maka persamaan 4.2 dapat diubah dengan menerapkan transformasi Fourier dan didapatkan:

$$Y(\omega) = \frac{-\omega^2}{\omega^2 - \omega_0^2 + 2\gamma i\omega} \quad (4.3)$$

yang merupakan respon instrumen yang dihasilkan dari gerakan tanah. Seismometer akan mengamplifikasi gerakan tanah atau terjadi resonansi. Semakin besar faktor damping, maka kurva akan semakin hilang. Oleh karena itu, periode

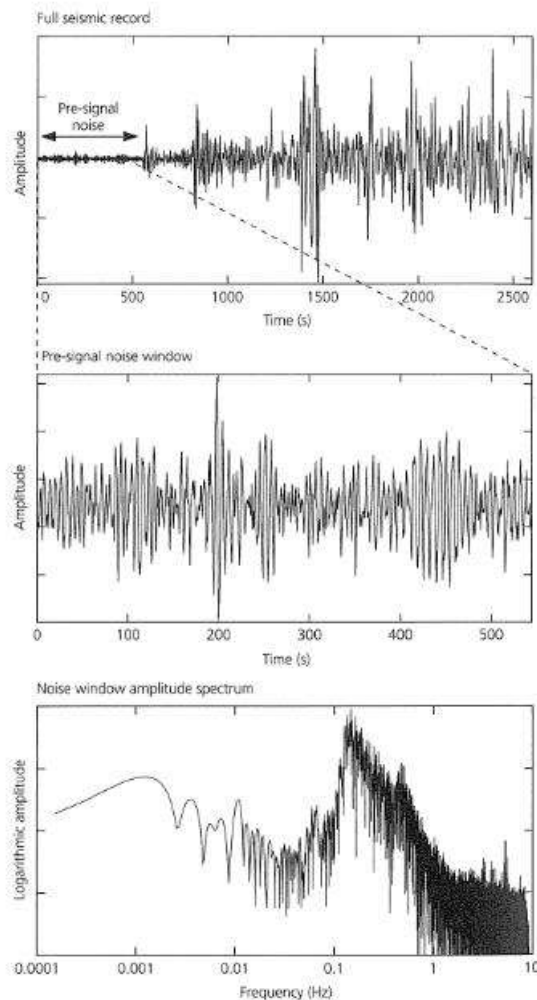
natural dan damping dipakai dalam perancangan suatu seismometer untuk merekam gerakan tanah dalam frekuensi tertentu. Frekuensi pendulum dipilih lebih besar daripada frekuensi tertinggi yang ingin direkam.



Gambar 4.2. Pendulum seismograf yang massa, pegas dan dashpot (Stein dan Wysession, 2003).

### 4.3. Noise Bumi

Suatu pertimbangan yang penting dalam perancangan seismometer adalah *noise* atau bising. *Noise* (Gambar 4.3) ini akan mempengaruhi sinyal gelombang yang diinginkan terutama sinyal teleseismik yang kecil. Banyak faktor yang berkontribusi pada noise seperti pasang bumi padat dari bulan dan matahari, fluktuasi suhu dan tekanan atmosfer, badai, aktivitas manusia dan lain-lain. Kebanyakan noise terdapat dalam periode 1 sampai 10 detik yang sering disebut sebagai gelombang mikroseismik.



Gambar 4.3. Noise seismik pada seismogram berpita lebar di stasiun Hudson dari gempa Tonga 7 April 1995. Atas: *noise* muncul sebelum gelombang  $P_{diff}$ . Tengah: pembesaran dari noise dan bawah: spektrum noise dengan amplitudo terbesarnya pada periode 5-10 s (Stein dan wyession, 2003).

Kebanyakan sumber *noise* berada di permukaan bumi, sehingga amplitudonya akan berkurang terhadap kedalaman. Oleh karena itu, instalasi seismometer permanen sering dipasang dalam lubang bor. Untuk seismometer yang *portable*, peletakannya pada kedalaman setengah meter akan mereduksi *noise* dari fluktuasi suhu harian dengan baik. Untuk menghindari *noise* yang diakibatkan oleh aktivitas manusia (truk, kereta api, sepeda motor, dll) bisa dilakukan secara temporal pada waktu malam hari atau di arean yang jauh. Selain itu, faktor alam juga harus

---

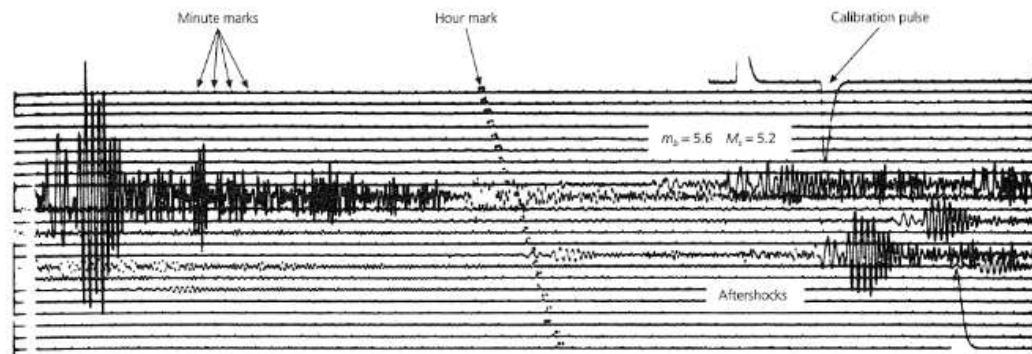
dipertimbangkan seperti hujan yang akan menimbulkan *noise* berfrekuensi tinggi dan angin yang akan menggoyangkan pohon dan timbul *noise* berperiode panjang.

#### 4.4. Seismometer dan Seismograf

Gerakan tanah mempunyai rentang dari percepatan tanah berfrekuensi sangat tinggi dekat sumber gempa sampai dengan sinyal normal mode yang sangat kecil atau berperiode sangat panjang. Tidak adanya seismograf tunggal yang dapat merekam semua sinyal tersebut mengakibatkan instrumen yang berbeda telah berevolusi untuk merekam rentang dinamis dan rentang frekuensi yang berbeda dari gelombang-gelombang seismik. Rentang dinamis diukur dalam desibel (dB) yaitu kenaikan dengan faktor 20 untuk kenaikan tiap orde magnitudo atau kenaikan logaritmik amplitudo. Jika sinyal  $A_1$  bermagnitudo lima orde lebih besar daripada sinyal  $A_2$ ,  $A_1/A_2 = 10^5$ , maka rentang dinamisnya adalah 100 dB. *Displacement* dari gempa bermagnitudo 2 sekitar  $10^{-10}m$ , *displacement* teleseismik dari gempa bermagnitudo 8 sekitar  $10^{-1}m$  dan yang dekat dengan suber gempa besar akan lebih besar lagi magnitudonya.

Seismometri dimulai dengan desain dari F. Cechi sekitar tahun 1875 dan berkembang dengan pesat melalui usaha para seismologis seperti J. Milne, J. Ewing dan T. Gray. Rekaman teleseismik pertama oleh seismograf di Postdam dari gempa Jepang pada tahun 1889. Mulai abad ke-20, jaringan global dengan 40 seismograf dioperasikan. Rekaman bagus untuk gempa besar karena pembesaran hanya 100 kali dari gerakan tanah aktual. Pembesaran yang lebih tinggi dicapai dengan alat elektromagnetik, berdasarkan rancangan Galitzin (1914). Respon seismometer ini adalah kombinasi dari pendulum, transduser dan galvanometer. Dua jenis instrumen elektromagnetik klasik yang telah lama dipakai adalah alat periode panjang (LP) (periode pendulum  $T_s = 15 - 30 s$ , periode galvanometer  $T_g = 100 s$ ) dan alat periode pendek (SP) periode pendulum  $T_s = 1 s$ , periode galvanometer  $T_g = 0.75 s$ ) dalam *World Wide Standardized Seismograph Network* (WWSSN) yang dipasang secara tiga komponen. Hasil respon alat LP diberi nama DWSSN setelah ada proses digitalisasi. Sensor LP mempunyai sensitif puncak dalam rentang

10-40 s, yang ideal untuk studi teleseismik periode panjang. Sedangkan sensor SP sensitif puncaknya sekitar 1 s yang cocok untuk memilih waktu tempuh gelombang P. Contoh datanya dapat dilihat dalam gambar 4.4. Rekaman 24 jam ini memiliki pulsa kalibrasi yang bisa dipakai untuk memeriksa amplitudo dan fasa.



Gambar 4.4. Contoh seismogram WWSSN, yang merupakan komponen vertikal periode panjang dari gempa bumi di Samudra India yang direkam pada jarak  $36^\circ$  di Pakistan (Stein dan Wyssession, 2003).

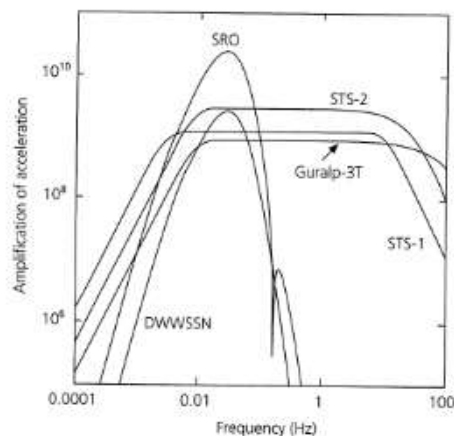
Meskipun banyak penelitian yang dihasilkan dari data WWSSN, akan tetapi pemakaian data ini tidak praktis. Data direkam dalam film mikro berupa rekaman analog, kemudian didigitisasi secara manual pada suatu meja khusus dan diinterpolasi sesuai dengan besar *sampling* yang diinginkan. Cara manual ini menambah eror dan tidak mudah dilakukan terutama untuk gempa-gempa besar yang rekamannya cukup panjang. Perubahan seismograf analog ke alat digital berpita lebar memberikan keuntungan yang sangat penting. Seismometer yang lebih baru menyediakan data yang lebih baik pada pita frekuensi yang lebih desat dan data digital mempermudah dalam analisis komputer. Data bervolume besar sudah tersedia di IRIS *Data Management Center* yang bisa didownload pada halaman [http://www.iris.edu/cgi-bin/wilberII\\_page1.pl](http://www.iris.edu/cgi-bin/wilberII_page1.pl).

Beberapa teknologi yang meliputi sistem seismograf baru-baru ini, seperti pada contoh-contoh berikut:

1. Sistem perekaman gravitimeter IDA (*International Deployment Accelerometers*).

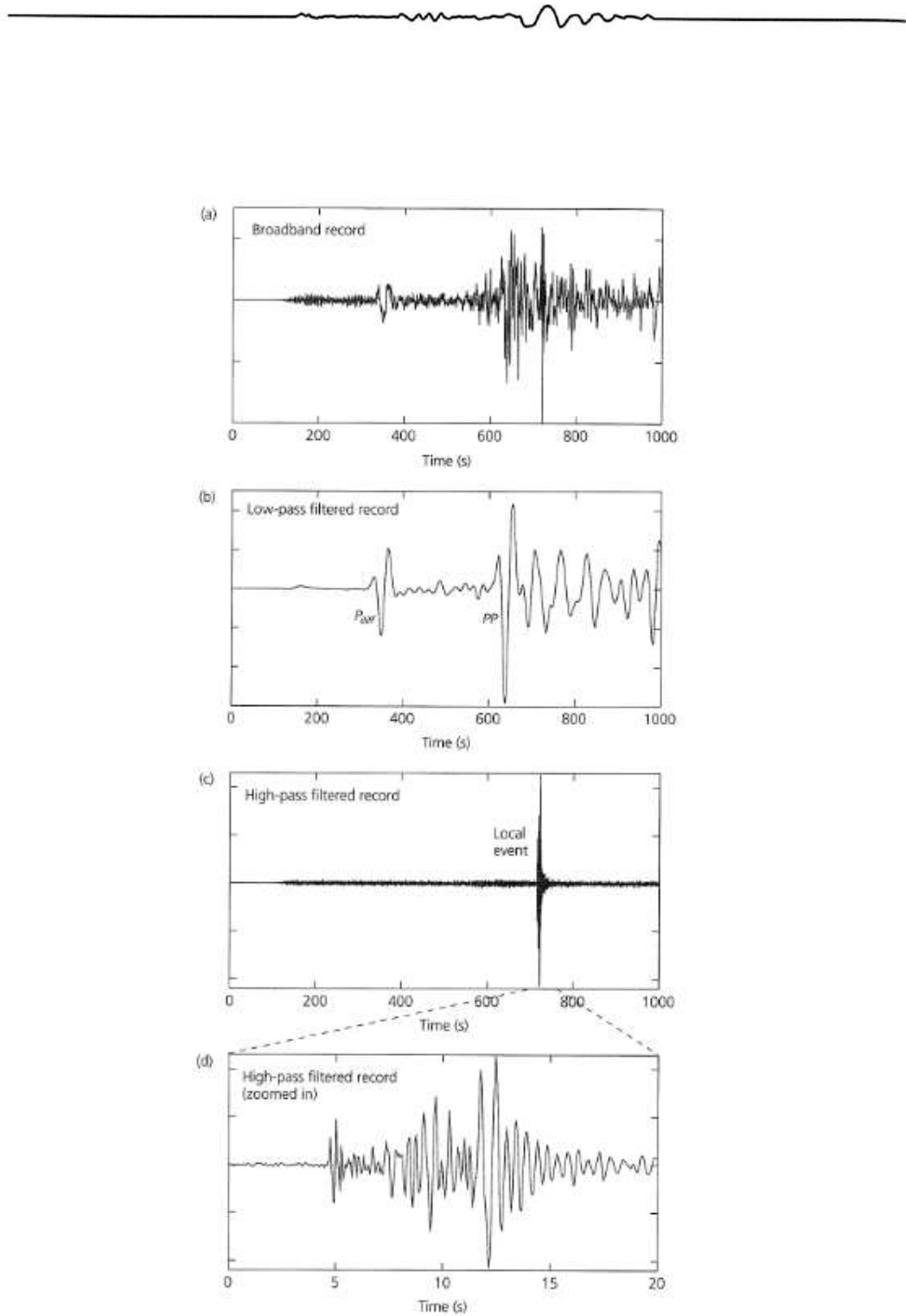
- 
2. Seismometer *Broadband Streckheisen* STS-1, STS-2 dan Guralp-3T.
  3. Sensor *strong motion* yang merekam getaran tanah beramplitudo besar dekat sumber gempa. Biasanya disebut accelerometer yang bisa merekam sampai 2 gal tanpa merusak atau melebihi skalanya.

Rentang dinamis dan rentang frekuensi dari beberapa seismograf dapat dilihat pada gambar 4.5.



Gambar 4.5. Domain frekuensi respon alat untuk beberapa seismometer. Sensor SRO dan WWSSN respon puncaknya pada periode-periode panjang sehingga tidak merekam sinyal-sinyal berfrekuensi tinggi. Sensor STS-1, STS-2 dan Guralp-3T mempunyai respon yang datar pada rentang frekuensi yang lebar (Stein dan Wysession, 2003).

Keuntungan dari respon berpita lebar dapat dilihat pada gambar 4.6. Seismogram bisa difilter untuk mengisolasi dan memberikan rekaman yang sangat bagus dari dua sinyal yang saling berdempet. Seismometer STS-1 dirancang untuk instalasi permanen, sebaliknya STS-2 dan Guralp-3T cukup bagus dipakai sebagai alat *portable*.



Gambar 4.6. Seismogram berpita lebar STS-2 pada stasiun Slippery Rock pada 3 Julio 1995. (a) Rekaman asli (b) rekaman yang sama yang difilter frekuensi *low pass* 0,03 Hz, yang memperlihatkan sinyal teleseismik periode panjang dari gempa Tonga. (c) Rekaman yang difilter frekuensi *high pass* 0,5 Hz, yang merupakan sinyal dari kejadian lokal dan (d) pembesarannya (Stein dan Wyssession, 2003).

---

## 4.5. Tipe-tipe Jaringan

Kebanyakan eksperimen seismik memerlukan seismometer yang tersebar dalam jaringan atau *array*. Aplikasi yang berbeda seperti studi struktur bumi global dan regional, eksplorasi sumber daya alam, monitoring seismisitas atau identifikasi tes nuklir memerlukan geometri penyebaran seismometer yang berbeda. Walaupun penggolongan kelihatan artifisial, penyebaran seismometer sering dibagi menjadi jaringan global, jaringan regional dan *array*.

### 4.5.1. Jaringan Global

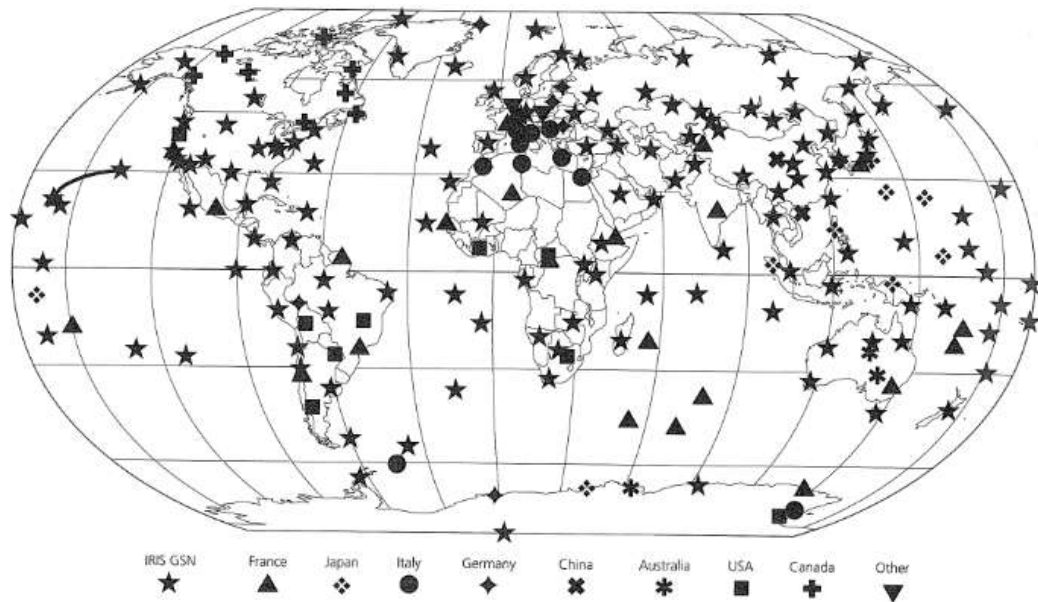
Jaringan global biasanya digunakan untuk studi pola global seismisitas, tektonika lempeng, konveksi mantel dan struktur bumi. Untuk tujuan ini, idealnya seismometer tersebar di seluruh permukaan bumi. Walaupun demikian, jarak antar stasiun terlalu besar untuk meresolusi seluruh medan gelombang. Jaringan ini mempunyai sejarah yang panjang. Mulai abad ke-20, jaringan ini dioperasikan oleh beberapa kelompok. Gempa besar seperti di San Fransisco (1906) dan Tokyo (1923), memicu instalasi seismometer dan pertukaran data. Buletin lokasi gempa dipublikasikan oleh beberapa instansi seperti buletin ISC (*International Seismological Centre*). Pertengahan abad ke-20, ISC telah menerima laporan waktu tiba untuk gempa-gempa besar dari ratusan stasiun.

Jaringan mulai dipasang pada tahun 1961 untuk memonitor percobaan nuklir dalam Eurasia. Jaringan mencapai 120 stasiun pada akhir tahun 1960 an. Beberapa gempa besar pada tahun 1960 an, seperti gempa Alaska 1964, memberikan sumber yang baik dalam investigasi seismik. Data dari jaringan ini telah memberi kontribusi besar untuk kemajuan dalam tektonika lempeng, studi sumber gempa, dan struktur global bumi. Pada tahun 1977, WWSSN menjadi bagian dari *Global Digita Seismic Network* (GDSN) yang merupakan jaringan dengan seismometer berpita lebar seperti IDA gravitimeter. Pada tahun 1986, GDSN tergabung dalam program IRIS *Global Seismographic Network* (GSN) yang menggabungkan seismometer dalam lubang bor yang melingkupi bumi dengan 128 stasiun. GSN merupakan bagian dari *Federation of Digital Broad-band Seismographic Network* (FDSN) yang juga melibatkan US *National Seismographic Network* (NSN), CNSN Kanada, CDSN



---

Cina, GEOSCOPE Perancis, GEOFON Jerman, MEDENET Italia Pacific 21 Jepang dan BATS Taiwan. Stasiun FDSN dapat dilihat pada gambar 4.7 di bawah ini.



Gambar 4.7. Peta stasiun Federation of Digital Broad-band Seismographic Network (FDSN) sampai tahun 1999 (Stein dan Wysession, 2003).

Disamping seismometranya berpita lebar yang berkualitas tinggi, datanya juga terstandarisasi dalam *processing* dan *formatting*. Sebanyak 7 Tbytes data seismik tersedia dalam format SEED (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*) yang merupakan standar FDSN. Data tersebut dapat dikonversi sesuai dengan kebutuhan peneliti. Saat ini, banyak stasiun yang datanya dapat didownload secara *real time* melalui satelit telemetry.

#### 4.5.2 Array

Pada jaringan global, konfigurasi yang tepat di stasiun-stasiun kurang penting dibandingkan dengan cakupan total. Geometri *array* seismik dioptimisasi untuk investigasi tertentu. Array bisa linier, 2D maupun 3D yang dikombinasi dengan seismometer dalam lubang bor. Array linier sudah lama dipakai dalam seismik

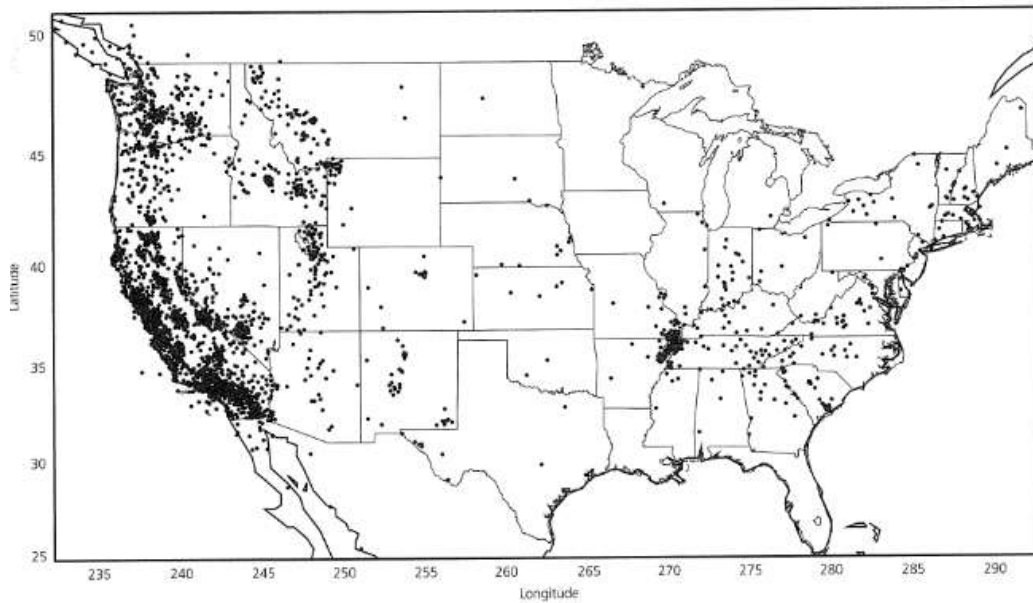
---

refraksi baik di darat maupun laut dengan menggunakan sumber aktif seperti dinamit. Ekaplorasi untuk struktur yang berubah dalam satu arah yang sering dilakukan dalam kasus pada batas lempeng. Karena struktur litosfer berubah lebih tajam pada penampang yang tegak lurus terhadap garis batas lempeng daripada yang sejajar, maka kebanyakan OBS (*Ocean Bottom Seismometer*) disebar sebagai garis lurus yang memotong tegak lurus garis batas lempeng tersebut.

*Array* 2D dapat digunakan untuk membuat gambaran 3D pada suatu daerah yang kecil dengan cara akuisisi pada beberapa *line* seismik. *Array* 2D dipasang di sekitar *hotspot*, *rift*, sesar geser, zona subduksi untuk mempelajari struktur dan tektoniknya. Kontribusi penting dari perkembangan ini adalah pengolahan dan visualisasi gambar yang sangat maju, sehingga memungkinkan hasil struktur bumi yang komprehensif. *Array* 2D yang khusus, sering terdiri dari seismometer vertikal periode pendek yang dipakai untuk memonitor uji coba nuklir bawah tanah. *Array* ini dikembangkan oleh *Large Aperture Seismic Array* (LASA) di Montana dari tahun 1960 an sampai 1978. LASA adalah suatu *array* yang terdiri dari banyak *array* dengan jumlah total 525 seismometer vertikal frekuensi tinggi. Dua puluh sati kluster yang terdiri dari 25 seismometer dengan masing-masing kluster melingkupi luas 7 km<sup>2</sup>. Diameter *array* total adalah 200 km.

#### 4.5.3. Jaringan Regional

Jaringan regional merupaka pertengahan antara jaringan global dan array yang biasanya dibuat untuk memonitor seismisitas lokal atau gunung api. Di negara maju, seperti Amerika Serikat, sudah memasang jaringan regional yang terdiri dari 3200 stasiun seismik yang merupakan bagian dari 40 jaringan yang berbeda (Gambar 4.8). Sebagian dari stasiun ini memasang accelerometer dan seismometer berpita lebar yang akan mencatat *strong motion* dekat sumber gempa yang dibutuhkan dalam keteknikan. Data tersebut juga mengandung informasi yang sangat baik tentang karakteristik sumber gempa karena sinyal yang terekam pada data teleseismik teratenuasi sebagai fungsi jarak.



Gambar 4.8. Jaringan seismometer regional di benua Amerika sampai tahun 1999 (Stein dan Wyssession, 2003).

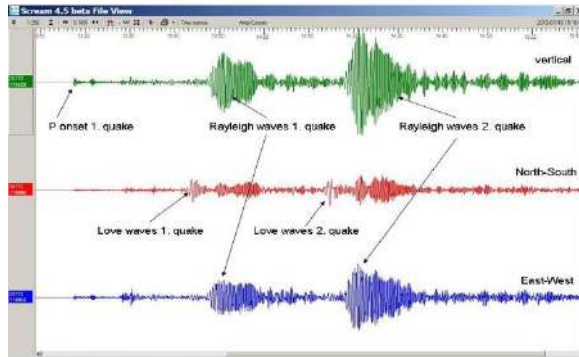
#### LATIHAN SOAL

1. Sebutkan dan jelaskan tipe-tipe jaringan seismometer!
2. Buatlah ringkasan tentang seismometer broadband pada pemantauan gunungapi yang ada di Indonesia!



#### Tujuan :

1. Mampu memahami pengetahuan tentang seismogram.
2. Mampu mengidentifikasi gelombang pada seismogram.



Contoh rekaman seismogram.

## BAB 5 SEISMOGRAM

Seismogram adalah hasil dari seismograf, berupa rekaman gerakan tanah sebagai fungsi terhadap waktu. Data seismogram ini adalah komponen dasar dalam proses inversi yang merupakan kunci dalam seismologi untuk mendapatkan struktur dan sifat fisik medium bumi yang dilewati gelombang, begitu juga tentang geometri, kinematika dan dinamika proses sumber seismik. Ini merupakan hal yang rumit karena sinyal seismic yang diradiasikan sumber terlemahkan dan terdistorsi oleh *geometrical spreading*, atenuasi, refleksi, difraksi, konversi dan interferensi selama melewati bumi. Sinyal juga didistorsi oleh fungsi transfer seismograf. Bumi berperilaku sebagai filter *low pass* dengan mengatenuasi frekuensi-frekuensi tinggi, sedangkan seismograf berperilaku sebagai filter *high pass*.

### 5.1. Sinyal Seismik

Sinyal yang diradiasikan dari suatu sumber seismik, baik ledakan maupun *shear*

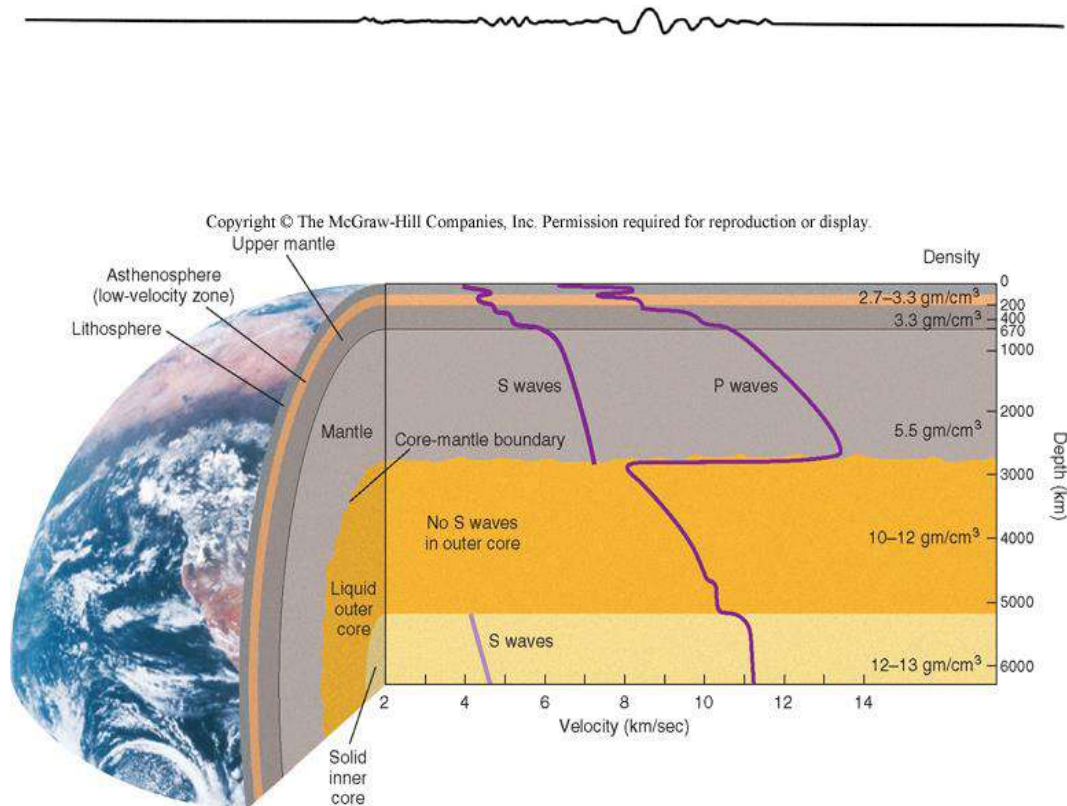
*rupture* gempa, biasanya adalah suatu fungsi tangga dari *displacement* statis yang terjadi di titik sumber yang cukup rumit, berdurasi berhingga dari milidetik sampai beberapa menit. Sinyal dari sumber ini akan terkonvolusi oleh efek propagasinya dan efek seismometer yang merekamnya dan menghasilkan sinyal seismik. Menurut teorema Fourier, sinyal seismik, sebagai fungsi  $g(t)$  dalam domain waktu bias direpresentasikan oleh fungsi ekuivalen  $G(\omega)$  dalam domain frekuensi dan sebaliknya dengan menerapkan transformasi Fourier.

$$g(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (5.1)$$

$$G(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) e^{-i\omega t} dt \quad (5.2)$$

## 5.2. Fasa-fasa Gelombang Seismik dari Suatu Gempa

Fasa-fasa gelombang seismik yang menjalar dalam bumi secara global terjadi karena sinyal seismik melewati medium bumi yang bervariasi sifat elastisitasnya dan keberadaan permukaan yang diasumsikan berbatasan dengan ruang hampa. Variasi ini terjadi secara vertical dan horizontal dan sangat rumit di sekitar batas lempeng seperti pada zona subduksi. Namun demikian, para seismologis telah membuat model referensi satu dimensi (1D) seperti model PREM (Gambar 5.1) dan AK135 yang dihitung dari data fasa-fasa seismik yang dipropagasikan oleh banyak gempa. Model 1D berarti sifat elastisitasnya hanya bervariasi secara radial dari pusat bumi. Dari model 1D seperti pada gambar 5.1, terlihat bahwa secara global bumi terdiri dari kerak, mantel, inti luar dan inti dalam. Sifat fisis inti luar terlihat sangat mencolok dengan perubahan tajam dari sifat fisis lapisan, bahkan kecepatan gelombang S mendekati nol yang diinterpretasikan sebagai fluida.



Gambar 5.1. Model Bumi referensi PREM (Dziewonski dan Anderson, 1981)

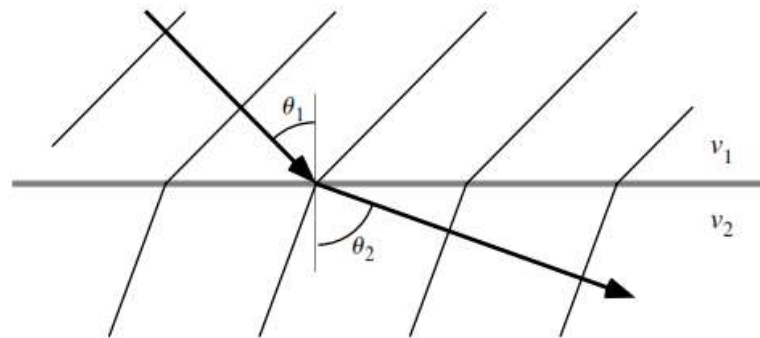
### 5.2.1 Fasa-fasa Gelombang Badan

Fasa-fasa gelombang ini dapat ditentukan berdasarkan teori *ray*. Teori *ray* merupakan suatu solusi pendekatan dari persamaan gelombang seismik berdasarkan prinsip Fermat yang menyatakan bahwa lintasan *ray* antara dua titik adalah lintasan yang mempunyai waktu tempuh minimum. Salah satu implikasi dari prinsip ini adalah hukum Snellius. Untuk sistem koordinat kartesian, hukum Snellius dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (5.3)$$

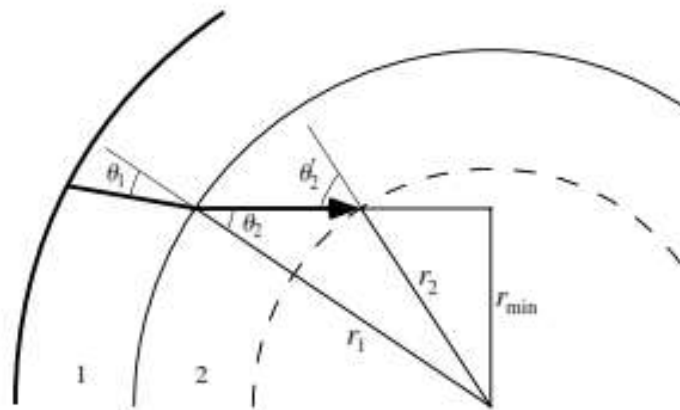
dengan  $\theta_1$  adalah sudut datang,  $\theta_2$  adalah sudut transmisi,  $v_1$  kecepatan medium pertama dan  $v_2$  kecepatan medium kedua. Untuk lebih jelasnya dapat dilihat dalam gambar 5.2. Untuk model bumi bulat (gambar 5.3), hukum Snellius dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\frac{r_1 \sin \theta_1}{v_1} = \frac{r_2 \sin \theta_2}{v_2} \quad (5.4)$$



Gambar 5.2. Suatu gelombang bidang melewati batas lapisan horizontal. Kecepatan lapisan kedua lebih besar daripada lapisan pertama (Shearer, 2009).

Dengan kombinasi gelombang P dan S yang merambat ke dalam bumi dengan mengikuti hukum Snellius, maka akan dihasilkan sejumlah geometri *ray*, yang disebut dengan fasa-fasa seismik.

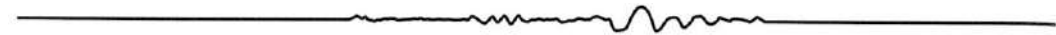


Gambar 5.3. Geometri *ray* pada suatu bola dengan masing-masing lapisan berkecepatan konstan.  $\theta_2 \neq \theta'_2$  karena perubahan sudut vektor radiasi (Shearer, 2009).

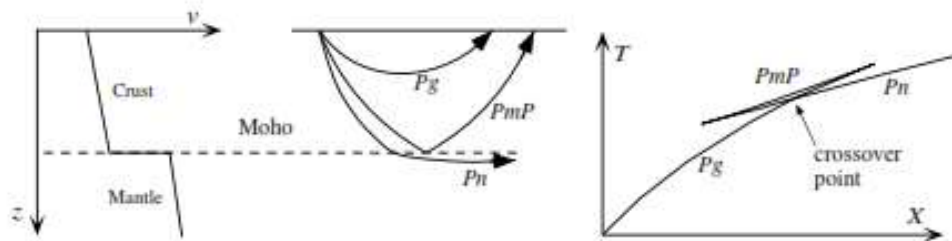
#### 5.2.1.1 Fasa-fasa dalam Kerak Bumi

Fasa-fasa ini merupakan gelombang yang merambat dalam kerak bumi yang tebalnya sekitar 6 km di bawah laut dan 30-50 km di benua. Keadaan yang spesifik pada zona ini adalah perubahan kecepatan yang tajam pada diskontinuitas Moho antara kerak dan mantel atas. Gelombang P yang berbalik dalam kerak bumi dinamakan  $P_g$  (Gambar 5.4), sedangkan *ray* yang berbalik atau terefleksi pada

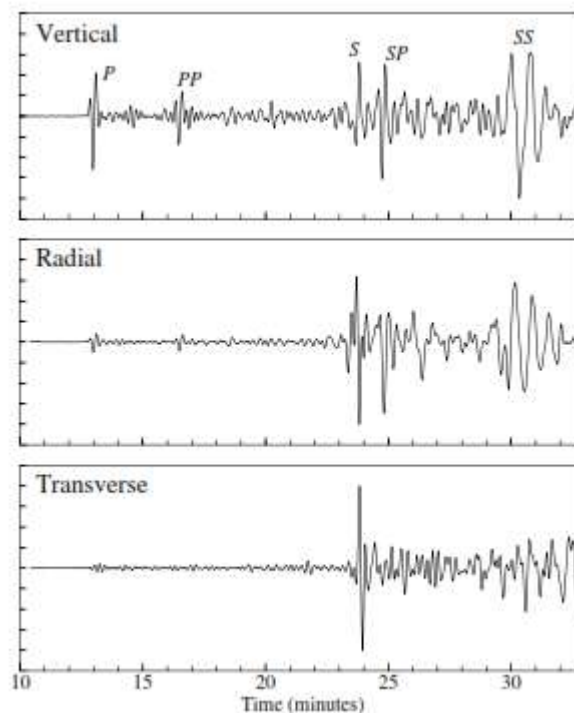




Moho dinamakan  $P_mP$  dengan  $m$  adalah singkatan dari lapisan Moho.  $P_n$  adalah *ray* yang melewati mantel atas di bawah Moho. Demikian juga dengan penamaan gelombang S ( $S_mS$ ,  $S_n$ , dan lain-lain) dan gelombang konversi seperti  $S_mP$ . Contoh rekaman seismik untuk fasa-fasa ini dapat dilihat dalam gambar 5.5.



Gambar 5.4 Geometri ray dan penamaan fasa-fasa gelombang P dalam kerak bumi. Kenaikan kecepatan pada Moho menyebabkan triplikasi dalam kurva waktu tempuhnya (Shearer, 2009).



Gambar 5.5. Rekaman gelombang seismik tiga komponen pada stasiun OBN tanggal 17 Januari 1994 (Shearer, 2009).

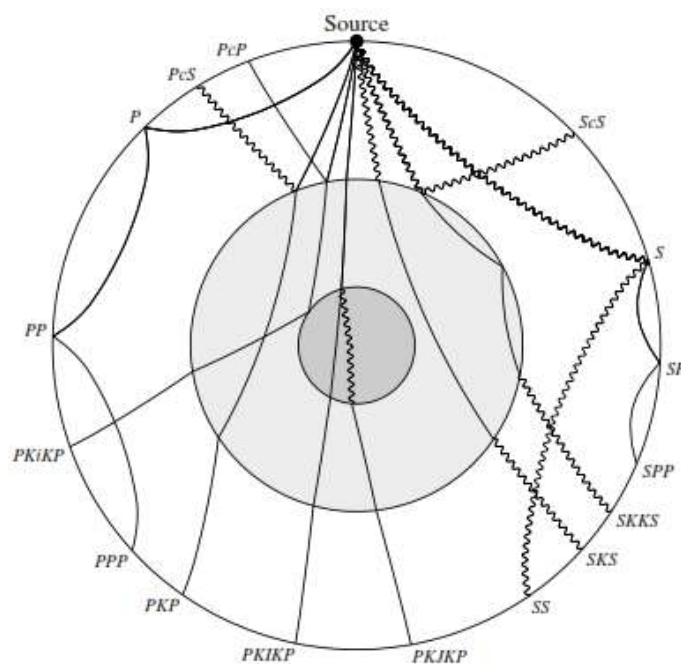


### 5.2.1.2 Fasa-fasa dalam Bumi Global

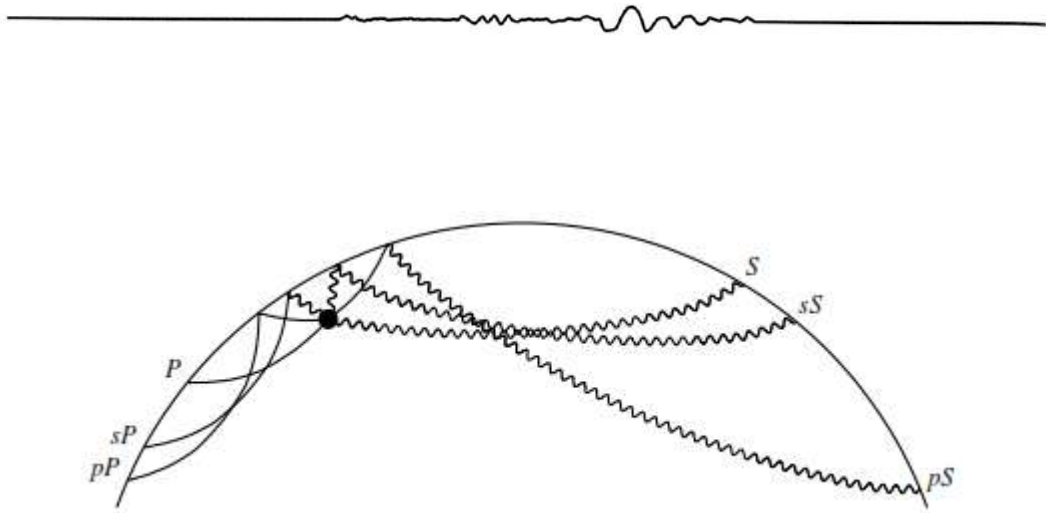
Penamaan fasa-fasa ini ditentukan oleh geometri *ray* dalam model bumi bulat yang terdiri dari lapisan-lapisan utama yaitu mantel, inti luar berupa fluida dan inti dalam yang padat. Label gelombang *P* dan *S* sebagai berikut:

- P* : gelombang P dalam mantel
- K* : gelombang P dalam inti luar
- I* : gelombang P dalam inti dalam,
- S* : gelombang S dalam mantel
- J* : gelombang S dalam inti dalam
- c* : refleksi pada batas antara inti dan mantel (CMB)
- i* : refleksi pada inti dalam (ICB)

Gelombang *P* dan *S* yang merambat dalam Bumi secara global dengan mengikuti prinsip refleksi dan transmisi serta konversi, maka beberapa contoh fasanya dapat dilihat dalam gambar 5.6. Untuk gempa dalam, gelombang *upgoing* yang terefleksi pada permukaan bumi ditandai dengan huruf kecil *p* dan *s*, maka didefinisikan fasa-fasa dalam seperti *pP*, *sP*, dan sebagainya (Gambar 5.7).

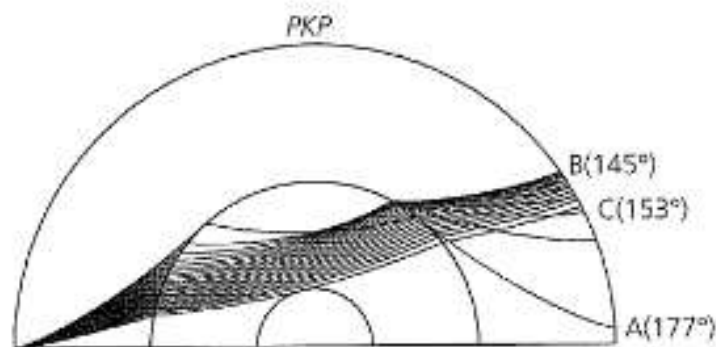


Gambar 5.6. Geometri *ray* global dan penamaannya yang dihitung dari model kecepatan PREM. *Ray* gelombang P garis tegas dan gelombang S berupa garis bergerigi (Shearer, 2009).



Gambar 5.7. Gempa dalam menghasilkan fasa-fasa yang terefleksi pada permukaan bumi, yang disebut fasa-fasa dalam. *Ray* dihitung untuk kedalaman gempa 650 km dalam model kecepatan PREM (Shearer, 2009).

Karena adanya penurunan kecepatan secara drastis dari mantel ke inti luar dan kenaikan drastis dari inti luar ke inti dalam, maka penjalaran gelombang akan mempunyai karakteristik tersendiri. Karakteristik tersebut ditentukan berdasarkan geometri bola dari bumi itu sendiri. Karakter penjalaran gelombang antara mantel dan inti luar bumi dapat dilihat pada gambar 5.8.

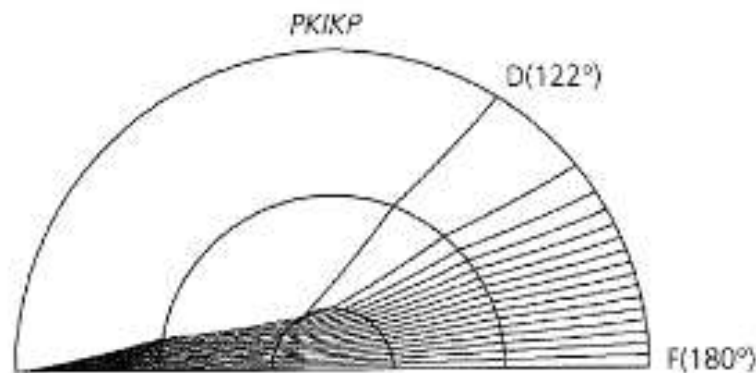


Gambar 5.8. Karakteristik penjalaran gelombang P antara mantel dan inti luar (Stein dan Wyssession, 2003).

Dengan melakukan penelusuran *ray*, akan terdapat kurva waktu tempuh pertama yang merupakan fasa gelombang P sampai pada jarak kira-kira  $105^\circ$ . Selanjutnya, *ray* membelok tajam ke dalam inti luar bumi karena penurunandrastis struktur kecepatan dan kemudian membelok lagi ke mantel. Sesuai dengan penamaan

gelombang badan di atas, dinamakan fasa *KPK* yang memiliki cabang maju dan cabang balik. Pada jarak antara  $105^\circ$  sampai  $143^\circ$ , tidak terdapat fasa *P* dan *PKP*. Zona ini disebut sebagai zona bayangan (*shadow zone*) yang diamati pertama kali oleh Gutenberg pada tahun 1912. Karena kontras kecepatan ini, maka terdapat refleksi gelombang dari batas lapisan yang dinamakan *PcP*. Dengan fasa ini, Jeffrey dan Bullen pada tahun 1939 menentukan kedalaman inti sebesar 2898 km yang tidak jauh berbeda dengan perhitungan saat ini.

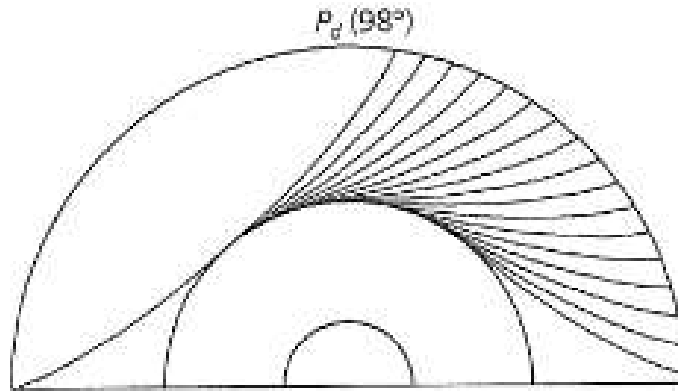
Penulusuran gelombang selanjutnya dapat dilihat dalam gambar 5.9. *Ray* akan merambat memasuki inti dalam bumi yang dinamakan fasa *PKIKP* yang merupakan gelombang refleksi dari permukaan inti dalam bumi. Inti dalam bumi ditemukan pertama kali oleh Lehman pada tahun 1935.



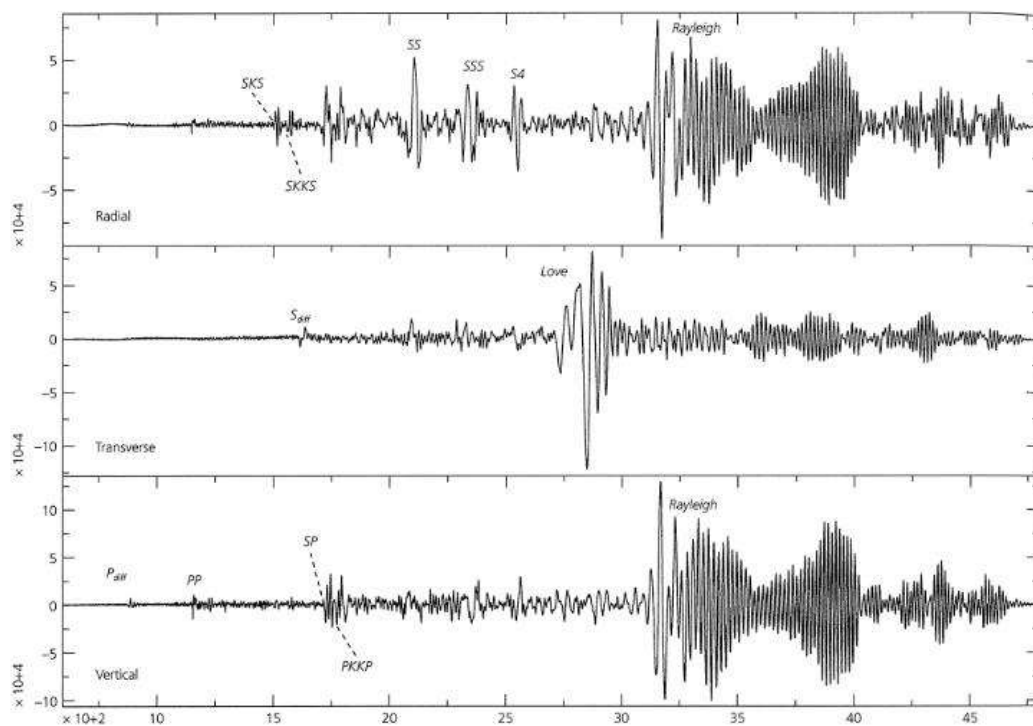
Gambar 5.9. Karakteristik penjalaran gelombang P yang melewati inti dalam bumi.

Berdasarkan pengamatan, dalam zona bayangan ternyata terekam gelombang yang tidak mengikuti prinsip penulusuran *ray* di atas, akan tetapi energi seismik tetap dapat memasuki zona ini. Fenomena ini terjadi karena adanya efek difraksi atau hamburan gelombang yang diilustrasikan pada gambar 5.10. Fasa ini dinamakan fasa *P<sub>d</sub>* atau *P<sub>diff</sub>* yang terdapat pada jarak antara  $98^\circ$  sampai  $145^\circ$ . Suatu contoh seismogram teleseismik dapat dilihat pada gambar 5.11. Dari rekaman tersebut terlihat fasa-fasa gelombang difraksi *P<sub>diff</sub>*, *pP<sub>diff</sub>* dan *sP<sub>diff</sub>* dan fasa-fasa inti. Transformasi komponen NS dan EW menjadi komponen radial dan transversal

memperlihatkan pemisahan yang baik untuk gelombang-gelombang SH seperti fasa  $S_{diff}$  dan  $sS_{diff}$ .

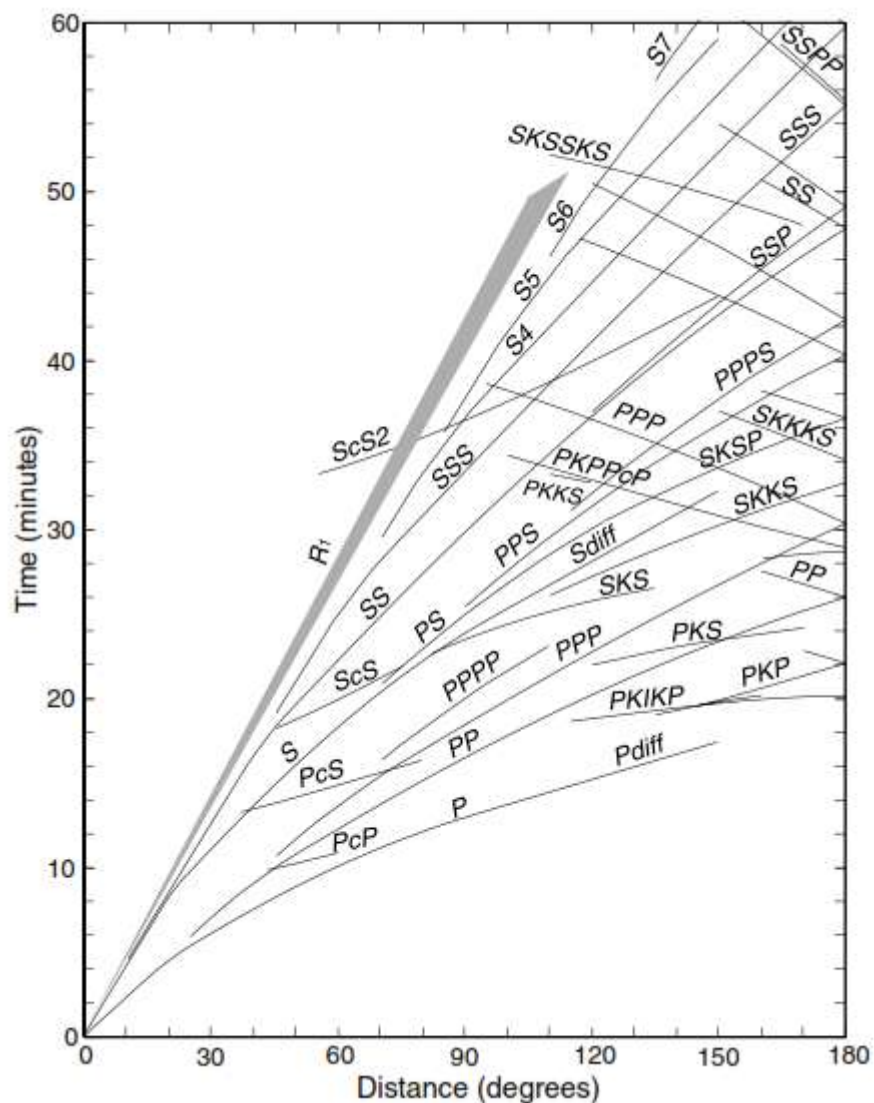


Gambar 5.10. Ilustrasi gelombang P difraksi yang terjadi pada batas antara mantel dan inti luar (Stein dan Wyssession, 2003).



Gambar 5.11. Seismogram yang tercatat di Harvard yang berjarak  $110^\circ$  dari gempa dalam (597 km) pada tanggal 23 Agustus 1995 di Palung Mariana (Stein dan Wyssession, 2003).

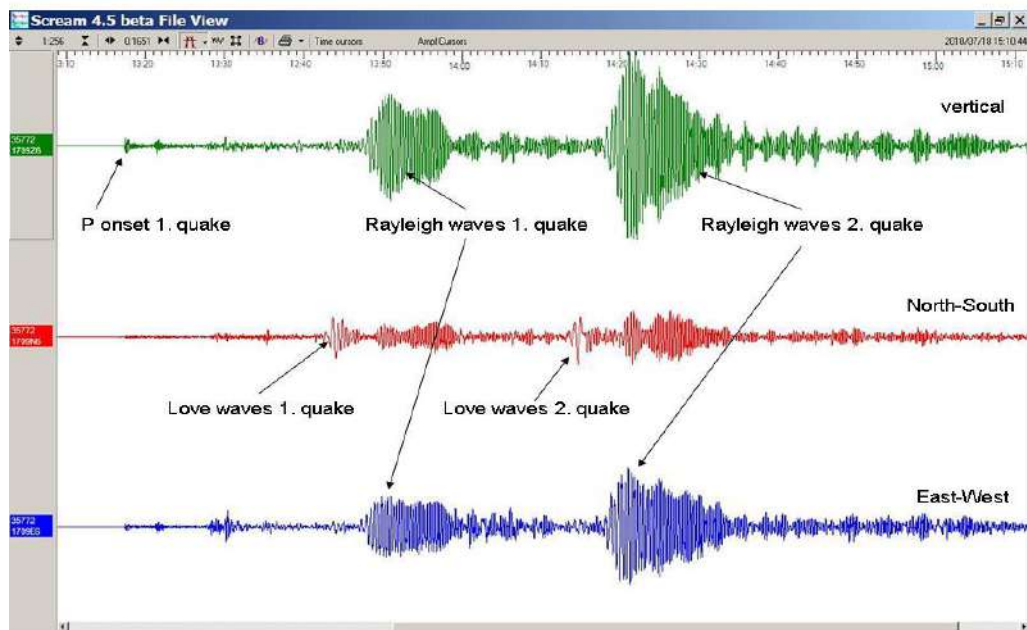
Semua fasa gelombang badan dapat dihitung dengan menggunakan model kecepatan 1D yang menghasilkan kurva waktu tempuh, yang salah satu contohnya dapat dilihat pada gambar 5.12. Hasil perhitungan waktu tempuh dalam model referensi AK135 diplot berdempetan dengan hasil observasi dan perhitungan disebabkan adanya keberagaman baik secara horizontal maupun vertikal seperti pada daerah batas lempeng subduksi, konveksi dan sebagainya.



Gambar 5.12. Kurva waktu tempuh dari model referensi kecepatan AK135 yang diplot berdempetan dengan fasa-fasa observasi gempa bumi (Shearer, 2009).

### 5.2.2. Tatanama Gelombang Permukaan.

Penamaan fasa-fasa gelombang ini lebih sederhana bila dibandingkan dengan penamaan gelombang badan karena merambat di permukaan bumi. Kebanyakan penamaannya berhubungan dengan pita frekuensi. Fasa  $R_g$  adalah fasa gelombang Rayleigh yang berperiode pendek, kurang dari 3 s, tercatat pada jarak lokal dan regional. Jika kedalaman sumber lebih besar dari 3 km, fasa  $R_g$  biasanya tidak muncul.  $R_g$  berpropagasi tergantung hanya pada sifat elastis kerak bumi atas, sehingga kecepatan rata-ratanya 3 km/s. Kebanyakan gelombang ini cepat teratenuasi dan jarang teridentifikasi pada jarak beberapa ratus kilometer (Gambar 5.13).



Gambar 5.13. Ilustrasi karakteristik gelombang Rayleigh dalam seismogram.

Fasa  $L_g$  adalah fasa gelombang permukaan yang merupakan kombinasi dari gelombang Rayleigh frekuensi tinggi dengan gelombang Love frekuensi tinggi. Kecepatan grup kira-kira 3,5 km/s. Berfrekuensi tinggi pada jarak regional pada daerah kerak benua yang tebal. Suatu seismogram yang merekam fasa ini dapat dilihat pada gambar 5.13. Pada umumnya, gelombang Rayleigh dengan periode 3-60 s diberi label  $R$  atau  $LR$  dan untuk gelombang Love diberi label  $L$  atau  $LQ$ . Gelombang permukaan dengan periode sangat panjang ( $> 60$  s) dan panjang

gelombang sampai 1200 km sehingga kecepatan grupnya sensitif terhadap struktur mantel bawah, sehingga sering disebut gelombang mantel. Gelombang ini terbentuk jika terjadi gempa besar (seperti gempa Aceh 2004) yang mengeluarkan energi seismik yang besar sehingga dapat beberapa kali mengitari bumi.

### LATIHAN SOAL

1. Diberikan data sebagai berikut:

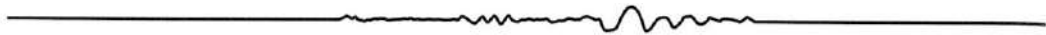
<b>Magnitude</b>	7.1 mw
<b>Location</b>	15.759°S 74.710°W
<b>Depth</b>	39.0 km
<b>Origin Time</b>	2018-01-14 09:18:45.540 UTC

Dari data tersebut hitunglah waktu kedatangan gelombang P dari beberapa stasiun yang ada menggunakan tabel AK135.

Nama stasiun	Jarak (°)	Waktu kedatangan gelombang (P)
C1 LL07 BHZ	27.00	
N4 V52A BHZ	52.00	
Y7 PW07 EHZ	56.00	
ET CPCT HHZ 00	51.77	

<b>Magnitude</b>	6.8 mw
<b>Location</b>	6.747°N 73.032°W–
<b>Depth</b>	161.2 km
<b>Origin Time</b>	1967-07-29 10:24:25.000 UTC

Hitunglah waktu tiba dari gelombang-gelombang dibawah ini menggunakan tabel AK135!



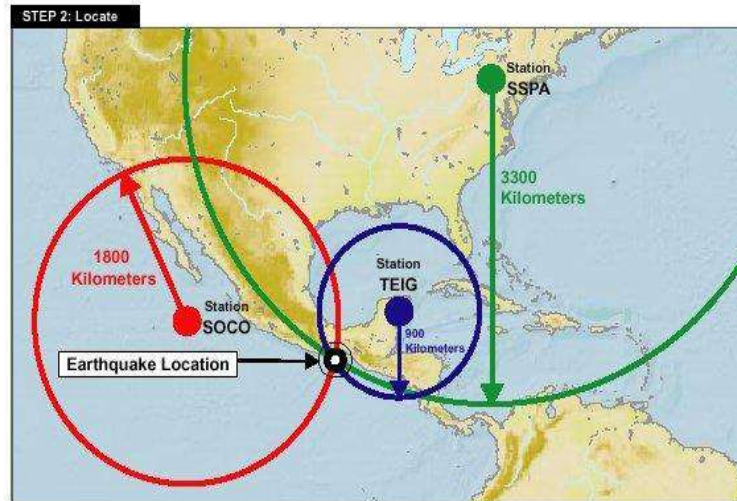
Fase Gempa	Waktu Tiba
P	
S	
Pp	
sP	
PcP	
pPP	
sS	
ScS	





**Tujuan :**

1. Mampu menentukan lokasi hiposenter dari suatu gempa bumi.
2. Mampu menentukan lokasi episenter dari suatu gempa bumi
3. Mampu menentukan *origin time* dari suatu gempa bumi.



Penentuan  
episenter gempa  
bumi dengan  
menggunakan  
metode lingkaran

## BAB 6 LOKASI GEMPA BUMI

Dalam menentukan lokasi terdapat beberapa istilah yang sering digunakan diantaranya yaitu hiposenter, episenter, dan kedalaman. Gempa akan lebih mudah diprediksi apabila kita mengetahui beberapa parameter sumber gempa, antara lain:

- Hiposenter, tempat terjadinya gempa bumi yang berada di bawah permukaan bumi.
- Episenter, adalah proyeksi hiposenter di permukaan bumi dinyatakan dalam koordinat geografis, biasanya ada keterangan jarak dan arah.
- Kedalaman, kedalaman gempa bumi adalah jarak tegak lurus episenter ke sumber gempa bumi. Gempa dangkal (kedalaman  $< 33$  km), gempa menengah (33-90 km), gempa dalam ( $> 90$  km).

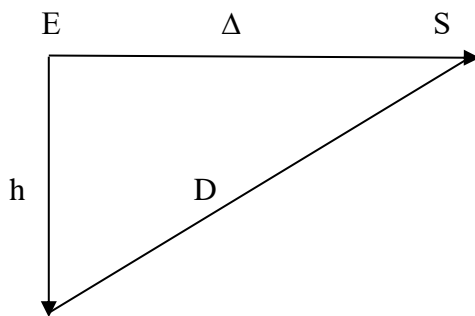
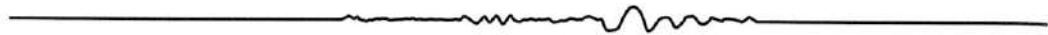
- 
- Waktu kejadian gempa bumi (*Origin Time*) adalah waktu terlepasnya akumulasi tegangan yang terbentuk akibat penjalaran gelombang. Hal ini dinyatakan dengan hari, tanggal bulan, jam, menit, detik dalam satuan UTC (*Universal Time Coordinated*).

Parameter di atas merupakan parameter kinematik, karena untuk menentukannya hanya diperlukan pengukuran waktu penjalaran gelombang. Waktu tiba gelombang yang terukur pada seismogram merupakan fungsi posisi lintang, bujur, kedalaman, waktu kejadian. Untuk menentukan lokasi sumber gempa bumi diperlukan data waktu tiba gelombang Primer (*P*) dan sekurang-kurangnya tiga komponen arah, yang dimaksudkan tiga komponen arah yakni, arah kedalaman atau komponen Z, arah Timur ke Barat dan arah Utara ke Selatan. Sedang besar kejadian gempa dinyatakan magnitudo. Parameter yang diperlukan dalam menentukan magnitudo gempa adalah amplitudo dan periode gempa.

Setiap kejadian gempa bumi akan menghasilkan informasi seismik berupa rekaman sinyal berbentuk gelombang. Informasi seismik tersebut kemudian diproses dan dianalisis sehingga ditemukan parameter-parameter gempa bumi seperti: waktu kejadian gempa, lokasi episenter, kedalaman sumber gempa, kekuatan gempa dan intensitas gempa bumi.

### **6.1. Episenter**

Gempa bumi berkaitan erat dengan adanya pelepasan energi secara mendadak yang terjadi di bumi. Pelepasan energi dapat disebabkan akibat terjadinya patahan-patahan baru ataupun bergesernya patahan lama, peristiwa benda jatuh, runtuhnya aktivitas vulkanik dan lain-lain. Hiposenter adalah tempat kejadian gempa di fokus (bagian dalam bumi). Episenter adalah proyeksi hiposenter dipermukaan bumi (Gambar 6.1).



Keterangan:

$S$  : Stasiun Pengamatan

$E$  : Episentrum

$F$  : Hiposenter

$D$  : Jarak Hiposentral

$\Delta$  : Jarak Episentral

$h$  : Kedalaman Gempa

Gambar 6.1. Ilustrasi lokasi gempa bumi

Untuk menentukan episenter dan hiposenter gempa bumi, banyak sekali metoda yang bisa digunakan. Sesuai dengan perkembangan ilmu pengetahuan, penentuan episenter dan hiposenter banyak mengalami perubahan dan penyempurnaan. Dalam bab ini yang akan dipelajari adalah penentuan episenter dan hiposenter dengan Metoda Lingkaran, baik untuk kasus dua stasiun atau tiga stasiun, dan Metoda Bola. Perumusan untuk menggunakan kedua metoda ini diturunkan dari anggapan bahwa gelombang seismik merambat dalam lapisan homogen isotropik sehingga dianggap kecepatan gelombang tetap dalam penjarannya. Bila gempa terjadi pada suatu titik/tempat di dalam suatu ruang di dalam bumi pada saat  $t_0$ , maka beberapa saat kemudian fase gelombang  $P$  dan  $S$  akan tercatat dari stasiun pengamatan, dan gelombang  $P$  akan tercatat lebih dulu dari gelombang  $S$  dan  $t_s > t_p$ . Metoda lingkaran merupakan metoda yang paling sederhana dalam penentuan episenter. Dalam metoda ini digunakan selisih waktu tiba gelombang  $P$  dan  $S$  yang tercatat pada masing-masing stasiun perekam gempa.

## 6.2. Penentuan Hiposenter

### 6.2.1. Metode Klasik ( $D_k$ )

Setelah dihitung selisih waktu datangnya gelombang  $S$  dan  $P$  ( $t_s > t_p$ ) pada masing-masing stasiun, maka jarak hiposentral dapat langsung dilihat pada table travel time Jeffereys-Bullen.

### 6.2.2 Metode Locus ( $D_L$ )

Data-data yang dibutuhkan adalah:

- $V_p$  : Kecepatan jalar gelombang P
- $V_s$  : Kecepatan jalar gelombang S
- $t_p$  : Waktu tiba gelombang P di stasiun
- $t_s$  : Waktu tiba gelombang S di stasiun

karena  $V_p < V_s$ , maka  $t_s - t_p$

$$D = V_p \cdot t_p \text{ dan } D = V_s \cdot t_s$$

atau

$$t_p = \frac{D}{V_p} \text{ dan } t_s = \frac{D}{V_s}$$

karena

$t_s - t_p$ , maka:

$$t_s - t_p = \frac{D(V_p - V_s)}{V_p V_s}$$

$$D_L = \frac{V_p V_s}{V_p - V_s} (t_s - t_p) = K (t_s - t_p) \quad (6.1)$$

Dimana K adalah Konstanta Omori.

### 6.2.3 Konstanta Omori

Kasus 4 stasiun

$$a_{i,1} K^2 + a_{i,2} X + a_{i,3} Y = R_i$$

dimana :

$$a_{i,1} = SP_i^2 - (SP_{i+1})^2$$

$$\begin{aligned}
a_{i,2} &= 2 (X_i - X_{i+1}) \\
a_{i,3} &= 2 (Y_i - Y_{i+1}) \\
R_i &= (X_i^2 + Y_i^2) - [(X_{i+1})^2 - (Y_{i+1})^2] \\
Z &= \sqrt{r_i^2 - (X - X_i)^2 - (Y - Y_i)^2} = \text{kedalaman} \\
SP &= t_s - t_p \\
r_i &= K (t_s - t_p) \\
(X, Y) &= \text{koordinat fokus gempa} \\
(X_i, Y_i) &= \text{koordinat stasiun ke-}i
\end{aligned}$$

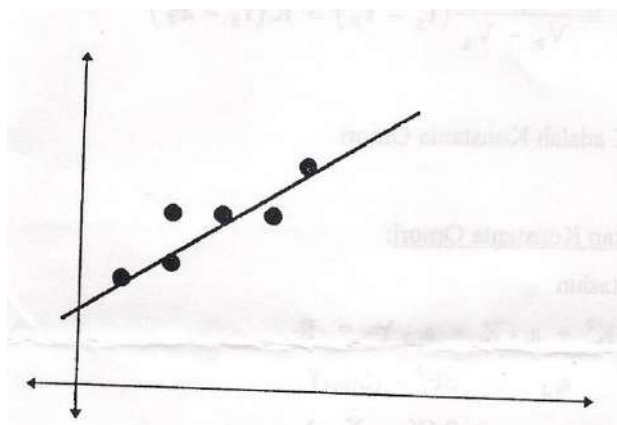
#### 6.2.4 Metode Wadati

Data yang diperlukan adalah  $t_p$ ,  $t_s - t_p$ . Diagram didapatkan dengan mengplotkan  $K (t_s - t_p)$  sebagai absis dan  $t_p$  sebagai ordinat. Data dari  $n$  stasiun akan memberikan garis optimasi 1 yang dicari dengan metoda *least-square*.

$$t_p = \frac{1}{V_p} K (t_s - t_p) + t_0$$

atau

$$t_0 = t_p - (t_s - t_p) \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right) - 1}$$



Gambar 6.2. Diagram Wadati

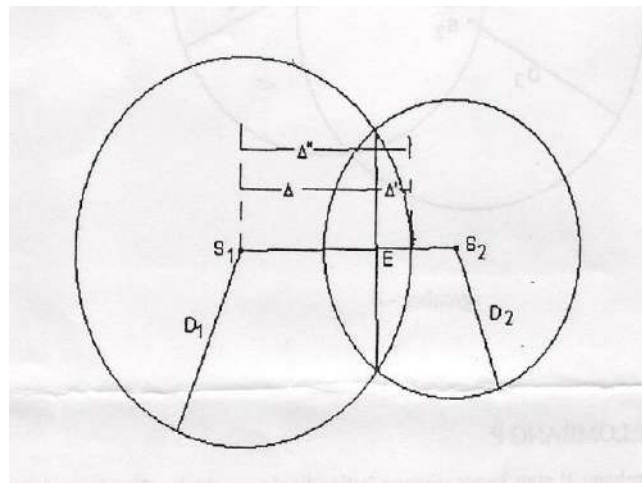
Perpotongan antara garis 1 dengan sumbu ordinat akan memberikan Origin Time ( $t_0$ ). Origin Time adalah waktu terjadinya gempa difokus. Slope garis tersebut adalah  $\frac{1}{V_p}$  (Gambar 6.2). Sehingga  $D_w$  dapat dicari dengan rumus :

$$D_w = (t_s - t_p) V_p \quad (6.2)$$

### 6.3. Penentuan Episenter

#### 6.3.1. Kasus Dua Stasiun

Buat lingkaran (Gambar 6.3) dengan pusat posisi masing-masing stasiun pengamatan dengan jari-jari  $D$  ( $D_K$ ,  $D_L$ ,  $D_w$ ). Tarik garis lurus antara kedua perpotongan lingkaran tersebut. Kemudian hubungkan kedua stasiun. Perpotongannya adalah episentrum gempa bumi (lihat gambar 3). Jarak episentralnya adalah  $\Delta = \Delta'' - \Delta'$  (terhadap  $S_1$ ). E adalah episenter gempa.

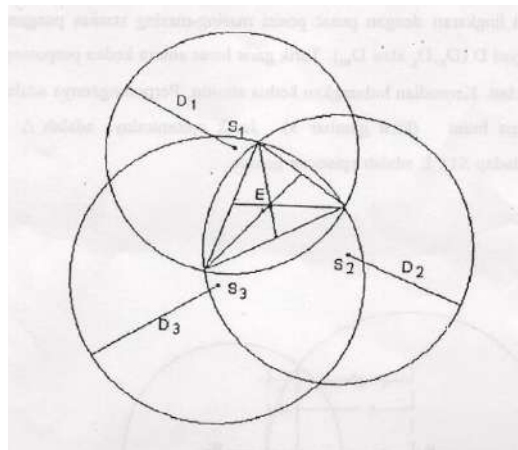


Gambar 6.3. Penentuan episenter untuk kasus dua stasiun.

#### 6.3.2. Kasus Tiga Stasiun

Buat lingkaran (Gambar 6.4) dengan pusat di masing-masing posisi stasiun dengan jari-jari  $D$  ( $D_K$ ,  $D_L$ ,  $D_w$ ). Pada daerah yang dibatasi oleh perpotongan ketiga lingkaran, tarik ketiga garis dari titik-titik perpotongannya sehingga diperoleh suatu

segitiga. Perpotongan garis berat ketiga sisi segitiga tersebut adalah episenter gempa yang dimaksudkan. Jarak episentral terhadap masing-masing stasiun pengamatan dapat diukur langsung seperti acara kasus dua stasiun.



Gambar 6.4. Penentuan episenter untuk kasus 3 stasiun.

### 6.3.3. Kasus Gelombang P

Kasus gelombang P atau kasus dimana ketiga lingkaran tidak saling berpotongan (Gambar 6.5), dimana ketiga stasiun hanya mencatat gelombang P saja, yaitu:

$S_1$	—————→	$t_{p1}$
$S_2$	—————→	$t_{p2}$
$S_3$	—————→	$t_{p3}$

maka kita pilih dari  $t_p$  tersebut harga yang terkecil sebagai acuan. Misal:

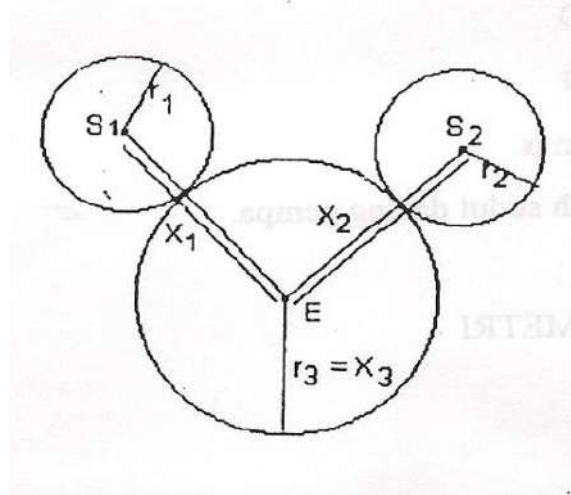
$$t_{p3} < t_{p2} \text{ dan } t_{p3} < t_{p1}$$

Sehingga diperoleh:

$$r_1 = X_1 - r_3 = V_p(t_{p1} - t_{p3}) \quad (6.3)$$

$$r_2 = X_2 - r_3 = V_p(t_{p2} - t_{p3}) \quad (6.4)$$

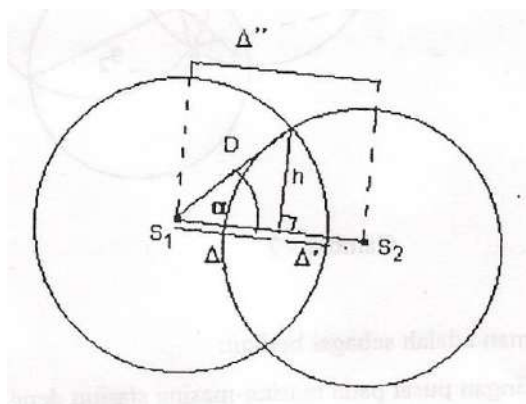
Kemudian dibuat lingkaran I dengan pusat stasiun-1 ( $S_1$ ) dan jari-jari  $r_1$ , lingkaran II dengan pusat stasiun-2 ( $S_2$ ) dan jari-jari  $r_2$ . Selanjutnya dibuat lingkaran III sedemikian rupa sehingga lingkaran III ini menyinggung lingkaran I dan lingkaran II, serta melalui stasiun-3. Titik pusat lingkaran III ini merupakan episentrum gempa bumi yang dimaksudkan.



Gambar 6.5. Penentuan episenter ketika tidak saling berpotongan.

#### 6.4. Penentuan Kedalaman (h)

##### 6.4.1. Metode *Ques Vain*



Gambar 6.6. Metode *Ques Vain*.

$$h^2 = D^2 - \Delta^2 \quad (6.5)$$



Subtitusikan persamaan (1) ke dalam persamaan (5), sehingga diperoleh:

$$h = \left[ \left( \frac{V_s (t_s - t_p)}{1 - \frac{V_s}{V_p}} \right)^2 - \Delta^2 \right]^{1/2} \quad (6.6)$$

atau bisa juga memakai hubungan :

$$\Delta = D \cos \alpha \quad (6.7)$$

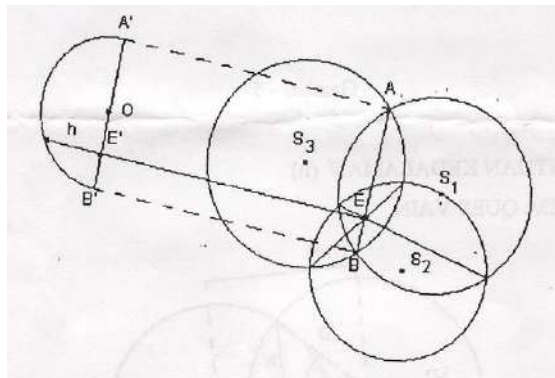
$$\cos \alpha = \Delta / D$$

$$\tan \alpha = h / D$$

$$h = \Delta \tan \alpha \quad (6.8)$$

dengan  $\alpha$  adalah arah sudut datang gempa.

#### 6.4.2. Metode Stereometri



Gambar 6.7. Metode Stereometri.

Penentuan kedalaman adalah sebagai berikut:

1. Buat lingkaran dengan pusat pada masing-masing stasiun dengan jari-jari D.
2. Perpotongan ketiga lingkaran tersebut pada satu titik (E) adalah episenter gempa.
3. Perhatikan garis AB (salah satu garis potong dua lingkaran), pindahkan garis ini menjadi A' B' yang sejajar AB.

4. Proyeksikan titik E ke garis A' B', diperoleh titik E'.
5. Bagi garis A' B' menjadi dua bagian yang sama panjang, di dapatkan titik O.
6. Dari titik O dibuat setengah lingkaran melalui A' dan B'.
7. Tarik garis dari titik E' tegak lurus A' B' sampai memotong lingkaran.
8. Titik h adalah kedalaman gempa yang dimaksudkan.

#### 6.4.3. Metode Bola

Metoda ini memperbaiki metoda lingkaran dimana ruang hiposenter merupakan irisan tiga bola yang berpusat pada stasiun. Posisi episenter merupakan proyeksi posisi hiposenter ke permukaan. Karena metoda bola merupakan pengembangan dari metoda lingkaran, maka diperlukan pula data waktu tiba gelombang P dan gelombang S untuk menentukan besarnya jari-jari bola sebagai jarak hiposenter. Jarak hiposenter dapat dicari dengan menggunakan hubungan :

$$r = V_p t_p = V_s t_s$$

dimana  $V_p$  dan  $V_s$  adalah kecepatan gelombang P dan S.  $t_p$  dan  $t_s$  adalah waktu tiba gelombang P dan S distasiun pengamat.

Apabila posisi-posisi stasiun pengamat adalah :  $(X_1, Y_1, Z_1)$ ,  $(X_2, Y_2, Z_2)$ ,  $(X_3, Y_3, Z_3)$  dan jari-jari bola adalah  $r_1$ ,  $r_2$ , dan  $r_3$ , maka berlaku tiga persamaan bola berikut :

$$(X - X_1)^2 + (Y - Y_1)^2 + (Z - Z_1)^2 = r_1^2$$

$$(X - X_2)^2 + (Y - Y_2)^2 + (Z - Z_2)^2 = r_2^2$$

$$(X - X_3)^2 + (Y - Y_3)^2 + (Z - Z_3)^2 = r_3^2$$

Dari ketiga persamaan tersebut dapat dicari harga X, Y, dan Z tertentu yang memenuhi ketiga persamaan tersebut. Titik (X, Y, Z) itulah yang dapat ditafsirkan

sebagai hiposenter dan titik (X, Y) merupakan posisi/koordinat dipermukaan (episenter).

### LATIHAN SOAL

1. Menentukan Konstanta Omori (K)

Persamaan yang digunakan adalah :

$$a_{i,1} = (T_s - T_p)_i^2 - (T_s - T_p)_{i+1}^2$$

$$a_{i,2} = 2(X_i - X_{i+1})$$

$$a_{i,3} = 2(Y_i - Y_{i+1})$$

$$R_i = (X_i^2 + Y_i^2) - (X_{i+1}^2 + Y_{i+1}^2)$$

X dan y adalah koordinat stasiun.

Sehingga diperoleh :

$$\begin{array}{cccccc} a_{11} & a_{12} & a_{13} & K^2 & & R_1 \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & x & = & R_2 \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & y & & R_3 \end{array}$$

Dengan eliminasi Gauss diperoleh  $K^2$ , x, y.

Tabelkan.

2. Menentukan hiposenter dengan metoda Locus ( $D_L$ )

Persamaan yang digunakan :

$$D_L = K(t_s - t_p)$$

K : konstanta Omori, harga  $K^2$  diambil yang positif

Tabelkan.

3. Menentukan  $T_0$  dari hasil pengeplotan  $D_L$  pada sumbu x dan  $T_p$  pada sumbu y untuk semua data.

Dengan menggunakan metoda least square atau Lotu atau program bisa diperoleh suatu garis dengan persamaan tertentu. Perpotongan garis 1 dengan sumbu y ( $T_p$ ) adalah  $T_0$ .

4. Menentukan hiposenter dengan metoda wadati ( $D_w$ )

Persamaan yang digunakan :

$$D_w = V_p (Tp - t_0)$$

$$V_p = \frac{1}{\text{slope}}$$

Tabelkan.

5. Menentukan episenter dengan metoda dua lingkaran
  - a. Plot posisi stasiun (sebagai pusat lingkaran)
  - b. Buat dua lingkaran sesuai dengan besarnya jari-jari ( $D_L$  atau  $D_w$ ).
  - c. Tarik garis lurus antara perpotongan lingkaran-lingkaran tersebut
  - d. Titik potongnya adalah episentrum gempa, Tabelkan.
  - e. Plot hasil episenter pada peta sebenarnya.

Dibuat masing-masing untuk metoda locus dan wadati.
6. Menentukan episenter dengan metoda tiga lingkaran
  - a. Plot ketiga stasiun sebagai pusat lingkaran
  - b. Buat tiga lingkaran dengan jari-jari  $D_L$  dan  $D_w$ , sesuaikan dengan metoda.
  - c. Bentuk segitiga dari perpotongan ketiga lingkaran tersebut
  - d. Perpotongan garis berat segitiga adalah episenter, Tabelkan.
  - e. Plot episenter pada peta sebenarnya.

Dibuat masing-masing untuk metoda locus dan wadati.
7. Menentukan episenter dan hiposenter dengan metoda stereometri
  - a. Plot tiga stasiun (sebagai pusat lingkaran)
  - b. Buat tiga lingkaran sesuai dengan besarnya jari-jari  $D_L$  dan  $D_w$ , sesuaikan dengan metoda.
  - c. Perpotongan ketiga lingkaran pada suatu titik merupakan episenter
  - d. Dari salah satu garis potong dua lingkaran (AB) pindahkan menjadi A' B' yang sejajar AB.
  - e. Proyeksikan titik E pada garis A' B' sehingga diperoleh titik E'.
  - f. Bagi garis A' B' menjadi dua bagian sehingga diperoleh titik O
  - g. Buat setengah lingkaran melalui A' dan B' dari titik O.
  - h. Tarik garis dari titik E' tegak lurus A' B' sehingga memotong tepi setengah lingkaran



- i. Panjang garis hasil tarikan dalam lingkaran setengah tadi adalah kedalaman gempa (h).

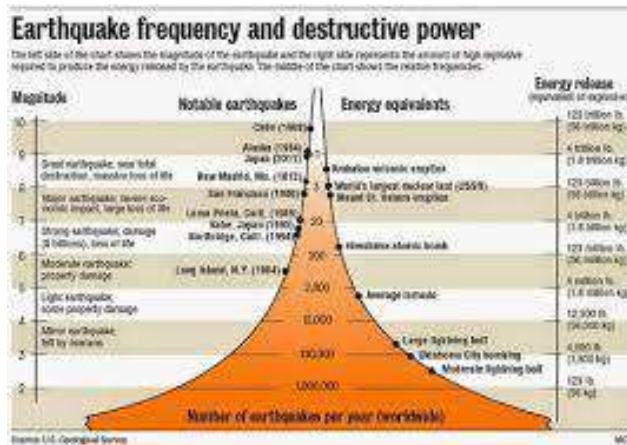
Dibuat masing-masing untuk metoda locus dan wadati. Tabelkan hasilnya.

- 8. Menentukan hiposenter dengan metoda bola
  - a. Ambil posisi stasiun sesuai dengan stasiun pada kombinasi tiga stasiun.
  - b. Tentukan  $r_i = V_{pi} \cdot T_{pi}$
  - c. Masukkan ke persamaan dengan tiga variabel, sehingga harga x, y, z, bisa ditentukan.
  - d. (x, y, z) merupakan koordinat hiposenter
  - e. (x,y) merupakan koordinat dipermukaan bumi
  - f. (z) merupakan kedalaman hiposenter (h)
  - g. Dalam data ini harga  $z = 0$
  - h. Tabelkan hasilnya



### Tujuan :

1. Mampu mengetahui jenis-jenis magnitudo gempa bumi.
2. Mampu menentukan besarnya ukuran kekuatan suatu gempa bumi.
3. Mampu menentukan energi gempa bumi.
4. Mampu menentukan intensitas gempa bumi.



Intensitas gempa bumi

# BAB 7 UKURAN KEKUATAN GEMPA BUMI

Sebelum mekanisme gempa dipelajari, keperluan kedua setelah lokasi gempa diketahui adalah ukuran kekuatan gempa baik untuk tujuan kelimuan maupun kemasyarakatan. Dalam bab ini, kita akan membahas parameter gempa magnitudo, energi dan intensitas gempa.

## 7.1 Magnitudo

Magnitudo gempa merupakan ukuran logaritmik dari kekuatan gempa bumi. Magnitudo dihitung secara skala relatif terhadap suatu kekuatan gempa bumi. Skala logaritmik dipakai karena amplitudo gelombang seismik dari gempa variasinya tinggi. Magnitudo tidak berhubungan langsung dengan sumber gempa. Magnitudo

---

dipakai untuk analisis peninjauan awal dari data gempa (katalog) untuk keperluan investigasi keteknikan. Magnitudo gempa pertama kali dikembangkan oleh K. Wadati dan C. Richter pada tahun 1930 an.

Skala magnitudo berdasarkan pada beberapa asumsi sederhana, yaitu:

- ✚ Dua gempa dengan kekuatan yang berbeda dan direkam dengan geometri sumber-penerima yang sama, maka kejadian yang lebih besar yang akan menghasilkan amplitudo yang lebih besar.
- ✚ Magnitudo seharusnya adalah ukuran energi yang dilepaskan, karena itu sebanding dengan kecepatan gerakan tanah, yaitu  $A/T$  maksimum.  $A$  adalah displacement dari fasa gempa yang dipakai dengan periode  $T$ .
- ✚ Penurunan amplitudo karena efek geometri dan atenuasi diketahui secara statistik. Hal ini dikompensasi dengan fungsi kalibrasi  $F(\Delta, h)$ .
- ✚ Efek sumber seperti *directivity* dapat dikoreksi secara regional  $C_R$  dan pengaruh lokal seperti struktur batuan lokal, topografi dan lain-lain dikoreksi dengan koreksi stasiun  $C_S$ .

Berdasarkan asumsi-asumsi di atas, maka rumus untuk menentukan magnitudo gempa yang umum dipakai pada saat ini adalah sebagai berikut:

$$M = \log \frac{A}{T} + F(\Delta, h) + C_S + C_R \quad (7.1)$$

dengan  $M$  adalah magnitudo,  $A$  adalah amplitudo gerakan tanah (dalam mikron),  $T$  adalah periode gelombang,  $\Delta$  adalah jarak episenter,  $h$  adalah kedalaman gempa,  $C_S$  adalah koreksi stasiun oleh struktur lokal (sama dengan nol untuk kondisi tertentu) dan  $C_R$  adalah koreksi regional yang berbeda untuk setiap daerah gempa.

Jika seismogram yang terekam dalam kecepatan tanah, maka kecepatan tanah maksimum dapat dibaca langsung dari seismogram, dengan ekivalensi  $A/T$  maksimum sama dengan  $V/2\pi$  maksimum. Dalam seismogram displacement, kita mungkin tidak bisa mengetahui dimana  $A/T$  maksimum. Beberapa aturan pengukuran amplitudo dan periodenya seperti yang telah direkomendasikan oleh komisi IASPEI tahun 1979 sebagai berikut:

- 
- ✚ Amplitudo  $A$  pada suatu sinyal seismik didefinisikan sebagai puncak atau lembah yang paling besar.
  - ✚ Untuk fasa-fasa dengan rekaman yang lebih kurang simetri terhadap garis nol, maka lebih baik  $A$  dihitung sebagai setengah dari nilai dari puncak ke lembah. Untuk fasa yang sangat tidak simetris atau terpotong pada suatu sisinya,  $A$  harus diukur sebagai defleksi maksimumnya.
  - ✚ Periode  $T$  diukur dalam detik antara dua puncak /lembah yang berdekatan tempat  $A$  diukur.
  - ✚ Amplitudo  $A$  yang telah diukur harus dikonversi dalam satuan nanometer (nm) atau unit SI lainnya.
  - ✚ Peralatan berpita lebar disarankan untuk semua pengukuran pada amplitudo dan periode.
  - ✚ Untuk proses *rupture* yang rumit, amplitudo  $A$  diukur pada setengah dari defleksi maksimum ke minimum dalam suatu grup gelombang.
  - ✚ Karena  $A/T$  maksimum mungkin tidak pada  $A$  maksimum, khususnya pada gelombang permukaan yang dispersif, sebaiknya pengukuran  $A/T$  dilakukan pada beberapa amplitudo.
  - ✚ Jika gelombang mantel terobservasi, amplitudo pada komponen vertikal dan horizontal dengan periode sekitar 200 s, sebaiknya diukur.

Ada beberapa jenis magnitudo yang diperkenalkan dan dipakai sampai saat ini, yaitu magnitudo lokal ( $M_L$ ), magnitudo gelombang badan ( $m_b$ ), magnitudo gelombang permukaan ( $M_S$ ) dan magnitudo momen ( $M_W$ ).

#### 7.1.1. Magnitudo Lokal ( $M_L$ )

Skala magnitudo pertama kali dikembangkan oleh C. Richter (1935) dengan motivasi keinginan untuk menerbitkan katalog pertama gempa California yang mempunyai ratusan kejadian dengan ukuran dari hampir tidak terasa sampai yang besar. Richter berpendapat bahwa deskripsi gempa harus meliputi pengukuran kekuatan gempa yang objektif. Ia mengobservasi bahwa logaritmik gerakan tanah maksimum (amplitudo maksimum komponen horizontal) meluruh terhadap jarak



---

sepanjang suatu kurva. Kurva tersebut paralel untuk semua gempa. Semua observasi dengan instrumen torsi Wood-Anderson sederhana.

Secara umum, rumus yang digunakan untuk menentukan magnitudo lokal ( $M_L$ ) adalah sebagai berikut:

$$M_L = \log A - \log A_0 \quad (7.2)$$

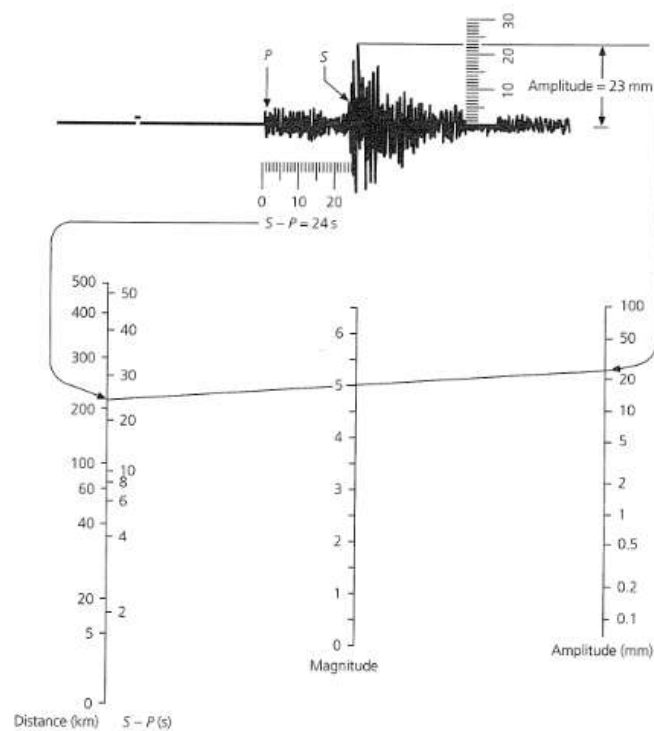
dengan  $A$  adalah amplitudo maksimum gerakan tanah (dalam mikron) yang tercatat oleh seismograf torsi Wood-Anderson, yang mempunyai periode natural sebesar 0,8 s, magnifikasi (perbesaran) = 2800 dan faktor redaman = 0,8 dan  $A_0$  adalah kejadian referensi pada jarak tertentu. Sebagai standar,  $M_L$  akan nol bila pada jarak 100 km amplitudonya adalah 1 mikron. Dengan demikian  $f(\Delta)$  adalah  $> 1$  untuk  $\Delta > 100$  km, dan  $< 1$  untuk  $\Delta < 100$  km. Untuk suatu daerah,  $f(\Delta)$  dapat dicari secara empiris dari perhitungan magnitudo yang menggunakan data amplitudo dari banyak stasiun (hasilnya harus sama).

Ritcher memilih gempa referensi  $M_L = 0$ , dimana  $A_0 = 10^{-3}$  m pada jarak episenter 100 km. Dengan memakai gempa referensi untuk mendefinisikan suatu kurva, persamaan 7.2 dapat diubah menjadi:

$$M_L = \log A - 2,48 + 2,76 \log \Delta \quad (7.3)$$

dengan  $A$  adalah amplitudo *displacement* dalam  $10^{-6}$  m dan  $\Delta$  adalah jarak dalam km. Secara grafis dapat dilihat pada gambar 7.1 dibawah ini. Persamaan 7.3 sekilas tidak sama dengan persamaan 7.1, akan tetapi Ritcher membuat sejumlah batasan sehingga bisa menentukan faktor-faktor dalam persamaan 7.1. Pertama, semua instrumen berpita sempit dan identik, sehingga fasa seismik yang beramplitudo maksimum selalu berperiode dominan tunggal 0,8 s. Kedua, semua seismisitas dangkal,  $< 15$  km, dan penjalaran gelombangnya terbatas di California Selatan. Oleh karena itu, koreksi regional dan kedalaman fokus bisa dikatakan konstan dan persamaan 7.3 adalah turunan dari persamaan 7.1.

$M_L \leq 2,5$  disebut sebagai microearthquake dan jarang terasa. Kejadian terkecil yang terekam bermagnitudo  $< 0$  dan yang terbesar adalah 7.  $M_L$  bervariasi karena adanya efek *directivity*, pola radiasi, penfokusan dan efek lainnya, maka perkiraan yang baik adalah dilakukan rata-rata secara kuadrat terkecil. Dalam prakteknya,  $M_L$  adalah ukuran dari gelombang S yang berjarak regional karena pada fasa itulah yang mempunyai amplitudo terbesar (Gambar 7.3). Perumusan  $M_L$  di atas terbatas karena datanya hanya dari California Selatan dan tergantung pada instrumen yang sekarang sudah jarang digunakan. Meskipun demikian, skala ini sangat berguna dalam keteknikan karena periode instrumennya (0,8 s) berdekatan dengan periode natural bangunan. Perumusan dalam persamaan 7.3 yang melibatkan koreksi penurunan amplitudo gelombang ini, hanya berlaku di California Selatan. Bentuk penurunan tersebut tentu saja berbeda dari suatu daerah ke daerah lain karena struktur kecepatan, struktur atenuasi, kedalaman gempa dan lain-lainnya akan berbeda. Oleh karena itu, perlu penentuan kurva penurunan amplitudo gelombang yang akan digunakan pada rumus  $M_L$ .



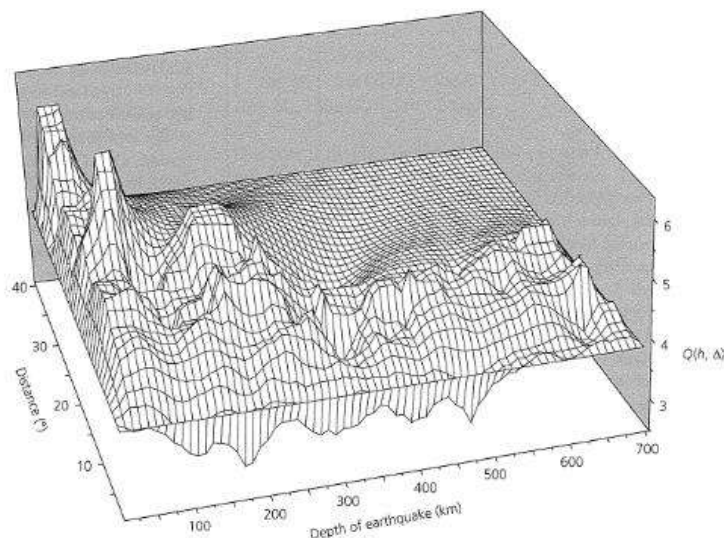
Gambar 7.1. Bentuk grafis dari skala Magnitudo Richter (Stein dan Wyssession, 2003).

### 7.1.2. Magnitudo Gelombang Badan ( $m_b$ )

Meskipun  $M_L$  banyak digunakan, tetapi ada keterbatasan tipe alat dan kisaran jarak, yang tidak praktis untuk karakterisasi global. Di luar jarak regional, dimana gelombang langsung P menjadi fasa yang jelas. Magnitudo gelombang badan merupakan magnitudo gempa yang diperoleh berdasar amplitudo gelombang badan ( $P$  atau  $S$ ) disimnolkan dengan  $m_b$ . Rumus yang digunakan untuk menentukan  $m_b$  adalah sebagai berikut:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + Q(h, \Delta) \quad (7.4)$$

dengan  $A$  adalah amplitudo dalam mikrometer dan  $T$  adalah periode dalam detik. Secara umum, periode 1 s pada seismometer periode pendek. Meskipunjarang, alat berperiode panjang digunakan untuk menentukan magnitudo dengan periode 5 sampai 15 s. Koreksi jarak dan kedalaman  $Q(h, \Delta)$  ditentukan secara empiris (Gambar 7.2). Besarnya koreksi turun secara drastis pada jarak  $20^\circ$  karena adanya efek triplikasi di sekitar mantel atas yang menghasilkan amplitudo yang besar. Pada jarak lebih besar daripada  $30^\circ$ , besarnya koreksi lebih seragam.



Gambar 7.2. Fungsi kalibrasi  $Q(h, \Delta)$  untuk perhitungan dari komponen vertikal berpita pendek dan periode pendek dengan periode dominan sekitar 1 Hz (Stein dan Wyssession, 2003).

---

### 7.1.3. Magnitudo Gelombang Permukaan ( $M_S$ )

Magnitudo yang diukur berdasarkan amplitudo gelombang permukaan disimbolkan dengan  $M_S$ . Pada jarak episenter  $> 600$  km, seismogram periode panjang dari gempa dangkal didominasi oleh gelombang permukaan, biasanya dengan periode 20 s. Amplitudo gelombang ini bergantung pada jarak, akan tetapi berbeda ketergantungan dari gelombang badan. Amplitudonya sangat dipengaruhi oleh kedalaman gempa. Gempa dalam tidak menimbulkan amplitudo gelombang permukaan yang besar, oleh karena itu tidak ada koreksi yang cocok untuk kedalaman sumber. Magnitudo gelombang permukaan dirumuskan sebagai berikut:

$$M_S = \log A_{20} + 1,66 \log \Delta + 2,0 \quad (7.5)$$

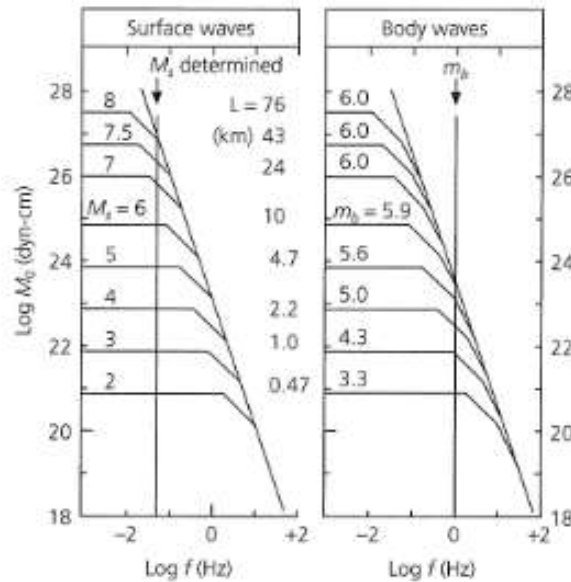
dengan  $A_{20}$  adalah amplitudo gelombang permukaan dalam mikrometer yang berperiode 20 s. Umumnya, amplitudo gelombang Rayleigh dari komponen vertikal yang dipakai.

### 7.1.4. Saturasi Magnitudo

$M_S$  dan  $m_b$  dirancang sesuai mungkin dengan  $M_L$ , sehingga akan memberikan harga yang sama pada suatu gempa. Akan tetapi hal ini jarang terjadi karena disebabkan oleh ketergantungan frekuensi pada pengukuran amplitudo yang dipakai.  $M_L$  pada 1,2 Hz,  $m_b$  pada 1 Hz dan  $M_S$  pada 0,05 Hz. Dari contoh model spektrum sumber gempa dalam (Gambar 7.3), terlihat hanya pada gempa-gempa kecil (panjang sesar yang sangat pendek) saja yang mempunyai frekuensi sudut di atas 1 Hz.

Untuk gempa-gempa diatas ukuran kekuatan tertentu, frekuensi tempat kita mengukur  $m_b$  akan berada di slop  $\omega^{-2}$ , sehingga semua gempa akan mempunyai  $m_b$  konstan. Hal ini disebut sebagai saturasi magnitudo. Dari model dalam gambar 7.3, terlihat  $m_b$  akan mulai tersaturasi pada nilai 5,5 dan betul-betul tersaturasi mulai dari nilai 6,0. Sebaliknya,  $M_S$  tidak tersaturasi sampai nilai 7,25 dan tersaturasi penuh mulai dari 8,0. Karena hal ini ditentukan dari model maka tidak berlaku pada semua kejadian gempa. Bahkan ada  $M_L$  mulai tersaturasi pada

magnitudo 6,5 dan ada kejadian yang sangat jarang, dimana  $M_L$  tidak mengalami saturasi.



Gambar 7.3. Spektrum untuk kekuatan gempa yang berbeda-beda dan hubungan dengan frekuensi dimana  $M_S$  dan  $m_b$  ditentukan (Stein dan Wyssession, 2003).

#### 7.1.5. Magnitudo Momen ( $M_W$ )

Masalah saturasi untuk gempa-gempa besar memotivasi pengembangan magnitudo momen  $M_W$  oleh Kanamori (1977) yang diformulasikan sebagai berikut:

$$M_W = \frac{\log M_0}{1,5} - 10,73 \quad (7.6)$$

dengan  $M_0$  adalah momen seismik dalam dyne.cm ( $M_0 = \mu DS \rightarrow \log M_0 = 15,1 + 1,7M_L$ ). Keuntungan skala  $M_W$  berhubungan langsung dengan sifat fisik dari sumber ( $M_0$ ) dan tidak tersaturasi untuk gempa besar. Secara umum, penentuan  $M_0$  lebih rumit dari pengukuran amplitudo.  $M_W$  hampir sama dengan  $M_S$  untuk gempa-gempa kecil. Karena momen seismik berhubungan dengan displacement statis akhir setelah terjadinya gempa, maka  $M_W$  berhubungan lebih dekat dengan efek tektonik jangka panjang dari proses gempa bumi.

### 7.1.6. Hubungan Antar Magnitudo

Dalam menentukan magnitudo, tidak ada keseragaman materi yang digunakan kecuali rumus umumnya (persamaan 7.1). Untuk menentukan  $m_b$  misalnya, kita dapat memakai amplitudo gelombang badan ( $P$  atau  $S$ ) dari sebarang fasa seperti  $P$ ,  $S$ ,  $PP$ ,  $SS$ ,  $pP$ ,  $sS$  (yang terdapat dalam seismogram). Seismogram yang dipakai pun dapat dipilih dari komponen vertikal maupun horisontal. Demikian juga untuk penentuan  $M_s$ . Oleh karena itu, kiranya dapat dimengerti bahwa magnitudo yang ditentukan oleh institusi yang berbeda akan bervariasi. Hubungan antara magnitudo dapat dilihat dalam tabel 7.1 di bawah ini.

Tabel 7.1. Hubungan skala magnitudo gempa bumi (Geller, 1976 dalam Stein dan Wysessin, 2003)

$m_b$ and $M_s$ are related by	
$m_b = M_s + 1.33$	$M_s < 2.86$
$m_b = 0.67M_s + 2.28$	$2.86 < M_s < 4.90$
$m_b = 0.33M_s + 3.91$	$4.90 < M_s < 6.27$
$m_b = 6.00$	$6.27 < M_s$
Assuming $L = 2W$ , $M_s$ and fault area (in $\text{km}^2$ ) are related by	
$\log S = 0.67M_s - 2.28$	$M_s < 6.76$
$\log S = M_s - 4.53$	$6.76 < M_s < 8.12$
$\log S = 2M_s - 12.65$	$8.12 < M_s < 8.22$
$M_s = 8.22$	$S > 6080 \text{ km}^2$
Assuming a stress drop of 50 bars, $\log M_0$ (in dyn-cm) and $M_s$ are related by	
$\log M_0 = M_s + 18.89$	$M_s < 6.76$
$\log M_0 = 1.5M_s + 15.51$	$6.76 < M_s < 8.12$
$\log M_0 = 3M_s + 3.33$	$8.12 < M_s < 8.22$
$M_s = 8.22$	$\log M_0 > 28$

### 7.2. Energi Gempa Bumi

Kekuatan gempa yang terjadi pada sumbernya dapat diukur dari energi total yang dilepaskan oleh gempa tersebut. Energi yang dilepaskan oleh gempa biasanya dihitung dengan mengintegalkan energi gelombang di sepanjang gelombang badan dan seluruh luasan yang dilewati gelombang. Hal ini berarti mengintegalkan energi di seluruh ruang dan waktu. Berdasarkan perhitungan energi dan magnitudo yang pernah dilakukan, dapat dirumuskan antara kedua parameter tersebut sebagai:

$$\log E = 4,78 + 2,57m_b \quad (7.7)$$

---

dengan satuan energi adalah *dyne.cm* atau *erg*.

Kenaikan magnitudo gempa sebesar 1 skala Richter akan berkaitan dengan kenaikan amplitudo yang dirasakan di suatu tempat sebesar 10 kali dan kenaikan energi sebesar 25 sampai 30 kali. Persamaan 7.7 telah diformulasikan untuk magnitudo  $M_S$  yang lebih besar dari 5, sehingga untuk magnitudo yang lebih kecil dari 5 persamaan 7.7 tidak dapat digunakan lagi. Karena  $M_S$  berhubungan langsung dengan  $m_b$ , sehingga persamaan 7.7 menjadi:

$$\log E = 12,24 + 1,44M_S \quad (7.8)$$

Untuk mendapatkan gambaran seberapa besar energi yang dilepaskan pada suatu kejadian gempa bumi, kita dapat menggunakan persamaan 7.7 dan 7.8. Untuk menghitung energi gempa terbesar yang mungkin terjadi yaitu yang mempunyai magnitudo  $M_S = 6,8$ . Perhitungan energi ini akan menghasilkan angka sebesar  $10^{22}$  erg =  $10^{15}$  joule = 278 kWh. Angka tersebut mendekati energi listrik yang dihasilkan oleh generator berkekuatan 32 MW selama 1 tahun.

### 7.3. Intensitas Gempa Bumi dan Penentuannya

#### 7.3.1. Intensitas Gempa Bumi

Intensitas gempa didefinisikan sebagai ukuran kekuatan guncangan gempa yang dirasakan di suatu tempat (di permukaan). Intensitas gempa ditentukan berdasarkan efek langsung guncangan gempa, misalnya terhadap topografi, bangunan dan sebagainya (sering disebut sebagai efek makroseismik). Intensitas gempa mempunyai nilai yang bervariasi terhadap tempat. Intensitas gempa dinyatakan dalam satuan skala intensitas yang pada umumnya terdiri dari 12 skala, yang dituliskan dengan angka Romawi I – XII. Skala intensitas pertama kali dikenalkan oleh Rossi-Forrel hanya mempunyai 10 skala. Intensitas gempa dapat ditentukan dengan menggunakan rumus sebagai berikut:

$$M_S = 1 + \frac{2I_0}{3} \quad (7.9)$$

dan

$$I_0 = 3 \log a_0 + 1,5 \quad (7.10)$$

dengan  $a_0$  merupakan percepatan maksimum dengan satuan  $\text{cm.s}^{-2}$ .

### 7.3.2. Skala Intensitas Gempa Bumi

Skala kekuatan gempa bumi diukur berdasarkan kuat atau lemahnya getaran. Kekuatan gempa bumi umumnya dinyatakan dengan skala Richter. Skala Richter didasarkan pada alat pengukur gempa bumi, yaitu seismograf Wood Anderson. Hasil pengukuran alat pengukur gempa bumi ini dengan cepat dapat diketahui berapa kekuatan gempa dan jarak antara lokasi pengamat dengan sumber gempa. Skala kekuatan gempa bumi tidak hanya skala Richter saja, tetapi ada juga skala Mercalli dan skala Omori. Pada skala Richter, kekuatan gempa diukur berdasarkan getaran magnitudo. Akan tetapi, pada skala Mercalli dan skala Omori berdasarkan tahapan yang berkaitan dengan intensitas gempa.

Untuk mengukur intensitas kekuatan gempa, ada beberapa macam skala, antara lain :


a. Skala kekuatan gempa bumi menurut C.F. Richter

Skala Richter (Tabel 7.2) adalah skala logaritmis, dan setiap selisih satu skala perbedaan energi adalah 31,5 kali lebih besar. C.F. Richter menyusun skala gempa bumi berdasarkan skala magnitudo (ukuran besarnya gempa) dengan menggunakan klasifikasi angka 0 sampai 8. Semakin besar angkanya, maka semakin besar magnitudonya. Cara menentukan intensitas gempa menurut Richter adalah menggunakan jarak dan besaran amplitudo.

Tabel 7.2. Skala kekuatan gempa bumi menurut C.F. Richter

No.	Magnitudo	Klasifikasi secara umum
1	8	Bencana nasional ( <i>national disaster</i> )
2	7 - 8	Gempa besar ( <i>major earth quake</i> )





3	6 - 7	Gempa destruktif ( <i>destructive earth quake</i> )
4	5- 6	Gempa merusak ( <i>damaging earth quake</i> )
5	4 - 5	Gempa keras ( <i>strongly earth quake</i> )
6	3 - 4	Gempa kecil ( <i>small quake</i> )
7	0 - 3	Goncangan kecil ( <i>small shock quake</i> )





Skala Richter terdapat pada pesawat pengukur antara lain pesawat Anderson. Dengan model pesawat ini orang dengan cepat dapat membaca kekuatan atau magnitudo gempa, jarak episentrum dari pengamatan, serta besarnya amplitudo getaran gempa. Jika jarak episentrum 300 km, dengan arah 30, sedangkan amplitudo menunjukkan 10 mm, maka kekuatan gempa (magnitudo) gempa adalah 5 pada skala Richter. Sampai sekarang orang belum mampu meramalkan gempa bumi secara tepat, walaupun para ahli telah mampu menentukan daerah-daerah gempa bumi, namun meramalkan akan terjadinya gempa bumi, lokasi episentrumnya, serta besarnya belum terpecahkan.





b. Skala kekuatan gempa bumi menurut Mercalli

Skala Mercalli adalah satuan untuk mengukur kekuatan gempa bumi. Satuan ini diciptakan oleh seorang vulkanologis dari Italia yang bernama Giuseppe Mercalli pada tahun 1902. Skala Mercalli terbagi menjadi 12 pecahan (Tabel 7.3) berdasarkan informasi dari orang-orang yang selamat dari gempa tersebut dan juga dengan melihat serta membandingkan tingkat kerusakan akibat gempa bumi tersebut. Oleh itu skala Mercalli adalah sangat subjektif dan kurang tepat dibanding dengan perhitungan magnitudo gempa yang lain. Oleh karena itu, saat ini penggunaan Skala Richter lebih luas digunakan untuk mengukur kekuatan gempa bumi. Tetapi skala Mercalli yang dimodifikasi, pada tahun 1931 oleh ahli seismologi Harry Wood dan Frank Neumann masih sering digunakan terutama apabila tidak terdapat peralatan seismometer yang dapat mengukur kekuatan gempa bumi di tempat kejadian.

Tabel 7.3. Skala gempa bumi MMI (*Modified Mercalli Intensity*)

Skala Intensitas	Ilustrasi	Klasifikasi secara umum
I		Getaran tidak dirasakan kecuali dalam keadaan luarbiasa oleh beberapa orang
II		Getaran dirasakan oleh beberapa orang, benda-benda ringan yang digantung bergoyang.
III		Getaran dirasakan nyata dalam rumah. Terasa getaran seakan-akan ada truk berlalu.
IV		Pada siang hari dirasakan oleh orang banyak dalam rumah, di luar oleh beberapa orang, gerabah pecah, jendela/pintu berderik dan dinding berbunyi.

V		Getaran dirasakan oleh hampir semua penduduk, orang banyak terbangun, gerabah pecah, barang-barang terpelanting, tiang-tiang dan barang besar tampak bergoyang, bandul lonceng dapat berhenti.
VI		Getaran dirasakan oleh semua penduduk. Kebanyakan semua terkejut dan lari keluar, plester dinding jatuh dan cerobong asap pada pabrik rusak, kerusakan ringan.
VII		Tiap-tiap orang keluar rumah. Kerusakan ringan pada rumah-rumah dengan bangunan dan konstruksi yang baik. Sedangkan pada bangunan yang konstruksinya kurang baik terjadi retak-retak bahkan hancur, cerobong asap pecah. Terasa oleh orang yang naik kendaraan.
VIII		Kerusakan ringan pada bangunan dengan konstruksi yang kuat. Retak-retak pada bangunan dengan konstruksi kurang baik, dinding dapat lepas dari rangka rumah, cerobong asap pabrik dan monumen-monumen roboh, air menjadi keruh.

IX		Kerusakan pada bangunan yang kuat, rangka-rangka rumah menjadi tidak lurus, banyak retak. Rumah tampak agak berpindah dari pondamennya. Pipa-pipa dalam rumah putus.
X		Bangunan dari kayu yang kuat rusak, rangka rumah lepas dari pondamennya, tanah terbelah rel melengkung, tanah longsor di tiap-tiap sungai dan di tanah-tanah yang curam.
XI		Bangunan-bangunan hanya sedikit yang tetap berdiri. Jembatan rusak, terjadi lembah. Pipa dalam tanah tidak dapat dipakai sama sekali, tanah terbelah, rel melengkung sekali.
XII		Hancur sama sekali, Gelombang tampak pada permukaan tanah. Pemandangan menjadi gelap. Benda-benda terlempar ke udara.

Sumber: <https://www.bmkg.go.id/gempabumi/skala-mmi.bmkg>

#### c. Skala kekuatan gempa bumi menurut Omori

Skala gempa menurut Omori secara umum hampir sama dengan skala kekuatan gempa yang ditulis oleh Mercalli (Tabel 7.4).

Tabel 7.4. Skala kekuatan gempa bumi menurut Omoti (Waluyo, 2012)

No.	Derajat	Klasifikasi secara umum
1	I	Getaran lunak, tidak dirasakan oleh semua orang
2	II	Getaran sedang, banyak orang terbangun karena bunyi barang-barang yang pecah dan bunyi jendela atau pintu berderit karena bergoyang
3	III	Getaran yang agak kuat, pintu dan jendela terbuka
4	IV	Getaran kuat, gambar di dinding berjatuhan dan dinding retak-retak
5	V	Getaran sangat kuat, dinding dan atap runtuh
6	VI	Rumah-rumah banyak yang roboh
7	VII	Terjadi kerusakan umum

d. Skala Intensitas Gempa Bumi BMKG

Skala ini diterbitkan oleh BMKG (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika) dapat dilihat pada tabel 7.5.

Tabel 7.5. Skala intensitas gempa bumi menurut BMKG

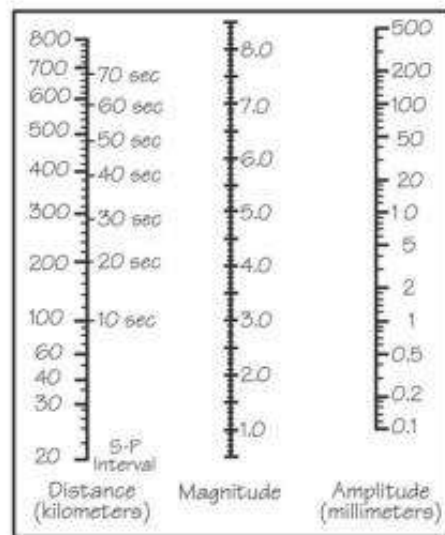
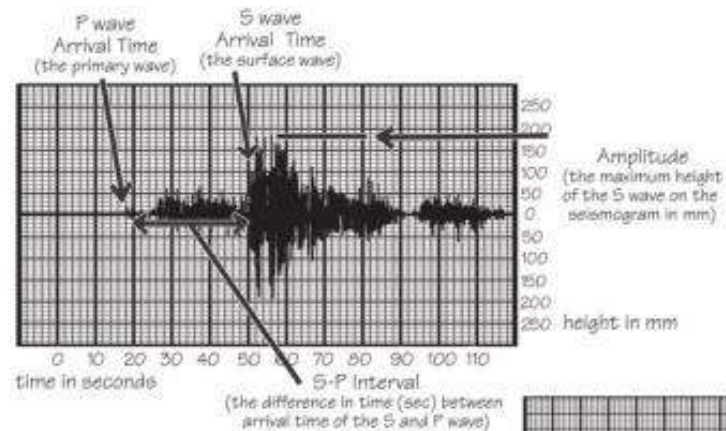
Skala SIG BMKG	Warna	Deskripsi Sederhana	Deskripsi Rinci	Skala MMI	PGA (gal)
I	Putih	TIDAK DIRASAKAN (Not Felt)	Tidak dirasakan atau dirasakan hanya oleh beberapa orang tetapi terekam oleh alat.	I-II	< 2.9
II	Hijau	DIRASAKAN (Felt)	Dirasakan oleh orang banyak tetapi tidak menimbulkan kerusakan. Benda-benda ringan yang digantung bergoyang dan jendela kaca bergetar.	III-V	2.9-88
III	Kuning	KERUSAKAN RINGAN (Slight Damage)	Bagian non struktur bangunan mengalami kerusakan ringan, seperti retak rambut pada dinding, genteng bergeser ke bawah dan sebagian berjatuhan.	VI	89-167
IV	Jingga	KERUSAKAN SEDANG (Moderate Damage)	Banyak Retakan terjadi pada dinding bangunan sederhana, sebagian roboh, kaca pecah. Sebagian plester dinding lepas. Hampir sebagian besar genteng bergeser ke bawah atau jatuh. Struktur bangunan mengalami kerusakan ringan sampai sedang.	VII-VIII	168-564
V	Merah	KERUSAKAN BERAT (Heavy Damage)	Sebagian besar dinding bangunan permanen roboh. Struktur bangunan mengalami kerusakan berat. Rel kereta api melengkung.	IX-XII	> 564

Sumber: <https://www.bmkg.go.id/gempabumi/skala-mmi.bmkg>



## LATIHAN SOAL

Kerjakanlah soal-soal di bawah ini dengan teliti!

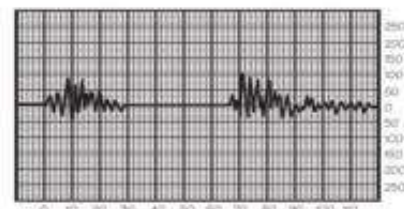


**The Richter Nomogram**



Epical Distance \_\_\_\_ km

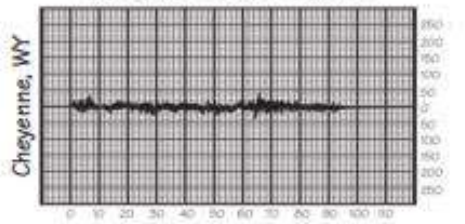
Estimated Magnitude \_\_\_\_



Epical Distance \_\_\_\_ km

Estimated Magnitude \_\_\_\_

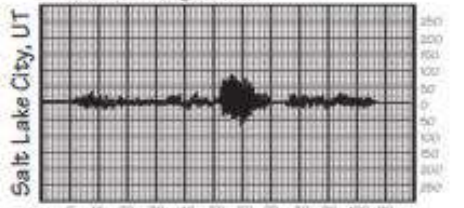
## DATA SET ONE



S-P Interval \_\_\_\_\_ sec Amplitude \_\_\_\_\_ mm

Epical Distance \_\_\_\_\_ km

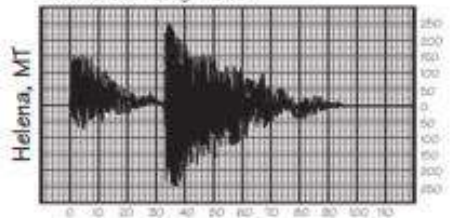
Estimated Magnitude \_\_\_\_\_



S-P Interval \_\_\_\_\_ sec Amplitude \_\_\_\_\_ mm

Epical Distance \_\_\_\_\_ km

Estimated Magnitude \_\_\_\_\_



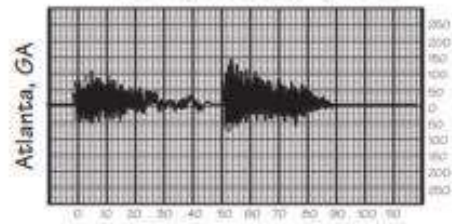
S-P Interval \_\_\_\_\_ sec Amplitude \_\_\_\_\_ mm

Epical Distance \_\_\_\_\_ km

Estimated Magnitude \_\_\_\_\_

Where is this earthquake's epicenter?

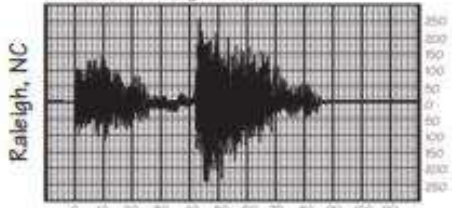
## DATA SET TWO



S-P Interval \_\_\_\_\_ sec Amplitude \_\_\_\_\_ mm

Epical Distance \_\_\_\_\_ km

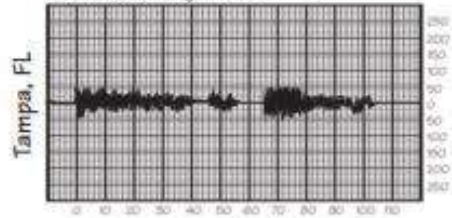
Estimated Magnitude \_\_\_\_\_



S-P Interval \_\_\_\_\_ sec Amplitude \_\_\_\_\_ mm

Epical Distance \_\_\_\_\_ km

Estimated Magnitude \_\_\_\_\_



S-P Interval \_\_\_\_\_ sec Amplitude \_\_\_\_\_ mm

Epical Distance \_\_\_\_\_ km

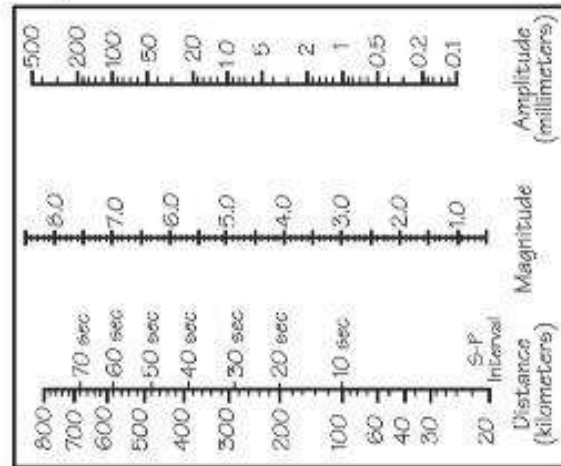
Estimated Magnitude \_\_\_\_\_

Where is this earthquake's epicenter?

# Quest Quake

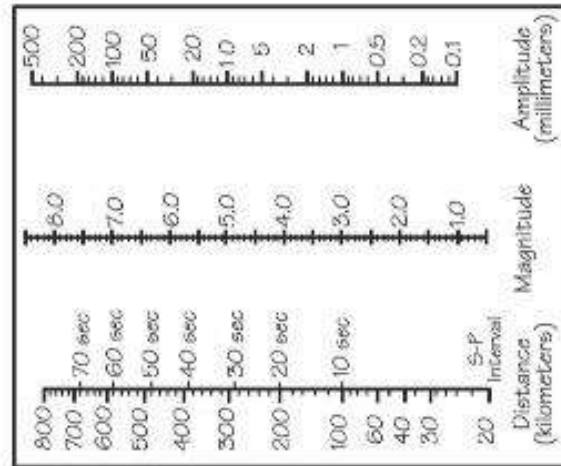


DATA SET ONE



The Richter Nomogram

DATA SET TWO



The Richter Nomogram



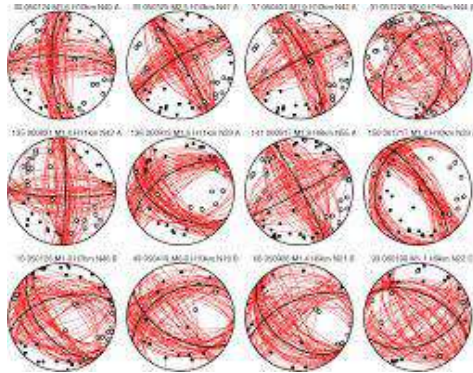






#### Tujuan :

1. Mampu memahami konsep dasar mekanisme sumber gempa bumi.
2. Mampu memahami tentang geometri sesar pada proses terjadinya gempa bumi.
3. Mampu merepresentasikan bidang sesar pada Stereonet
4. Mampu menentukan tipe sesar pada saat terjadi gempa bumi.



Contoh representasi bidang sesar dengan menggunakan stereonet.

## BAB 8 MEKANISME SUMBER GEMPA BUMI

Gempa bumi hampir selalu terjadi pada sesar yang merepresentasikan batas antara dua media rigid yang bisa bergerak relatif satu terhadap yang lainnya. Secara khusus gempa terjadi pada sesar-sesar yang teridentifikasi dari pemetaan geologi.

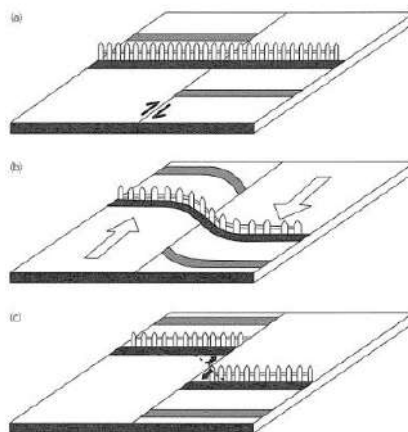


Gambar 8.1. Contoh dislokasi tanah akibat gempa bumi di Nusa Tenggara Timur (sumber: <http://metroballi.com/bmkg-wilayah-selatan-utara-ntt-rawan-gempa/>)

---

Gempa-gempa yang terjadi di darat dan cukup dekat dengan permukaan sering memperlihatkan bukti-bukti dalam bentuk dislokasi tanah (Gambar 8.1).

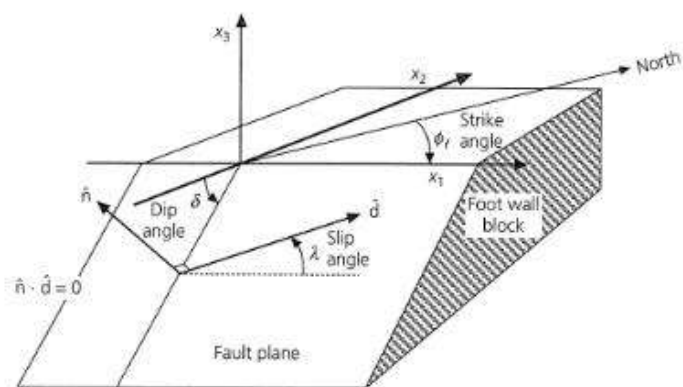
Konsep klastik mengenai mekanisme gempa bumi telah diusulkan oleh Reid (1910) dalam laporan kedua (dari dua volume) Komisi Penyelidikan Gempabumi California, yang dibentuk menyusul gempa San Fransisco pada tahun 1908 serta pertama kali dikenalkannya teori bingkai elastik (*elastic rebound theory*). Teori ini pada dasarnya menyatakan bahwa gempa bumi dihasilkan atau disebabkan oleh proses penyesaran (pergeseran pada sesar yang sudah ada) di dalam kerak bumi sebagai akibat dari pelepasan mendadak dari regangan elastik yang melampaui kekuatan batuan. Regangan elastik terakumulasi bila batuan mengalami deformasi yang menerus dan semakin besar. Bila sesar terjadi, bagian yang berseberangan dengan sesar meloncat ke posisi kesetimbangan yang baru dan energi yang dilepaskan akan berbentuk panas atau vibrasi gelombang elastik, yang menjalar di dalam bumi dan dirasakan sebagai gempa bumi. Dalam teori bingkai elastik, proses penyesaranlah yang mengakibatkan gempabumi, bukan gempa bumi yang menyebabkan terjadinya sesar. Proses terjadinya penyesaran berdasar teori bingkai elastik dapat diilustrasikan pada gambar 8.2.



Gambar 8.2. Model bingkai elastik yang mengasumsikan bahwa di antara dua gempa, material pada sisi bidang sesar terus menerus bergerak secara relatif. Karena sesar ‘terkunci’, maka garis yang memotong sesar akan linier terhadap waktu (a), kemudian terdeformasi secara perlahan (b) dan akhirnya akumulasi regangan menjadi sangat besar dan terjadi pecah serta gempa bumi (Stein dan Wysession, 2003).

### 8.1. Geometri Sesar

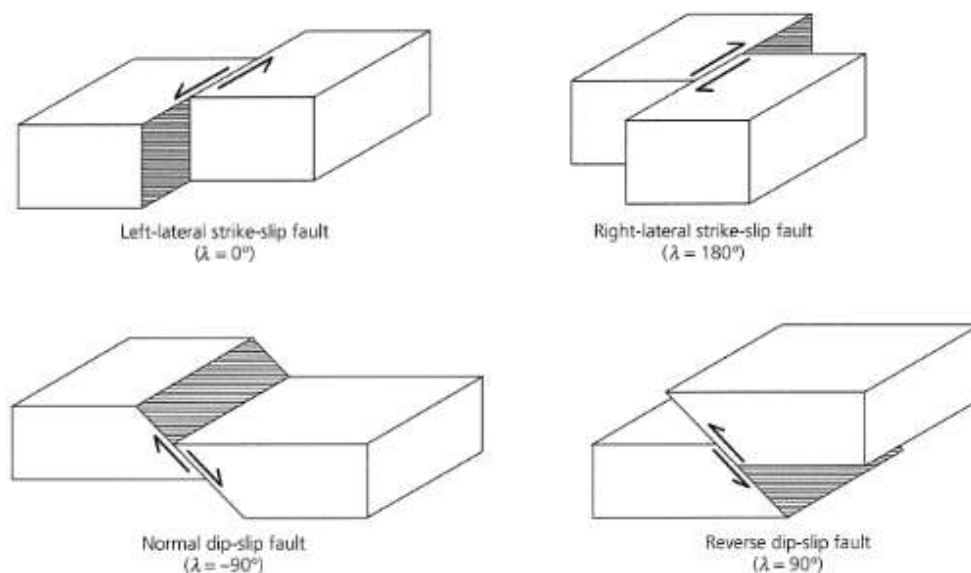
Geometri sesar dapat dideskripsikan dalam orientasi bidang sesar dan arah slip sepanjang bidang tersebut seperti terlihat dalam gambar 8.3. Bidang sesar dikarakterisasi oleh vektor normal  $\hat{n}$  dan vektor slip  $\hat{d}$ . Vektor slip merupakan arah gerakan *hanging wall* (bagian atas) terhadap *foot wall* (bagian bawah). Vektor slip selalu terletak pada bidang sesar dan karena itu tegak lurus terhadap  $\hat{n}$ . Sudut kemiringan sesar (*dip*)  $\delta$  adalah sudut antara permukaan atau bidang horizontal dan bidang sesar yang bervariasi antara  $0^\circ$  dan  $90^\circ$ . Garis *strike* didefinisikan sebagai garis perpotongan antara bidang horizontal dengan bidang sesar. Arah strike mengikuti akidah tangan kiri, dengan jari telunjuk ke arah *strike* dan jari jempol ke arah *dip*. Sudut *strike*  $\Phi_f$  adalah sudut yang dihitung searah jarum jam dari arah utara geografis ke arah *strike*. Arah gerak *hanging wall* dinyatakan oleh sudut slip  $\lambda$  yang diukur berlawanan arah jarum jam dari satu garis pada bidang sesar yang sejajar dengan arah *strike*.



Gambar 8.3. Geometri sesar dalam studi kegempaan (Stein dan Wyssession, 2003).

Meskipun arah slip bervariasi dari  $0^\circ$  sampai  $360^\circ$ , beberapa geometri sesar dasar dapat dideskripsikan dengan sudut slip tertentu, seperti yang terlihat pada gambar 8.4. Bila dua sisi dari sesar bergerak secara horizontal, *strike-slip* murni akan terjadi. Jika  $\lambda = 0^\circ$ , *hanging wall* bergerak ke arah kiri dan disebut *left-lateral* dan jika  $\lambda = 180^\circ$  terjadi *right-lateral*. Untuk menentukan arah kiri ataupun kanan,

dengan cara melihat blok lain yang berseberangan dengan blok dimana pengamat berdiri. Dua geometri sesar dasar lain adalah deskripsi gerakan dip slip. Jika  $\lambda = 270^\circ$ , *hanging wall* bergerak turun yang menyebabkan persesaran normal (*normal faulting*). Sebaliknya, jika  $\lambda = 90^\circ$ , *hanging wall* bergerak ke atas dan terjadi persesaran naik (*trust or reverse faulting*). Kebanyakan gempa merupakan kombinasi dari tipe-tipe dasar ini, dengan sudut slipnya di antara sudut-sudut tersebut.

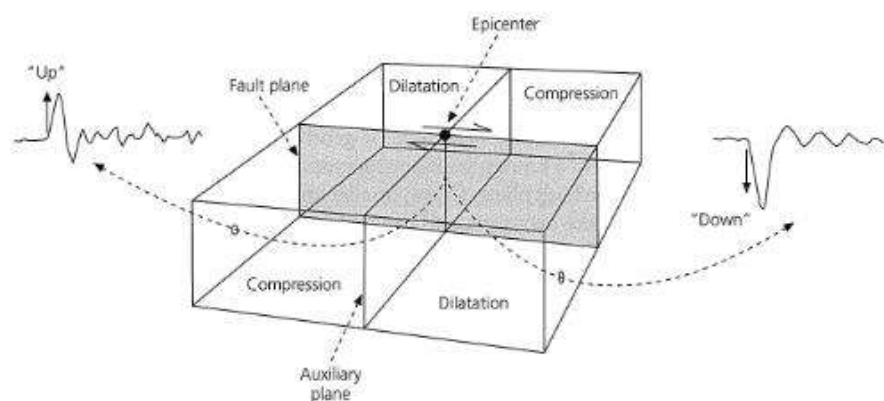


Gambar 8.4. Tipe-tipe dasar pensesaran (Stein dan Wyssession, 2003).

Jika sesar dipandang sebagai bidang segi empat, jarak sepanjang *strike* disebut panjang sesar dan dimensi sepanjang dip adalah lebar sesar (lihat Gambar 8.3). Bidang sesar sebenarnya merupakan suatu permukaan yang rumit dan gempa yang muncul dari gerakan sepanjang permukaan ini menghasilkan kejadian seismik yang rumit. Kerumitan ini bisa dipandang sebagai superposisi dari kejadian-kejadian yang sederhana. Oleh karena itu, kita perlu mengerti bagaimana gelombang seismik dihasilkan dari pensesaran segi empat sederhana.

## 8.2. First Motion atau Polarisasi Gelombang Badan.

Seismogram yang terekam pada lokasi yang berbeda, dapat digunakan untuk studi geometri pensesaran selama terjadi gempa bumi yang dikenal sebagai mekanisme fokus. Hal ini bisa dilakukan karena pola radiasi gelombang seismik tergantung pada geometri dasar. Salah satu cara sederhana untuk melakukannya adalah studi polarisasi gelombang badan. Mekanisme fokus yang ditentukan dari *first motion*, menggunakan ide polaritas gelombang langsung akan bervariasi dari stasiun ke stasiun karena azimuth yang bervariasi terhadap episenter.



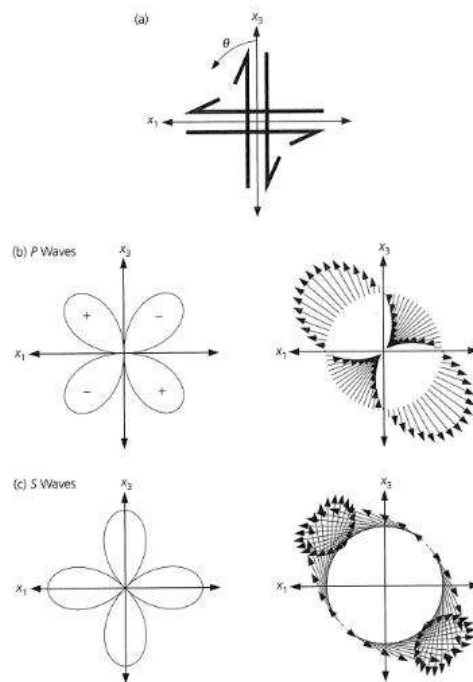
Gambar 8.5. First motion gelombang P yang tercatat pada seismometer yang terletak di sekitar pusat gempa memberikan informasi tentang orientasi sesar. Dua bidang nodal memisahkan kuadran kompresi dan dilatasi (Stein dan Wyssession, 2003).

First motion gelombang P dari sumber titik double couple ini, akan menggiring kita untuk mendefinisikan empat kuadran yaitu dua kuadran kompresi dan dua kuadran dilatasi yang dipisahkan dua bidang yang saling tegak lurus (disebut sebagai bidang-bidang nodal), yaitu bidang sesar dan bidang bantu (Gambar 8.5). Pada bidang-bidang ini tidak ada sama sekali gelombang P yang terekam. Dengan memakai data first moton saja, kita tidak dapat menentukan yang mana bidang sesarnya. Untuk itu diperlukan data yang lainnya seperti data geologi atau data geodesi. Pola radiasi gelombang P dapat digambarkan pada gambar 8.6. Pola radiasi

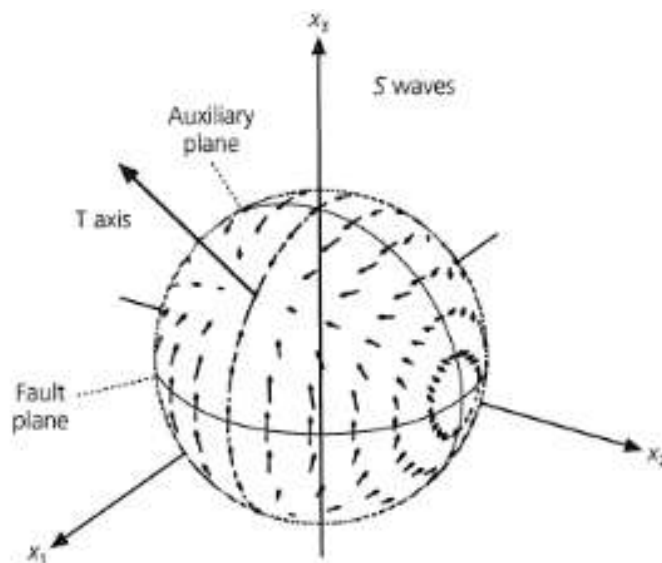




dua dimensi merupakan penampang dari pola radiasi tiga dimensi (Gambar 8.7) pada suatu lintang tertentu.



Gambar 8.6. Pola radiasi amplitudo pada gelombang P dan S dalam bidang  $x_1 - x_3$ . (a) Geometri sesar; (b) Pola radiasi pada gelombang P; (c) Pola radiasi pada gelombang S (Stein dan Wysession, 2003).



Gambar 8.7. Pola radiasi gelombang P medan jauh (Stein dan Wysession, 2003).

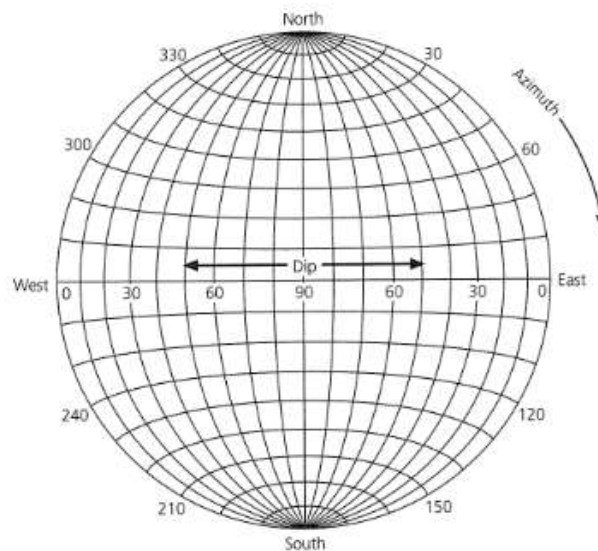


---

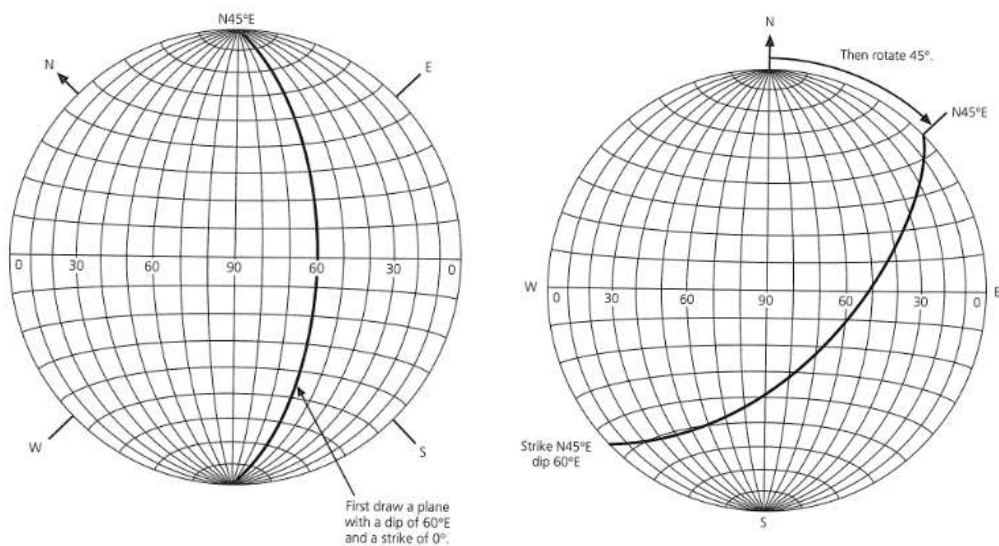
### 8.3. Representasi Bidang Sesar pada Stereonet.

Solusi bidang sesar untuk studi *first motion* sering direpresentasikan dengan menggunakan *focal sphere*. *Focal sphere* merupakan gambaran suatu bola imajiner di sekitar lokasi gempa. Pola kompresi dan dilatasi dapat dipetakan pada bola ini sesuai dengan posisi, dimana *ray* dari sumber ke penerima memotong setengah bola bawah. Setengah bola bawah dari focal sphere dapat diplot pada suatu bidang horizontal yang disebut stereonet, melalui suatu proyeksi stereografi. Dalam gambar ini memperlihatkan bagaimana suatu bidang dengan garis normalnya diproyeksikan sebagai garis dan titik pada stereonet. Cara memproyeksikan garis normal adalah dengan mencari titik potong garis tersebut pada setengah bola bawah, kemudian tarik garis dari titik potong tersebut ke titik puncak bola. Perpotongan garis ini dengan bidang horizontal yang berupa titik merupakan proyeksinya dalam stereonet. Titik ini disebut sebagai titik kutub (*pole*) dari bidang tersebut. Dengan cara yang sama, proyeksi bidanganya pada stereonet akan berupa garis.

Bentuk stereonet dapat dilihat pada gambar 8.8. Angka sekeliling lingkaran merupakan sudut azimuth yang dihitung searah jarum jam dari arah Utara. Sedangkan angka yang berada sepanjang garis equator merupakan besar sudut dip. Sebagai contoh, bidang sepanjang N-S atau dengan *strike*  $N0^{\circ}E$  dan kemiringan vertikal diplot sebagai garis lurus yang melewati titik tengah. Jika bidang miring dengan sudut tertentu, maka diplot sepanjang pada suatu meridian dari stereonet (Gambar 8.8). Bidang dengan *strike* N-S dan dip  $70^{\circ} E$  dapat ditulis sebagai bidang dengan *strike*  $N0^{\circ}E$  dan dip  $70^{\circ} E$ , sedangkan bidang dengan *strike* N-S dan dip  $60^{\circ} W$  biasa ditulis dengan aturan tangan kiri, yaitu *strike*  $N180^{\circ}E$  dan dip  $60^{\circ}$ . Bidang dengan azimuth yang berbeda diplot dengan cara yang sama dengan merotasikan stereonet (Gambar 8.9). Pertama, gambar bidang dengan dip  $60^{\circ}$  dan *strike*  $N0^{\circ}E$ , kemudian rotasikan sejauh  $45^{\circ}$ .

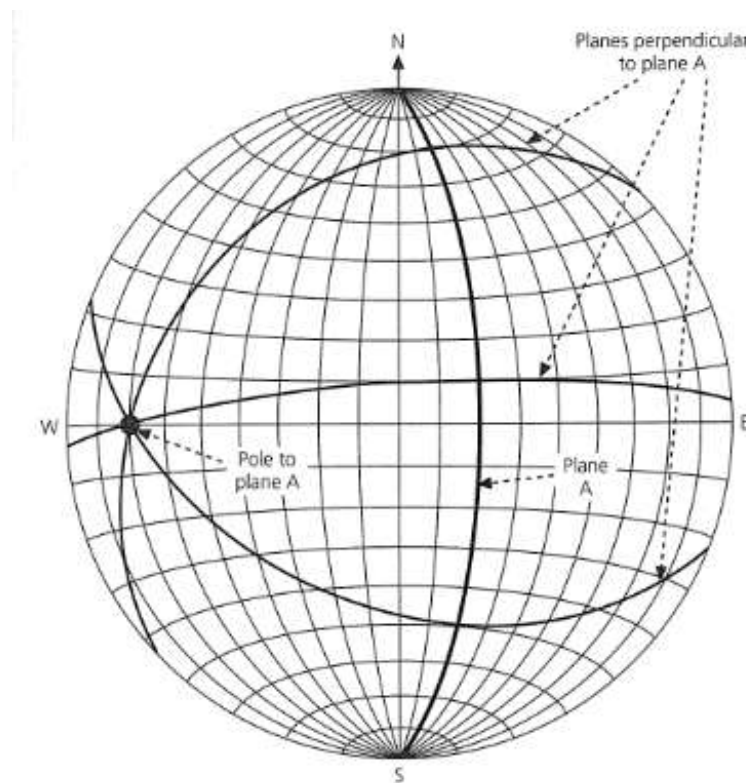


Gambar 8.8. Stereonet yang dipakai menampilkan permukaan horizontal dari suatu bagian bola bawah. Azimut dinyatakan oleh angka di sekitar lingkaran dan sudut dip oleh angka sepanjang equator, Garis tebal merupakan tiga bidang dengan arah *strike*  $N0^{\circ}E$  (Stein dan Wysession, 2003).

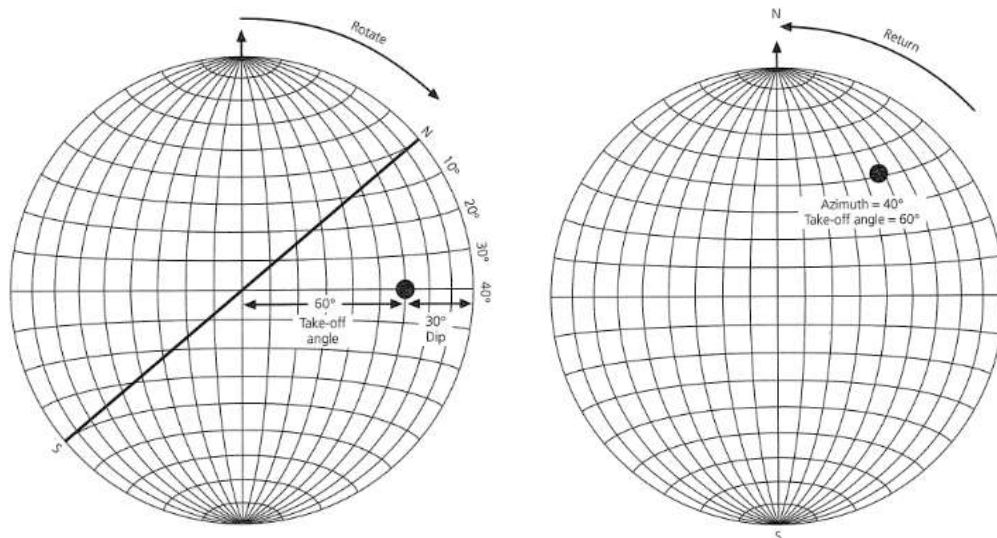


Gambar 8.9. Prosedur untuk memplot bidang dengan dip  $60^{\circ}$  dan *strike*  $N45^{\circ}E$  (Stein dan Wysession, 2003).

Untuk memplot bidang yang tegak lurus terhadap suatu bidang yang telah diketahui, dapat dilakukan dengan merotasi stereonet sehingga garis dari bidang yang diketahui itu terletak pada suatu median dengan *strike*  $N0^{\circ}E$ , kemudian tentukan suatu titik pada equator yang berjarak  $90^{\circ}$  dari perpotongan garis tersebut dengan equator (Gambar 8.10). Titik ini disebut titik kutub yang merepresentasikan garis normal bidang tersebut. Semua bidang yang tegak lurus terhadap bidang di atas akan direpresentasikan oleh garis-garis dengan *strike* dan azimuth tertentu yang harus melewati titik kutub tersebut.



Gambar 8.10. Cara memplot bidang-bidang tegak lurus pada stereonet. Pertama rotasi bidang A sehingga *strikenya*  $N0^{\circ}E$  dan tentukan titik kutub yang dihitung  $90^{\circ}$  dari bidang tersebut. Garis-garis sepanjang median tertentu yang dibuat dengan cara merotasi stereonet dan melewati titik kutub tersebut merupakan bidang-bidang yang tegak lurus terhadap bidang A (Stein dan Wyssession, 2003).

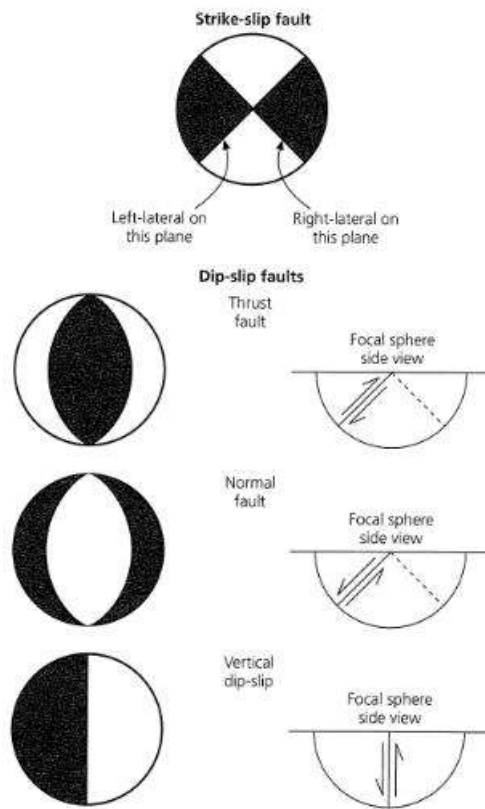


Gambar 8.11. Cara memplot suatu garis *ray* atau suatu titik pada stereonet. Pertama, rotasi stereonet sebesar azimuth *ray*nya, tentukan suatu titik dengan suatu sudut take-off yang diukur dari titik tengah stereonet sepanjang equator, kemudian kembali diputar ke posisi semula (Stein dan Wyssession, 2003).

Untuk memplot suatu garis *ray* dengan sudut *take-off* dan azimuth tertentu pada stereonet dapat dilakukan seperti yang terlihat pada gambar 8.11. Pertama, stereonet diputar sejauh sudut azimuthnya, kedua tentukan sudut *take-off* dari titik tengah stereonet sepanjang equator, kemudian putar kembali ke posisi semula.

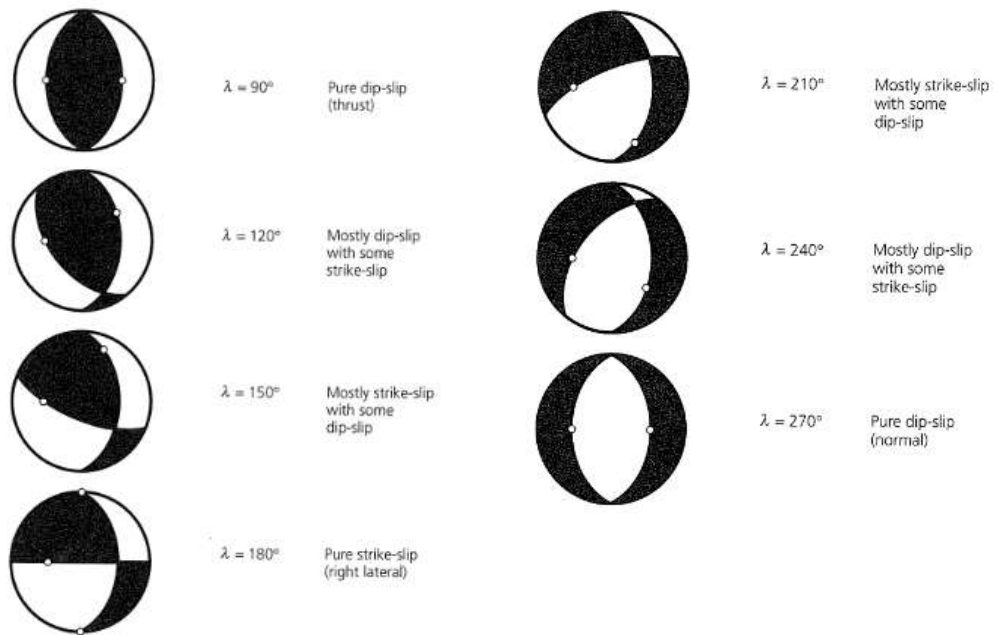
Sesar dengan tipe yang berbeda akan ditampilkan pada stereonet dengan pola yang berbeda juga (Gambar 8.12). Kuadran hitam dan putih, yang merepresentasikan kuadran kompresi dan dilatasi, memperlihatkan geometri dari sesar. Pola kuadran ‘bagi empat’ mengindikasikan gerakan *strike-slip* murni. Tipe gerakan berupa *right-lateral* (Gambar 8.12 atas), yang berarti kuadran dilatasi ‘menekan’ kuadran kompresi karena harus sesuai dengan kaidah. Pola pada *beachball* akan sedikit rumit pada sesar dengan slip yang miring dengan kombinasi dari gerakan *strike-slip* dan *dip-slip*. Mekanisme dalam gambar 8.13 pada bidang sesar dengan *strike*  $N0^{\circ}E$  dan *dip*  $45^{\circ}$ , tapi dengan variasi slip dari persesaran naik murni, kemudian ke *strike-slip* murni sampai pada sesar normal murni. Implikasinya, bidang bantu akan bervariasi dan selalu melewati titik kutub dari

bidang sesar. Vektor slip tentunya merupakan vektor normal dari bidang bantu tersebut.

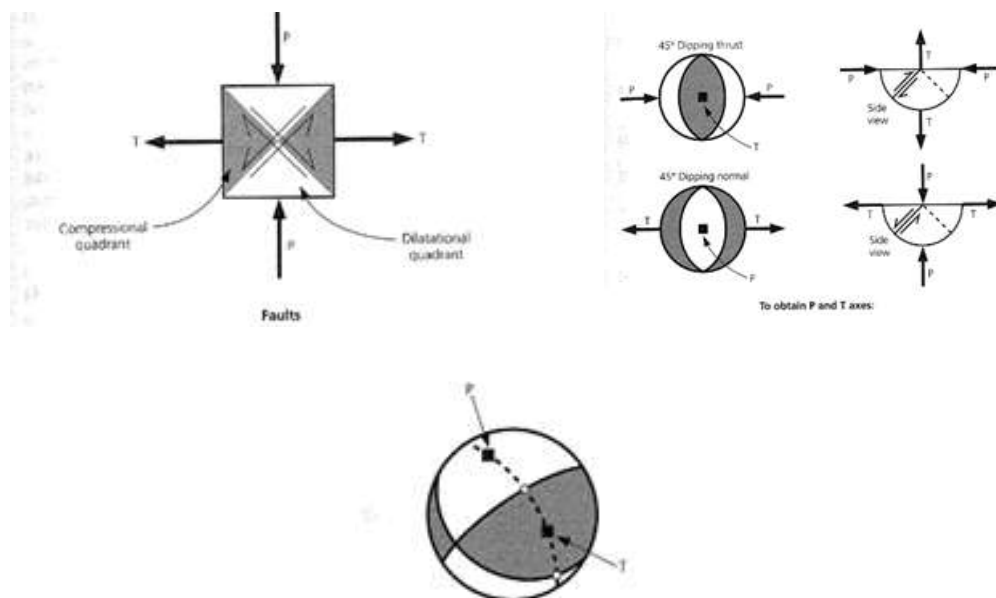


Gambar 8.12. Mekanisme fokus untuk gempa bumi dengan geometri sesar yang bervariasi. Kuadran kompresi berwarna hitam dan kuadran dilatasi berwarna putih (Stein dan Wysession, 2003).

Mekanisme fokus dapat digunakan untuk menentukan arah *stress* di dalam bumi. Salah satu model sesar yang sangat sederhana adalah pensesaran yang terjadi pada bidang  $45^\circ$  dari *stress* maksimum dan minimum. Karena itu, arah *stress* ini adalah arah tengah antara bidang nodal. Sumbu maksimum kompresi P dan minimum kompresi T ditentukan dengan membagi dua kuadran dilatasi dan kompresi. Untuk membagi dua sudut antara dua bidang nodal pada stereonet, hubungkan dua titik kutub dengan suatu garis median tertentu dan tentukan titik tengah antara titik kutub tersebut (Gambar 8.14).



Gambar 8.13. Mekanisme fokus untuk bidang sesar dengan arah strike yang sama  $N0^\circ E$  dengan variasi slip (Stein dan Wyssession, 2003).



Gambar 8.14. Ilustrasi hubungan antara bidang-bidang nodal dan sumbu kompresi maksimum P dan kompresi minimum T (Stein dan Wyssession, 2003).



---

#### 8.4. Prosedur Pembuatan Solusi Bidang Sesar dari Polarisasi Gelombang Badan.

Berdasarkan data observasi, terlebih dahulu ditentukan fasa gelombang P secara langsung setelah lokasi gempa bumi ditentukan. Langkah-langkahnya adalah sebagai berikut (Gambar-gambar modifikasi dari Bormann, 2002):

1. Tentukan azimuth  $\emptyset$  dan jarak  $\Delta$  masing-masing stasiun terhadap episenter gempa.
2. Tentukan sudut *take-off ray* ( $i_h(\Delta)$ ) di titik sumber dari rumus parameter *ray* di bawah ini untuk kasus bumi bulat.

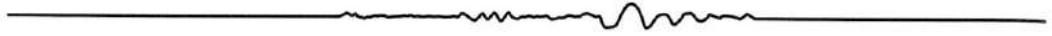
$$p = \frac{dT}{d\Delta} = \frac{r_s \sin i_h}{\alpha_s} \quad (8.1)$$

dengan  $r_s$  dan  $\alpha_s$  adalah jarak titik hiposenter terhadap pusat bumi dan kecepatan gelombang P di titik tersebut. Harga parameter *ray* ini dihitung dengan memakai model kecepatan satu dimensi seperti AK135.

3. Plot  $\emptyset$  dan  $i_h$  pada stereonet dengan cara yang terdapat pada Gambar 8.11 untuk semua stasiun. Beri simbol untuk mengindikasikan kompresi atau dilatasi dari gelombang P langsung tersebut, seperti tanda (+) untuk kompresi dan (-) untuk dilatasi.
4. Plot data-data tersebut, dirotasikan pada stereonet untuk menemukan garis meridian yang memisahkan zona kompresi dan zona dilatasi seperti bidang FP1 dalam gambar di bawah ini. Tentukan titik kutub P1 dengan cara seperti dalam gambar 8.10.







kompresi (+), maka sudut slip  $\lambda_1 = 180^\circ - \lambda_1^*$  dan jika terletak pada kuadran dilatasi (-), maka  $\lambda_1 = -\lambda_1^*$ .

## DAFTAR PUSTAKA

### Buku

- Agnew, D. C., 2002, *History of seismology*, in International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, ed. W. H. Lee, San Diego: Academic Press, 3–11.
- Bormann, P., Baumbach, M., Bock, G., Grosser, H., Choy, G.L., & Boatwright, J., 2002, Seismic Source and Source Parameters in IASPEI *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, Volume I, Editor P. Bormann, GeoForschungsZentrum, Postdam, Germany.
- Choy, G. L. and Boatwright, J., 2007, *The energy radiated by the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake estimated from 10-minute P-wave windows*, Bull. Seismol. Soc. Am., 97, doi: 10.1785/0120050623, S18–S24.
- Dewey, J. and Byerly, P., 1969, *The early history of seismometry (to 1900)*, Bull. Seismol. Soc. Am., 59, 183–227.
- Elnashai, S.A. dan Sarno, D.L., 2008, *Fundamental of Earthquake Engineering*, Wiley, Hongkong
- Dziewonsky, A.M. dan D.L. Anderson, 1981, *Preliminary Reference Earth Model*, Phys. Earth Planet. Inter, 25, 297–356.
- Harvey, J., 1995, *Helioseismology*, Physics Today, October, 32–8.
- Kanamori, H., 2006, *The radiated energy of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake*, in Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting, Geophysical Monograph Series 170, Washington: American Geophysical Union, doi: 10.1029/170GM07, 59–68.
- Malvern, L. E., 1969, *Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium*, Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- Masters, G., Laske, G., Bolton, H., and Dziewonski, A., 2000, *The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle: implications for chemical and thermal structure*, in Earth's Deep Interior, Geophysical Monograph Series 117, ed. S. Karato, Washington: American Geophysical Union, 63–87.

Shearer, P.M., 2009, *Introduction to Seismology Second Edition*, Cambridge University Press, United Kingdom.

Stein, S. Dan Wysession, M., 2003, *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell Publishing Ltd., United Kingdom.

Waluyo, 2012, Diktat Kuliah Seismologi, UGM Press, Yogyakarta.

### **Internet**

<https://www.bmkg.go.id/gempabumi/skala-mmi.bmkg>. Diakses pada tanggal 25 Juli 2019.

<http://metroballi.com/bmkg-wilayah-selatan-utara-ntt-rawan-gempa/>. Diakses pada tanggal 10 Agustus 2019.