

**PENENTUAN ARAH PATAHAN GEMPABUMI DENGAN METODE  
MEKANISME FOKUS DAN DISTRIBUSI GEMPABUMI SUSULAN  
(STUDI KASUS GEMPABUMI PADANG PANJANG 6 MARET 2007)**

**Skripsi**

*Diajukan Kepada Jurusan Fisika Sebagai Salah Satu Persyaratan  
Guna Memperoleh Gelar Sarjana Sains*



**OLEH:**

**SYAMSIR OKRAINDI**

**2009 / 94081**

**PROGRAM STUDI FISIKA**

**JURUSAN FISIKA**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM**

**UNIVERSITAS NEGERI PADANG**

**2012**

**PERSETUJUAN SKRIPSI**

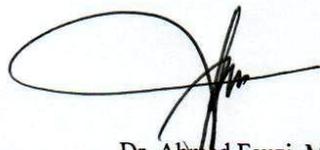
**PENENTUAN ARAH PATAHAN GEMPABUMI DENGAN METODE  
MEKANISME FOKUS DAN DISTRIBUSI GEMPABUMI SUSULAN  
(STUDI KASUS GEMPABUMI PADANG PANJANG 6 MARET 2007)**

Nama : Syamsir Okraindi  
NIM : 94081  
Program Studi : Fisika  
Jurusan : Fisika  
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Padang, 13 Januari 2012.

Disetujui Oleh

Pembimbing I



Dr. Ahmad Fauzi, M. Si

NIP. 19660522 199303 1 003

Pembimbing II



Drs. Mahrizal, M.Si

NIP. 19510512 197603 1 005

**PENGESAHAN**

**Dinyatakan lulus setelah dipertahankan di depan Tim Penguji Skripsi  
Program Studi Fisika Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu  
Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang**

**Judul** : **Penentuan Arah Patahan Gempabumi dengan Metode  
Mekanisme Fokus dan Distribusi Gempabumi Susulan  
(Studi Kasus Gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007)**

**Nama** : Syamsir Okraindi

**NIM** : 94081

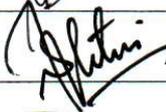
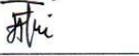
**Program Studi** : Fisika

**Jurusan** : Fisika

**Fakultas** : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Padang, 13 Januari 2012

**Tim Penguji**

	<b>Nama</b>	<b>Tanda Tangan</b>
1. Ketua	: Dr. Ahmad Fauzi, M. Si	1. 
2. Sekretaris	: Drs. Mahrizal, M.Si	2. 
3. Anggota	: Dr. Hamdi, M. Si	3. 
4. Anggota	: Drs. Letmi Dwiridal, M. Si	4. 
5. Anggota	: Fatni Mufit, S. Pd, M. Si	5. 

## **SURAT PERNYATAAN**

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi ini benar-benar karya saya sendiri. Sepanjang pengetahuan saya tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan orang lain kecuali sebagai acuan atau kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang lazim.

Padang, 13 Januari 2012

Yang menyatakan,

Syamsir Okraindi

## ABSTRAK

### **Syamsir Okraindi: Penentuan Arah Patahan Gempabumi dengan Metode Mekanisme Fokus dan Distribusi Gempabumi Susulan (Studi Kasus Gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007)**

Sumatera Barat merupakan salah satu propinsi dari Indonesia yang rawan terhadap bencana gempabumi, karena Sumatera Barat terletak di zona subduksi lempeng Indo-Australia terhadap lempeng Eurasia dan sistem sesar Sumatera. Gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 yang berkekuatan 6.4 SR dengan pusat gempanya  $0,55^{\circ}$  LS -  $100,47^{\circ}$  BT berjarak 16 kilometer Barat Daya Batusangkar, merupakan gempabumi besar dan merusak dalam sejarah kegempaannya. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui kecenderungan arah patahan akibat gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 melalui mekanisme fokus gempabumi dengan menggunakan data polaritas gerakan pertama gelombang primer dan analisa distribusi gempabumi susulannya.

Penelitian ini merupakan penelitian deskriptif, yang hanya memberikan gambaran berupa mekanisme fokus gempabumi sehingga diketahui bentuk patahan gempabuminya yang akan memberikan gambaran kecenderungan arah patahan akibat gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007. Data yang digunakan adalah data gempabumi tektonik berupa impuls pertama gelombang primer dari beberapa Stasiun pencatat gempabumi yang didapat dari PGN (Pusat Gempabumi Nasional) BMKG Pusat dan data berupa parameter gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dari BMKG Stasiun Geofisika Padang Panjang. Data-data ini diolah dengan menggunakan teori dasar dalam perhitungan manual dan bantuan *software focal mechanism* untuk mendapatkan parameter mekanisme fokusnya berupa *strike*, *dip* dan *rake*. Untuk memastikan salah satu nodal plane adalah bidang patahan dapat dilakukan analisa distribusi gempabumi susulan.

Hasil penelitian bidang sesar yang diperoleh dari analisis mekanisme fokus gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dengan menggunakan perhitungan teori manual sebagai berikut: nilai *strike* (*strike* 1= $143^{\circ}$  dan *strike* 2= $54^{\circ}$ ), nilai *dip* (*dip* 1= $76^{\circ}$  dan *dip* 2= $83^{\circ}$ ), hasil *software focal mechanism* adalah nilai *strike* (*strike* 1= $141^{\circ}$  dan *strike* 2= $50^{\circ}$ ), nilai *dip* (*dip* 1= $74^{\circ}$  dan *dip* 2= $86^{\circ}$ ) dan nilai *rake* (*rake* 1= $50^{\circ}$  dan *rake* 2= $-16^{\circ}$ ). Dengan menggunakan analisis distribusi gempabumi susulan didapatkan nilai *strike*  $137^{\circ}$  dan *Dip*  $89.98^{\circ}$ , dari nilai *strike* yang didapatkan terlihat kesesuaian kecenderungan arah patahan dengan bidang Nodal I dari analisa mekanisme fokus. Hasil ini bersesuaian dengan peta distribusi gempabumi susulan yang mengarah Barat Laut- Tenggara.

Kata kunci: gempabumi, mekanisme fokus, distribusi gempabumi susulan, parameter bidang sesar

## ABSTRACT

**Syamsir Okraindi: Determination of Earthquake Fault Direction Method Focus Mechanism and Distribution of Earthquakes Following on (Case Study Earthquakes Padang Panjang March 6, 2007)**

West Sumatra is one of the provinces of Indonesia are vulnerable to earthquake disaster, since West Sumatra subduction zone is located in the Indo-Australian plate against the Eurasian plate and the Sumatra fault system. Padang Panjang earthquakes March 6, 2007 a magnitude 6.4 SR with  $0.55^{\circ}$  S -  $100.47^{\circ}$  E within 16 kilometers Southwest Batusangkar, a large and destructive earthquakes in earthquake's history. This study aims to determine trend direction due to the earthquake fault March 6, 2007 by earthquake focal mechanisms by using first motion polarity data and analysis of the distribution of primary wave earthquake aftershocks

This study is a descriptive study, which only gives an overview of earthquake focal mechanisms that are known to form gempabuminya fault will give you a tendency toward fracture Padang Panjang earthquakes due March 6, 2007. The data used are of tectonic earthquake data in the form of the first impulse of a few primary wave earthquake recording stations obtained from the PGN (National Earthquake Center) BMKG Center and the data in the form of earthquake parameters Padang Panjang March 6, 2007 from BMKG Geophysics Station of Padang Panjang . These data are processed by using calculation of manual theory and the help of software to get the focal mechanism parameters of the focal mechanism in the form of strike, dip and rake. To ensure one nodal plane is the fault area can be analyzed the distribution of earthquake aftershocks.

The results of field fault parameters obtained from analysis of earthquake focal mechanisms Padang Panjang March 6, 2007 by using calculation of manual theory as follows: the strike (strike 1 =  $143^{\circ}$  and strike 2 =  $54^{\circ}$ ), the dip (dip 1 =  $76^{\circ}$  and dip 2 =  $83^{\circ}$ ) and the result of the software focal mechanism is: the strike (strike 1 =  $141^{\circ}$  and strike 2 =  $50^{\circ}$ ), the dip (dip 1 =  $74^{\circ}$  and dip 2 =  $86^{\circ}$ ) and the rake (rake 1 =  $50^{\circ}$  and rake 2 =  $-16^{\circ}$ ). By using the distribution analysis of earthquake aftershocks strike of  $137^{\circ}$  and Dip  $89.98^{\circ}$  , obtained from the strike direction of fault trend seen conformance with Nodal field I of the analysis of the focus mechanism. The results are consistent with maps of the distribution of earthquake aftershocks that leads the Northwest-Southeast.

Key words: earthquakes, focal mechanism, the distribution of earthquake aftershocks, the parameter field of fault

## KATA PENGANTAR

Syukur Alhamdulillah penulis ucapkan kehadiran Allah Yang Maha Kuasa, karena dengan segala Rahman dan RahimNya, penulis telah dapat menyelesaikan tugas akhir dengan judul “Penentuan Arah Patahan Gempabumi dengan Metode Mekanisme Fokus dan Distribusi Gempabumi Susulan (Studi Kasus Gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007)”. Adapun penulisan tugas akhir ini adalah sebagai syarat dalam menyelesaikan Program Studi Strata Satu (S1) di Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.

Peyelesaian tugas akhir ini penulis banyak sekali mendapat bantuan, bimbingan dan petunjuk dari berbagai pihak. Untuk itu penulis ingin mengucapkan terima kasih yang setulus-tulusnya kepada:

1. Bapak Dr. Ahmad Fauzi, M. Si selaku Pembimbing 1.
2. Bapak Drs. Mahrizal, M. Si selaku Pembimbing 2.
3. Bapak Dr. Hamdi, M. Si, Bapak Drs. Letmi Dwiridal, M. Si, Ibu Fatni Mufit, S. Pd, M. Si selaku Tim Penguji.
4. Bapak Drs. Akmam, M. Si selaku ketua Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang .
5. Ibu Dra.Yurnetti, M. Pd selaku Sekretaris Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.
6. Ibu Dra. Hidayati, M. Si selaku Ketua Prodi Jurusan Fisika dan Pembimbing Akademik.
7. Bapak dan Ibu Staf pengajar Jurusan Fisika FMIPA Universitas Negeri Padang.

8. Bapak Drs. Moh. Taufik Gunawan Dipl, Seis, selaku Kepala BMKG Stasiun Geofisika Padang Panjang dan rekan-rekan staf Stasiun Geofisika Padang Panjang.
9. Semua pihak yang telah membantu dalam memberikan dukungan moril maupun materil sehingga tugas akhir ini dapat selesai.

Penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan dalam penulisan tugas akhir ini dan penulis mengharapkan tanggapan, baik dalam bentuk saran maupun kritikan demi perbaikan tugas akhir ini. Akhir kata penulis berharap semoga tugas akhir ini dapat memberikan manfaat baik bagi penulis maupun pembaca.

Padang, 13 Januari 2011

Penulis

## DAFTAR ISI

	Halaman
<b>HALAMAN JUDUL</b>	
<b>LEMBAR PERSETUJUAN SKRIPSI</b>	
<b>LEMBAR PENGESAHAN</b>	
<b>ABSTRAK</b> .....	i
<b>ABSTRACT</b> .....	ii
<b>KATA PENGANTAR</b> .....	iii
<b>DAFTAR ISI</b> .....	v
<b>DAFTAR GAMBAR</b> .....	viii
<b>DAFTAR LAMPIRAN</b> .....	xi
<b>BAB I. PENDAHULUAN</b>	
A. Latar Belakang .....	1
B. Perumusan Masalah .....	5
C. Pembatasan Masalah .....	5
D. Pertanyaan Penelitian .....	6
E. Tujuan Penelitian .....	6
F. Manfaat Penelitian .....	7
<b>BAB II. TINJAUAN PUSTAKA</b>	
A. Gempabumi .....	8
1. Mekanisme Terjadinya Gempabumi .....	10
2. Jenis Gempabumi .....	13
3. Gelombang Seismik .....	15

4. Penjalaran Gelombang Primer pada Bagian dalam Bumi ...	20
B. Teori Mekanisme Fokus Gempabumi .....	23
1. Teori Kopel Tunggal .....	23
2. Teori Kopel Ganda .....	24
3. Bola Fokus dan Diagram Bola Fokus .....	25
4. Sesar .....	29
5. Penentuan Mekanisme Sumber Gempabumi dengan Metode Impuls Gelombang P .....	31
6. Hubungan Antara Parameter Seismik dengan Parameter Geometri Sesar .....	41
C. Gempabumi Susulan .....	48

### **BAB III. METODE PENELITIAN**

A. Jenis Penelitian.....	54
B. Tempat dan Waktu Penelitian .....	54
C. Instrumen Penelitian .....	54
D. Teknik Pengolahan Data	
1. Analisis Mekanisme Fokus Gempabumi .....	55
2. Analisis Distribusi Gempabumi Susulan .....	63

### **BAB IV. HASIL DAN PEMBAHASAN**

A. Hasil	
1. Analisis Mekanisme Fokus Gempabumi .....	65
2. Analisis Distribusi Gempabumi Susulan .....	70

B. Pembahasan	
1. Analisis Mekanisme Fokus Gempabumi .....	71
2. Analisis Distribusi Gempabumi Susulan .....	74

## **BAB V. PENUTUP**

A. Kesimpulan .....	76
B. Saran .....	77

## **DAFTAR PUSTAKA**

## **LAMPIRAN**

## DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Mekanisme sumber gempa bumi .....	10
2. Mekanisme pergerakan lempeng.....	14
3. (a) Grafik perbandingan kec Gel. P dan Gel. S terhadap kedalaman.....	21
(b) Penjalaran gelombang P yang melalui mantel, inti luar dan inti dalam .....	21
4. (a) Model gaya Tipe I (kopel tunggal) .....	21
(b) model elastic rebound.....	23
5. (a) Sumber gempa bumi .....	24
(b) Pola radiasi gelombang P .....	24
6. (a) Model kopel ganda .....	25
(b) Model equivalen force.....	25
(c) Sumber sesar sebenarnya .....	25
(d) Pola radiasi gelombang S .....	25
7. Simbol tiga macam patahan dalam bentuk bola fokus	
(a) Patahan mendatar .....	26
(b) Patahan normal .....	26
(c) Patahan naik.....	26
8. Parameter Orientasi Bidang Sesar pada Diagram Bola Fokus.....	28
9. Parameter Orientasi Bidang Sesar.....	30
10. Jenis-jenis Pergerakan Sesar .....	31
11. Pola Distribusi Gelombang P .....	33

12. Bola pusat gempa bumi yang menggambarkan hypocenter.....	34
13. Gambaran tiga dimensi radiasi gelombang gempa bumi model kopel ganda .....	35
14. Proyeksi bola pusat gempa bumi ke bidang equatorial.....	35
15. Orthogonalitas dua bidang nodal .....	36
16. Bidang proyeksi luasan sama (bidang stereografis).....	37
17. Pengukuran sudut <i>strike</i> dan <i>dip</i> pada diagram.....	38
18. Penentuan sumbu P dan T 450 dari dua kutub pada garis nodal.....	39
19. Penentuan sudut rake pada <i>reverse fault</i> (kiri) dan <i>normal fault</i> (kanan).....	40
20. Azimut dan <i>Take off Angle</i> .....	41
21. Penentuan Episenter dengan metode titik berat .....	42
22. Letak episenter, stasiun pengamat gempa bumi, dan hiposenter .....	42
23. Titik Episenter dalam koordinat bola.....	43
24. Letak episenter, stasiun pengamat gempa bumi, dan hiposenter dalam tiga dimensi .....	45
25. Letak epicenter, stasiun pengamat gempa bumi dan hypocenter dua dimensi .....	47
26. Sejarah gempa bumi susulan tahun 1974 di Friuli, Italy.....	49
27. Gempa bumi susulan pada gempa bumi tahun 1983 di Borah Peak, Idaho.....	50
28. Penghitungan nilai <i>strike</i> dan <i>dip</i> .....	52
29. Kertas Stereonet .....	57

30. Diagram alir pengolahan data dengan analisis mekanisme fokus gempabumi .....	62
31. Diagram alir pengolahan data dengan analisis distribusi gempabumi susulan.....	64
32. Bola Fokus pada ketaas stereonet dengan hasil perhitungan manual .....	67
33. Data masukan dalam bentuk notepad untuk program <i>azmtak</i> .....	68
34. Parameter Bola Fokus dengan <i>software focal mechanism</i> .....	69
35. Peta Pola penyebaran distribusi gempabumi susulan Padang Panjang 6 Maret 2007 .....	75

## DAFTAR LAMPIRAN

### Lampiran

- I. Tabel Data Gempabumi Susulan
- II. Tampilan rekaman signal gempabumi susulan 6 Maret 2007
- III. Data Input Gelombang Primer di *notepad* untuk Program *Azmtak*
- IV. Langkah – langkah dalam menggunakan *software focal mechanism*

# **BAB I**

## **PENDAHULUAN**

### **A. Latar Belakang**

Letak geografis propinsi Sumatera Barat yaitu pada 0,54 LU - 3,30 LS dan 98,36 BT - 101,53 BT dengan luas wilayah 49.778 km<sup>2</sup>. Secara geologis daerah Sumatera Barat terletak di daerah seismik aktif, yaitu dengan adanya Lempeng Indo-Australia yang menujam dari arah selatan ke utara di bawah Lempeng Eurasia. Penujaman ini menghasilkan sistem sesar Sumatera yang memanjang dari Aceh sampai Teluk Semangko di Lampung. Fakta ini menyebabkan wilayah Sumatera Barat memiliki tingkat kerawanan terhadap gempa bumi cukup tinggi. Dalam sejarah kegempaan Sumatera Barat telah terjadi gempa bumi merusak berulang kali diantaranya gempa bumi 28 Juni 1926, 6 Maret 2007, 30 September 2009, dan 25 Oktober 2010. Gempa bumi ini merupakan sejarah gempa bumi besar dan merusak yang berpusat di daratan pulau Sumatera dan gempa bumi yang berpusat di laut pada zona subduksi gugusan Kepulauan Mentawai.

Gempa bumi yang telah terjadi di Padang Panjang dan Bukittinggi, Sumatera Barat pada hari Kamis 6 Maret 2007 jam 10:49:28 WIB, berada pada koordinat 0,55° LS - 100,47° BT dengan magnitudo 6,4 Skala Riechter (SR) dan pada kedalaman 33 Km, berjarak 16 kilometer barat daya Batusangkar, Sumatera Barat (PGN, BMKG). Gempa bumi ini termasuk kedalam gempa bumi besar dan merusak yang berpusat di darat. Berdasarkan data rekaman Portable Digital Seismograph dan Digital Broadband Seismograph telah terjadi ± 1.130 kali gempa susulan dengan 79 kali gempa terasa, diantaranya berskala I - IV MMI.

Gempabumi besar dan merusak selalu menimbulkan dampak terhadap manusia dan lingkungan. Dampak yang ditimbulkan berupa korban jiwa, kerusakan pada bangunan, dan permasalahan ekonomi. Dampak gempabumi terhadap bangunan sangat dipengaruhi oleh kekuatan gempabumi, jarak episenter gempabumi dengan lokasi pemukiman penduduk, struktur geologis batuan, mekanisme fokus gempabumi dan kualitas bangunan itu sendiri.

Berdasarkan laporan bencana alam gempabumi yang disampaikan oleh Pemerintah Daerah dan survei ke lokasi yang terkena dampak gempabumi, sampai tanggal 15 Maret 2007 telah tercatat 14.043 rumah/bangunan seperti fasilitas umum, rumah ibadah, kantor, sekolah, toko dan rumah warga rusak berat, 13.619 rusak sedang, 18.819 rusak ringan, 141.216 penduduk mengungsi di tenda-tenda, dan 67 orang meninggal dunia dan kerugian yang ditaksir hampir mencapai Rp 1.5 Triliun. Sedangkan keadaan masyarakat pada hari terjadinya gempabumi hampir seluruh penduduk Padang Panjang dan Bukittinggi tidur di luar rumah (BMKG Stasiun Geofisika Padang Panjang).

Kerusakan akibat gempabumi yang menimbulkan banyak korban jiwa dan harta dipengaruhi oleh beberapa faktor. Salah satu faktor yang mempengaruhi dampak gempabumi adalah kekuatan gempabumi, struktur batuan, dan kondisi bangunan. Seluruh faktor tersebut sangat tergantung kepada gempabumi susulan. Kondisi bangunan yang sudah tidak layak huni akibat gempabumi sangat beresiko terhadap bahaya gempabumi susulan. Kecenderungan arah patahan akibat gempabumi akan menentukan daerah yang rawan akan terjadinya gempabumi susulan. Banyak metode yang dapat digunakan untuk menganalisa kecenderungan arah patahan akibat gempabumi diantaranya metode mekanisme fokus dan distribusi

gempabumi susulan. Metode ini dapat dilakukan setelah parameter gempabumi (*origin time*, lintang, bujur, kedalaman, magnitude, dan posisi) diketahui.

Mekanisme fokus gempabumi merupakan cara untuk menentukan bentuk patahan di hiposenter penyebab terjadinya gempabumi. Mekanisme fokus gempabumi dapat diketahui melalui penggunaan data polaritas gerakan pertama gelombang primer (P). Gelombang primer yang dikenal sebagai gelombang longitudinal merupakan salah satu gelombang seismik. Gelombang primer digunakan dalam penelitian ini karena gelombang primer mudah untuk dianalisis dan merupakan gelombang yang pertama kali tercatat di stasiun pengamat gempabumi. Metode mekanisme fokus ini dapat dilakukan dengan perhitungan secara manual dengan teori dasar dan bantuan *software focal mechanism*. *Software* ini akan memberikan hasil berupa gambar bola fokus dengan parameternya (*strike*, *dip* dan *rake*).

Bola fokus yang dihasilkan akan memberikan dua kemungkinan dari bidang nodal (*nodal plane*). Kelemahan dari hasil metode mekanisme fokus ini dimana hasil analisis mekanisme fokus gempabumi yang menentukan *strike* I dan *strike* II, *dip* I dan *dip* II tidak bisa menentukan arah patahan dari kedua hasil perhitungan *strike* I dan *strike* II. Oleh karena itu diperlukan metode lain untuk memastikan bidang patahan dari kedua nilai *strike* yang didapatkan.

Salah satu cara yang dapat dilakukan untuk mengatasi masalah diatas adalah dengan menggunakan analisis distribusi gempabumi susulan. Analisis distribusi gempabumi susulan dapat dilakukan bila bidang sesar dari gempabumi dangkal terlihat dipermukaan bumi, karena hasil analisis mekanisme fokus gempabumi akan menghasilkan dua kemungkinan patahan yang terjadi dari gempabumi tersebut, maka

kecenderungan arah patahan yang terjadi ditentukan berdasarkan arah patahan yang berdekatan dengan salah satu garis nodal (*nodal plane*) yang bersesuaian dengan hasil analisis distribusi gempabumi susulan.

Setiap gempabumi yang terjadi, akan selalu dianalisis oleh BMKG. Hasil analisis gempabumi berupa parameter gempabumi, mekanisme fokus gempabumi dan karakteristik gempabumi lainnya. Berdasarkan hasil analisis mekanisme fokus gempabumi dengan menggunakan data-data polaritas dari gelombang P, akan dapat diketahui bentuk patahan sehingga dapat memberikan gambaran kecenderungan arah patahan akibat gempabumi.

Analisis lanjutan yang akan memberikan kesesuaian kecenderungan arah patahan akibat gempabumi dari analisis mekanisme fokus dapat disesuaikan dengan analisa distribusi gempabumi susulan. Hal ini telah dilakukan oleh Lutfi (2004) pada studi kasus gempabumi Aceh 26 Desember 2004, dan Suhardjono dan Sugeng, P (2006) pada studi kasus gempabumi Yogyakarta 27 Mei 2006. Namun untuk studi kasus gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 hingga kini belum pernah dilakukan.

Berdasarkan keadaan ini, penulis tertarik untuk meneliti bagaimana bentuk patahan gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dimana bentuk patahan gempabumi dapat diketahui dari mekanisme fokus gempabuminya sehingga dapat memberikan gambaran kecenderungan arah patahan akibat dari gempabumi tersebut. Penelitian ini diberi judul ***“Penentuan Arah Patahan Gempabumi dengan Metode Mekanisme Fokus dan Distribusi Gempabumi Susulan (Studi Kasus Gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007)”***.

## **B. Perumusan Masalah**

Berdasarkan latar belakang masalah yang telah dikemukakan, dapat dirumuskan masalah yaitu bagaimana mekanisme fokus gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 ditinjau dari polaritas gerakan pertama gelombang primer (P), bagaimana kecenderungan arah patahan gempa bumi dan kesesuaian kecenderungan arah patahan dari mekanisme fokus gempa bumi dengan pola penyebaran gempa bumi susulannya yang terjadi akibat gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007.

## **C. Pembatasan Masalah**

Dalam penelitian ini dibatasi permasalahan sebagai berikut:

1. Data yang digunakan adalah data gempa bumi tektonik berupa impuls pertama gelombang primer dari beberapa Stasiun pencatat gempa bumi yang didapat dari PGN (Pusat Gempabumi Nasional) BMKG Pusat dan data berupa parameter gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dari BMKG Stasiun Geofisika Padang Panjang.
2. Mekanisme fokus gempa bumi dan distribusi gempa bumi susulan digunakan untuk menentukan kecenderungan arah patahan gempa bumi akibat dari gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007.

#### **D. Pertanyaan Penelitian**

Untuk menjawab permasalahan dalam penelitian ini perlu dikemukakan beberapa pertanyaan penelitian yaitu:

1. Bagaimana mekanisme fokus gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 ditinjau dari polaritas gerakan pertama gelombang primer (P)?
2. Bagaimana kecenderungan arah patahan gempa bumi yang terjadi akibat gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007?
3. Bagaimana kesesuaian kecenderungan arah patahan dari mekanisme fokus gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dengan pola penyebaran gempa bumi susulannya?

#### **E. Tujuan Penelitian**

Tujuan dari penelitian ini adalah :

1. Mengetahui mekanisme fokus gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 ditinjau dari polaritas gerakan pertama gelombang primer (P).
2. Mengetahui kecenderungan arah patahan gempa bumi yang terjadi, akibat gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007.
3. Mengetahui apakah kecenderungan arah patahan dari mekanisme fokus bersesuaian dengan pola penyebaran gempa bumi susulan dari gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 tersebut.

## **F. Manfaat Penelitian**

Manfaat dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Memberikan informasi tentang mekanisme fokus dan bentuk patahan dari gempa bumi Padang Panjang 6 maret 2007.
2. Memberikan informasi tentang kondisi tektonik daerah Sumatera Barat ditinjau dari mekanisme fokus gempabuminya.
3. Sebagai bahan acuan bagi peneliti selanjutnya dalam melakukan penelitian yang berhubungan dengan masalah yang diteliti.
4. Aplikasi ilmu fisika dalam bidang geofisika.

## **BAB II**

### **TINJAUAN PUSTAKA**

#### **A. Gempabumi**

Gempabumi merupakan fenomena alam yang bersifat merusak dan menimbulkan bencana. Pergerakan lempeng tektonik mengakibatkan adanya proses pengumpulan energi di lempeng tersebut. Energi yang terkumpul akan dilepaskan dan gempabumi akan terjadi. Bumi mempunyai lapisan yang selalu bergerak, yang dikenal dengan lempeng dan gempabumi akan terjadi apabila tekanan yang terjadi karena pergerakan itu sudah terlalu besar dan tidak dapat ditahan lagi oleh lapisan tersebut.

Saat dua buah lempeng bertumbukan, contohnya yaitu tumbukan antara lempeng samudra dengan lempeng benua, pada lapisan batasnya akan terjadi tegangan. Pada umumnya lempeng samudra akan menyusup ke bawah lempeng benua, hal ini disebabkan lempeng samudra mempunyai densitas yang lebih besar dibandingkan dengan lempeng benua (Ibrahim dan Subardjo, 2000, hal. 2). Hal ini diperjelas oleh Akmam, dkk (2006, hal. 28)

Kecuraman penujaman lempeng samudra ke lempeng benua yang ditunjukkan oleh besarnya sudut subduksi lempeng berarti kedalam subduksi lempeng semakin besar. Jika tekanan dan regangan lempeng melampaui batas elastisitas lempeng maka lempeng tersebut akan mengalami deformasi permanen (*ductile deformation*) dan apabila tekanan dan regangan terhadap lempeng (proses subduksi) tetap berlangsung, pembengkokan lempeng akan melampaui batas elastisitas. Akibatnya lempeng tersebut akan patah.

Jadi jelas, jika tegangan tersebut semakin besar sehingga melampaui kekuatan kulit bumi, maka akan terjadi patahan pada kulit bumi tersebut di daerah terlemah.

Kulit bumi yang patah akan melepaskan energi untuk kembali ke keadaan semula. Peristiwa pelepasan energi ini disebut gempabumi. Kulit bumi terlemah, biasanya merupakan daerah subduksi atau daerah patahan. Hal ini sesuai dengan pendapat Ibrahim dan Subardjo (2000, hal. 4)

Gempabumi tak lain merupakan manifestasi dari getaran lapisan batuan yang patah, yang energinya menjalar melalui badan dan permukaan bumi berupa gelombang seismik. Energi yang dilepaskan pada saat terjadinya patahan tersebut dapat berupa energi deformasi, energi gelombang dan lain-lain. Energi deformasi dapat terlihat pada perubahan bentuk sesudah terjadinya patahan, misalnya pergeseran, sedangkan energi gelombang menjalar melalui medium elastis yang dilewatinya dan dapat dirasakan sangat kuat di daerah terjadinya gempabumi tersebut.

Jadi gempabumi merupakan proses pelepasan energi berupa gelombang elastik atau yang lebih dikenal dengan gelombang seismik. Pelepasan energi ini terjadi setelah energi terkumpul/terakumulasi kemudian lepas di daerah terlemah pada lapisan bumi.

Gempabumi selain terjadi pada perbatasan lempeng juga terjadi pada patahan-patahan lokal yang pada dasarnya juga merupakan akibat dari pergerakan lempeng. Gempabumi yang terjadi disekitar perbatasan lempeng biasa disebut gempabumi *interplate*, sedangkan yang terjadi pada patahan lokal yang berada pada satu lempeng disebut gempabumi *intraplate*. Menurut Ibrahim dan Subardjo (2000, hal. 4)

Di Indonesia gempabumi *interplate* banyak terjadi di laut dengan kedalaman dangkal dan yang terjadi di daratan kedalaman fokusnya menengah sampai dalam (bisa mencapai kedalaman 700 km). Gempabumi *intraplate* di Indonesia mempunyai kedalaman sumber gempa relatif dangkal dan bisa terjadi di darat maupun di laut.

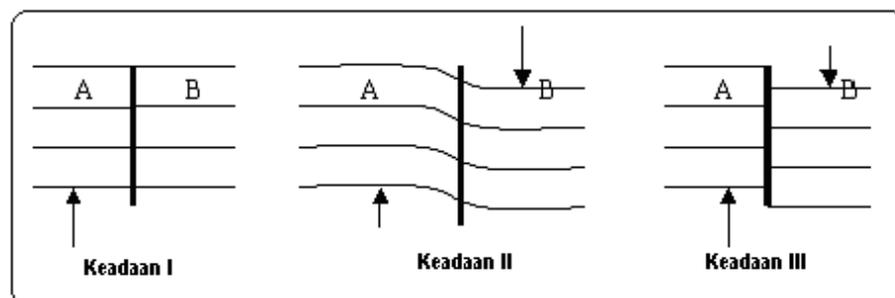
Gempabumi *interplate* di Sumatera Barat terjadi di perbatasan Lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia. Dimana Lempeng Indo-Australia menujam

dari arah Selatan ke Utara di bawah Lempeng Eurasia, sedangkan gempa bumi *intraplate* terjadi di salah satu lempeng tersebut.

Gempabumi yang terjadi akan di analisa oleh BMKG. Berdasarkan hasil analisa mekanisme fokus gempa bumi dengan menggunakan data-data gempa bumi sebelumnya, diketahui bahwa bentuk patahan di wilayah Sumatera Barat secara umum didominasi oleh *reverse oblique fault* (patahan geser naik) di zona subduksi (penujaman) dan *strike-slip fault* (patahan geser) di zona patahan (sesar semangko).

### 1. Mekanisme Terjadinya Gempabumi

Mekanisme terjadinya gempa bumi dapat dijelaskan dengan teori pantulan elastik (*elastic rebound theory*) yang diajukan oleh seorang ahli seismologi Amerika yang bernama Reid pada tahun 1906.



Gambar 1.  
Mekanisme Sumber Gempabumi

Gambar 1 memperlihatkan mekanisme gempa bumi yang menjadi sumber gempa tektonik. Garis tebal vertikal menunjukkan pecahan atau sesar pada bagian bumi yang padat.

Pada keadaan I menunjukkan suatu lapisan yang belum terjadi perubahan bentuk geologi, lapisan bumi selalu bergerak sehingga menimbulkan stress

(tekanan) yang lama kelamaan akan terakumulasi dan mampu merubah bentuk geologi dari lapisan batuan.

Keadaan II menunjukkan suatu lapisan batuan yang telah mendapatkan dan mengandung stress sehingga terjadi perubahan bentuk geologi. Daerah A mendapat stress ke atas, sedang daerah B mendapat stress ke bawah. Proses ini berjalan terus sampai stress yang dikandung di daerah ini cukup besar untuk merubahnya menjadi gesekan antara daerah A dan daerah B. Lama kelamaan lapisan batuan tidak mampu lagi untuk menahan stress, sehingga terjadi suatu pergerakan atau perpindahan dan terjadilah patahan. Peristiwa pergerakan secara tiba-tiba ini disebut gempabumi.

Pada keadaan III menunjukkan lapisan batuan yang sudah patah, karena adanya pergerakan yang tiba-tiba dari batuan tersebut. Gerakan perlahan-lahan sesar ini akan berjalan terus, sehingga seluruh proses diatas akan diulangi lagi dan sebuah gempabumi akan terjadi lagi setelah beberapa waktu kemudian dan demikian seterusnya. Teori Reid ini dikenal dengan nama *elastic rebound theory*.

Jadi gempabumi merupakan proses pelepasan energi berupa gelombang elastik atau yang lebih dikenal dengan gelombang seismik. Pelepasan energi ini terjadi setelah energi terkumpul/terakumulasi kemudian lepas di daerah terlemah pada lapisan bumi.

Batas-batas lempeng merupakan suatu daerah yang secara tektonik sangat aktif. Secara umum batas-batas lempeng terdiri dari tiga jenis:

### 1. Zona Konvergen

Zona ini ditandai dengan adanya dua lempeng yang berbatasan, bergerak dengan arah yang saling mendekati. Zona konvergen dapat dibedakan menjadi dua jenis yaitu:

#### a. Zona Tumbukan

Pada zona ini kedua lempeng bergerak saling mendekati sehingga pada batas-batas kedua lempeng cenderung melipat ke atas dan membentuk pegunungan lipatan.

#### b. Zona Subduksi

Pada zona ini subduksi ke dua lempeng yang bertumbukan (lempeng benua dan lempeng samudera). Lempeng yang lebih berat (lempeng samudera) akan menunjam di bawah lempeng yang lebih ringan (lempeng benua). Hasil aktifitas tektonik semacam ini berupa rangkaian gunung api.

### 2. Zona Divergen

Zona ini ditandai dengan adanya dua lempeng yang berbatasan bergerak dengan arah saling menjauhi sehingga membentuk pegunungan (ridge) yang terdapat di tengah samudera. Zona ini ditandai dengan pembentukan materi-materi lempeng.

### 3. Zona Singgungan

Zona ini ditandai dengan dua lempeng yang saling bergerak relatif sejajar satu dengan yang lain sehingga terjadi gesekan pada bidang batas lempeng. Akibat gesekan ini akan timbul gempa-gempa dangkal yang dapat membawa bencana.

Hal ini sesuai dengan pendapat Ibrahim dan Subardjo (2000:4) bahwa pada bentuk konvergen lempeng yang satu relatif bergerak menyusup di bawah lempeng yang lain. Zona tumbukan ini diindikasikan dengan adanya palung laut (*trench*), dan sering disebut juga dengan zona subduksi atau zona Wadati-Benioff. Zona penunjaman ini menyusup sampai kedalaman 700 km dibawah permukaan bumi di lapisan astenosfir. Bentuk konvergen berasosiasi terhadap sumber gempa dalam dan juga gunung api. Pada bentuk divergen kedua lempeng saling menjauh sehingga selalu terbentuk material baru dari dalam bumi yang menyebabkan munculnya pegunungan di dasar laut yang disebut punggung tengah samudra (*mid oceanic ridge*). Sedangkan pada tipe jenis sesar mendatar kedua lempeng saling bergerak mendatar.

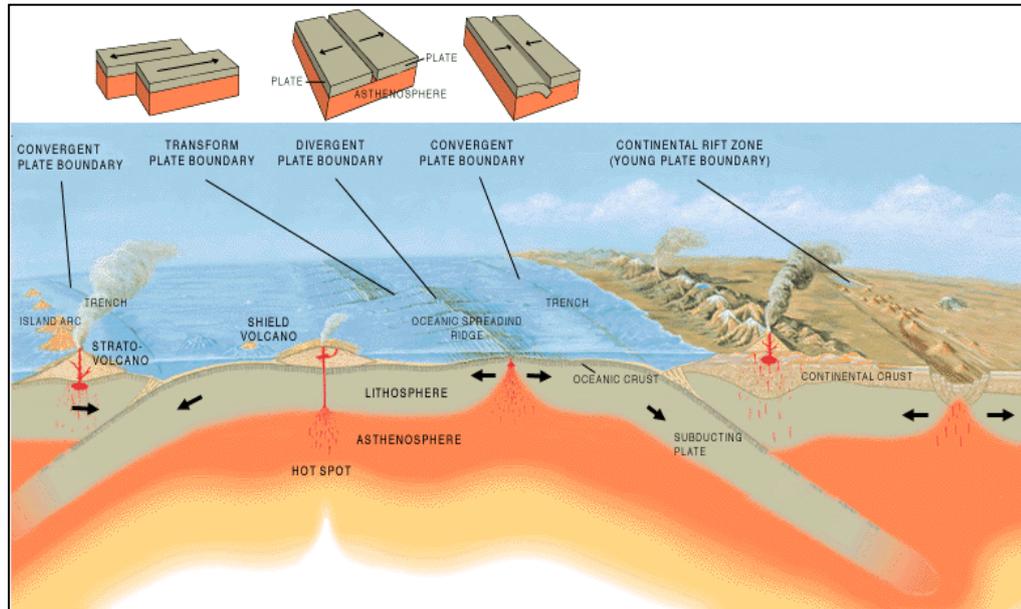
## **2. Jenis Gempabumi**

Gempabumi adalah hentakan atau gerakan tanah tiba-tiba akibat pelepasan energi yang terakumulasi atau tersimpan dalam bentuk gelombang seismik. Pada tahun 1978 di Jerman, R. Hoernes mengemukakan pembagian macam-macam gempabumi yang sampai sekarang masih tetap berlaku yaitu:

### **1. Gempabumi Tektonik**

Gempabumi ini terjadi akibat adanya pergeseran-pergeseran atau patahan dari lapisan batuan secara tiba-tiba di dalam bumi. Menurut penyelidikan 90% dari jumlah gempabumi yang ada di dunia akibat dari gempabumi tektonik. Gempabumi tektonik banyak yang kuat dan mengakibatkan kerusakan fisik diatas kulit bumi. Getaran gempabumi yang kuat mampu menjalar keseluruhan

bagian bumi dan dapat tercatat oleh Seismograph di seluruh dunia. Gambar 2. dibawah menunjukkan skematik dari proses terjadinya gempa bumi tektonik.



Sumber: Ibrahim dan Subardjo (2000:14)

Gambar 2.  
Mekanisme Pergerakan Lempeng

## 2. Gempabumi Vulkanik atau Gempabumi Gunung Api

Gempabumi ini terjadi akibat adanya aktivitas magma gas di dalam dapur magma (*batholite*), dan jika gejala vulkanis tersebut meningkat maka dapat menyebabkan timbulnya ledakan yang juga diikuti dengan gempa bumi. Gempabumi ini hanya dirasakan pada daerah sekitar gunung berapi itu saja.

## 3. Gempa Runtuhan atau Tanah Longsor

Gempabumi ini terjadi karena adanya pergerakan permukaan tanah (longsor), gua runtuh dan lain sebagainya yang menimbulkan getaran-getaran. Pada umumnya terjadi pada daerah-daerah dimana terdapat runtuh-runtuhan di dalam tanah, misalnya di daerah kapur atau daerah pertambangan. Seperti yang diketahui, batuan kapur mudah larut dalam air sehingga akan terjadi

rongga-rongga (gua) di dalam tanah yang menyebabkan runtuhnya bagian atas dari gua ini, juga di daerah-daerah dimana terdapat endapan garam, gejala ini terjadi karena sifat garam yang mudah larut.

Ada juga jenis gempa yang lain, namun sangat jarang terjadi diantaranya:

1. Gempa karena tumbukan meteor
2. Gempa buatan, misalnya karena ledakan dinamit atau nuklir.

### **3. Gelombang Seismik**

Gempabumi dengan kekuatan yang sangat besar meninggalkan banyak dampak untuk manusia dan lingkungan. Getaran gempabumi yang dirasakan dipermukaan bumi merupakan penjalaran gelombang dari pusat gempa. Gelombang ini dikenal dengan gelombang seismik.

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang menjalar ke seluruh bagian dalam bumi dan melalui permukaan bumi, akibat adanya lapisan batuan yang patah secara tiba-tiba atau adanya suatu ledakan. Gelombang utama gempa bumi terdiri dari dua tipe yaitu gelombang bodi (*Body Wave*) dan gelombang permukaan (*Surface Waves*).

#### **1. Gelombang Bodi (*Body Waves*)**

Gelombang bodi merupakan gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi dan biasa disebut *free wave* karena dapat menjalar ke segala arah di dalam bumi.

Gelombang bumi terdiri atas gelombang primer dan gelombang sekunder sbb:

a. Gelombang Primer

Merupakan gelombang yang pertama kali tercatat di stasiun pengamat gempa bumi, karena memiliki kecepatan paling tinggi diantara gelombang yang lain. Gelombang primer memiliki sifat yang sama dengan gelombang longitudinal atau gelombang kompresional, yaitu gerakan partikelnya sejajar dengan arah perambatannya. Gelombang P dapat menjalar pada medium padat, cair dan gas. Kecepatan gelombang primer ( $V_p$ ) tergantung pada konstanta lame ( $\lambda$ ), modulus rigiditas ( $\mu$ ) dan densitas ( $\rho$ ) yaitu:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (\text{Kearey dan Vine, 1996:8}) \quad (1)$$

Berikut uraian dari persamaan diatas

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Dengan  $V_p$  = kecepatan gelombang primer  
 $\lambda$  = konstanta Lamé  
 $\mu$  = modulus rigiditas  
 $\rho$  = densitas

(sumber: Buku Seismologi, Dr. Gunawan Ibrahim, Drs. Subardjo Dipl. Seis, hal 23-24)

Persamaan gelombang elastic untuk media yang homogen isotropik

(Lee, 1981):

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

dimana  $i = 1, 2, 3$

$$\theta = \Sigma \frac{\partial u_j}{\partial x_j} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

Keterangan:  $\theta$  = perubahan volume/dilatasi  
 $\rho$  = densitas  
 $u_j$  = vector tegangan komponen ke i  
 $x_j$  = komponen sumbu koordinat ke i  
t = waktu  
 $\lambda$  = konstanta Lamé  
 $\mu$  = modulus rigiditas

$$\nabla^2 = \text{Laplacian} = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

Untuk bangun tiga dimensi, secara lengkap dapat ditulis:

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

Jika ketiga persamaan diatas didifferensiasi terhadap sumbu x, y, dan z dan dijumlahkan hasilnya diperoleh persamaan berikut:

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

Persamaan ini merupakan persamaan gerak gelombang yang merambat dengan kecepatan:

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

Dengan mengetahui kecepatan gelombang primer, dapat diketahui struktur batuan yang dilalui oleh gelombang primer tersebut, karena kecepatan gelombang primer dipengaruhi oleh konstanta lame (konstanta geser).

#### b. Gelombang Sekunder

Merupakan gelombang kedua yang tercatat di stasiun pengamat gempa bumi. Gelombang sekunder memiliki sifat yang sama dengan gelombang transversal atau gelombang *shear*, yaitu gerakan partikelnya terletak pada suatu bidang yang tegak lurus dengan arah penjarannya. Gelombang ini terdiri dari dua komponen, yaitu gelombang SH (*Shear Horizontal*) dengan gerakan partikel horizontal dan gelombang SV (*Shear Vertical*) dengan gerakan partikel vertikal. Gelombang S dapat menjalar hanya di medium padat.

Kecepatan gelombang S ( $V_s$ ) ditunjukkan:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{Kearey dan Vine, 1996:8}) \quad (2)$$

Berikut uraian dari persamaan diatas:

Jika persamaan diatas didifferensiasikan terhadap z dan y dan hasilnya dikurangkan diperoleh persamaan:

$$\rho \frac{\partial}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

dengan mensubstitusikan komponen x pada persamaan rotasi benda:

$$w = \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad \text{ke persamaan (5), maka didapatkan persamaan}$$

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 w$$

Persamaan diatas merupakan persamaan gelombang *shear*, yang merambat dengan kecepatan:

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

Dari persamaan kecepatan gelombang *shear*, diketahui bahwa gelombang *shear* tidak bisa merambat di medium zat cair, karena kecepatan gelombang shear tidak dipengaruhi oleh modulus geser.

Persamaan (1) dan persamaan (2) dapat digunakan untuk mengetahui stuktur bumi. Gelombang primer yang dapat merambat di medium padat, cair dan gas terdeteksi sampai ke inti bumi, sedangkan gelombang *shear* pada saat melewati inti luar tidak teridentifikasi. Hal ini membuktikan bahwa inti luar merupakan cairan/ *fluida*.

Gelombang primer dan gelombang sekunder mempunyai sifat yang berbeda. Hal ini diungkapkan oleh Kanamori (2004:18) dan Min Wu dan Kanamori (2005:118) yaitu gelombang P lebih cepat dari gelombang S, akan tetapi gelombang S amplitudonya lebih besar dari gelombang P. Gelombang P memberikan informasi tentang episenter gempa bumi, mekanisme fokus gempa bumi sedangkan gelombang S memberikan informasi tentang energi yang merusak.

Gelombang P dan gelombang S yang terekam oleh seismogram, titik awal gelombangnya dapat diketahui dengan melihat besarnya amplitudo tiap-tiap gelombang. Gelombang S memiliki amplitudo yang lebih besar dari gelombang P.

## 2. Gelombang Permukaan (*Surface Waves*)

Gelombang permukaan merupakan gelombang elastik yang menjalar sepanjang permukaan bumi, biasa disebut sebagai *tide waves*. Gelombang ini menjalar melalui suatu lapisan atau permukaan. Gelombang permukaan terdiri dari:

- a. Gelombang Love (L) dan gelombang Rayleigh (R), yang menjalar melalui permukaan bebas dari bumi. Gelombang L gerakan partikelnya sama dengan gelombang SH dan memerlukan media yang berlapis untuk merambat. Menurut Kearey dan Vine (1996, hal. 9) “Gelombang Love merupakan transmisi dari gelombang shear yang kecepatannya di permukaan bumi lebih rendah dari dalam bumi”. Sedangkan gelombang R lintasan gerak partikelnya berupa ellips dan menjalar melalui permukaan media yang homogen.
- b. Gelombang Stonely, arah penjalarnya seperti gelombang R tetapi menjalar melalui batas antara dua lapisan di dalam bumi.
- c. Gelombang Channel, yaitu gelombang yang menjalar melalui lapisan yang berkecepatan rendah (*low velocity layer*) di dalam bumi.

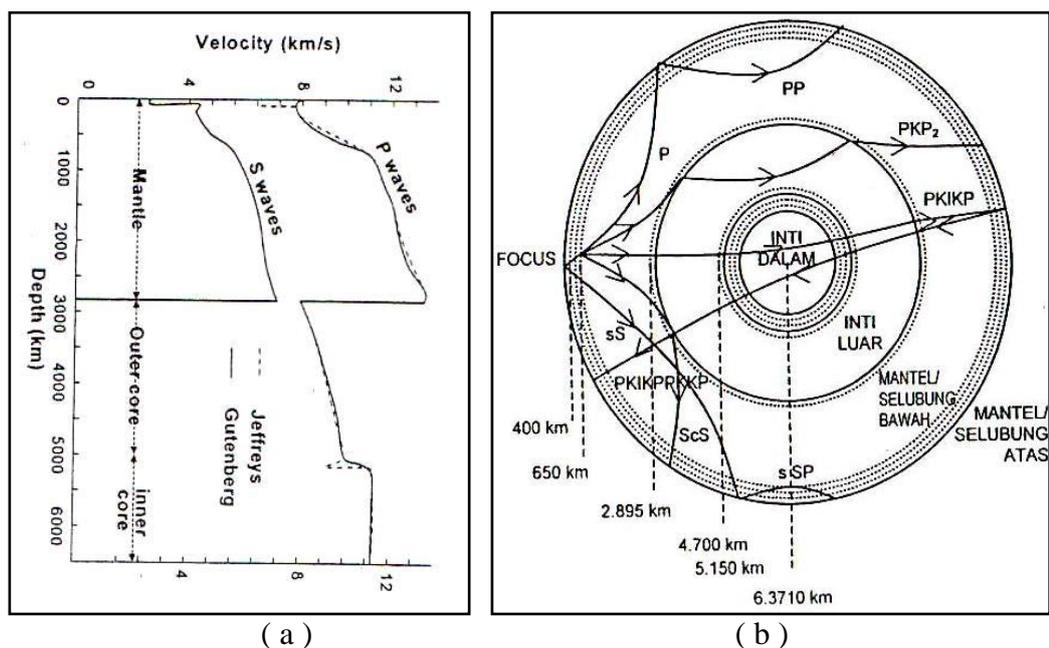
## 4. Penjalaran Gelombang Primer pada Bagian dalam Bumi

Gelombang gempabumi yang dipancarkan oleh sumbernya akan menjalar ke segala arah dengan tipe, kecepatan dan arah penjalaran bervariasi tergantung pada sifat fisis dan dimensi medium. Medium yang paling sederhana yaitu medium yang homogen isotropik dan elastik sempurna, penjalaran gelombang gempabumi berbentuk garis lurus. Menurut Ibrahim dan Subardjo (2000:15).

Gelombang gempabumi yang menjalar pada tiap lapisan bumi akan sampai pada stasiun pencatat gempa melalui tiga cara, yaitu gelombang langsung, gelombang pantul dan gelombang bias, hal ini tergantung pada jarak episenter gempa dan nilai perbedaan kecepatan pada masing-masing lapisan.

Gelombang P langsung yang sampai di permukaan bebas dapat dipantulkan sekali atau lebih menjadi gelombang P dan S. Gelombang P yang dipantulkan sekali oleh permukaan bebas menjadi PP dan PS. Gelombang PP yang dipantulkan lagi oleh permukaan bebas melalui mantel disebut PPP, sedang gelombang PS yang dipantulkan kembali oleh permukaan disebut PSP.

Gelombang P yang melewati inti luar diberi notasi dengan huruf K, yaitu singkatan dari Kernwellen ahli seismologis Jerman yang menemukan pertama kali. Tingkah laku gelombang ini terlihat pada Gambar 3 berikut ini.



(a) (b)  
Sumber: Ibrahim dan Soebardjo (2000:22)

Gambar 3.

- (a) Grafik perbandingan kec Gel. P dan Gel. S terhadap kedalaman  
(b) Penjalaran gelombang P yang melalui mantel, inti luar dan inti dalam

Gelombang langsung yang melewati mantel, kemudian dibiaskan ke inti luar dan keluar lagi melalui mantel dapat berbentuk empat macam gelombang, yaitu: PKP, PKS, SKP dan SKS. Gelombang PKP sering disingkat dengan notasi P'. Gelombang P yang melewati inti dalam diberi notasi I dan membentuk empat macam gelombang yaitu: PKIKP, PKIKS, SKIKP dan SKIKS. Gelombang S yang melewati inti dalam diberi simbol J, namun dalam prakteknya juga digunakan simbol I.

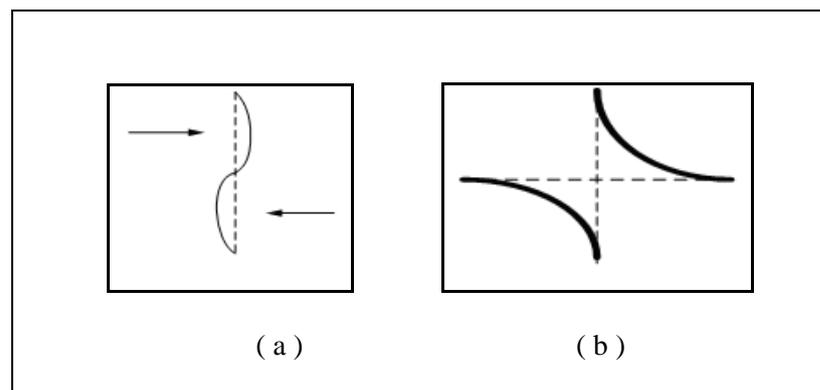
## **B. Teori Mekanisme Fokus Gempabumi**

Mekanisme fokus merupakan suatu peninjauan bidang patahan yang antara lain meliputi *strike*, *dip* dan *rake*. Mekanisme fokus dapat ditentukan dengan berbagai macam cara, diantaranya menggunakan gerakan awal gelombang longitudinal (P). Penggunaan gerakan awal gelombang P untuk memudahkan karena gelombang P mudah untuk dianalisa dan merupakan gelombang yang pertama kali tercatat di stasiun pengamat gempabumi Berdasarkan sifat radiasi gelombang P, maka dapat diperoleh distribusi radiasi dan polarisasinya yang dibedakan sebagai gerakan repulsif disebut ***kompresi*** (c), sedangkan gerakan atraktif atau ***dilatasi*** (d). Distribusi gelombang P yang menjalar kesegala arah mengakibatkan titik disuatu episenter yang dimisalkan sebagai suatu bola dapat dibagi menjadi empat kuadran yang dipisahkan oleh dua buah nodal yang membentuk suatu mekanisme fokus gempabumi.

## 1. Teori Kopel Tunggal

Menurut kesimpulan para ahli seismologi pada tahun 1960 gempa bumi secara implisit adalah suatu *slip* sesar yang tiba-tiba. Untuk menentukan mekanisme sumber gempa bumi salah satu metodenya adalah dengan membandingkan pola arah gerak awal gelombang seismik yang teramati di seluruh dunia dengan pola teoritis yang dihitung berdasarkan model gaya sederhana. Rekaman yang pertama kali tercatat ialah gelombang P (primer).

Seorang ahli seismologis H. Nakano yang pertama kali membuat perhitungan teoritis tentang pola radiasi gelombang dengan anggapan bahwa didalam sumber gempa bumi bekerja dua gaya yang berlawanan arah dan sama besar (kopel tunggal) atau system gaya type I seperti terlihat pada gambar 4 berikut ini:

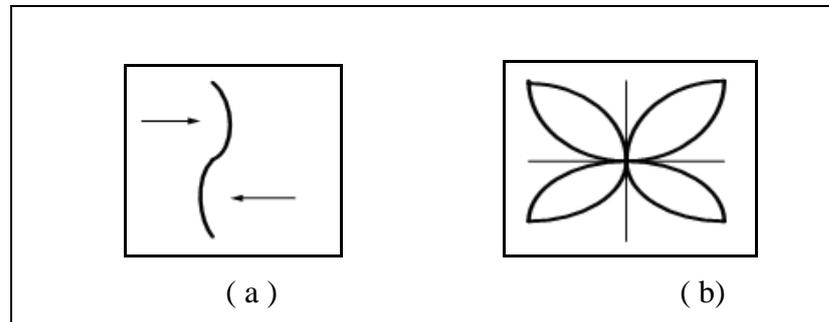


Sumber: Suetsugu (1995)

Gambar 4.  
(a) Model Gaya Tipe I (Kopel Tunggal)      (b) Model Elastic Rebound

Sedangkan P. Byerly membuat metode untuk mengurai arah gerak suatu sumber sesar yang dianggap pegas elastis. Didapat dari perbedaan awal gelombang P yang diamati, dengan menggunakan metode kopel tunggal.

Metode ini dikembangkan oleh Hodson untuk menentukan karakteristik bidang sesar gempa seperti terlihat pada gambar 5 berikut ini:



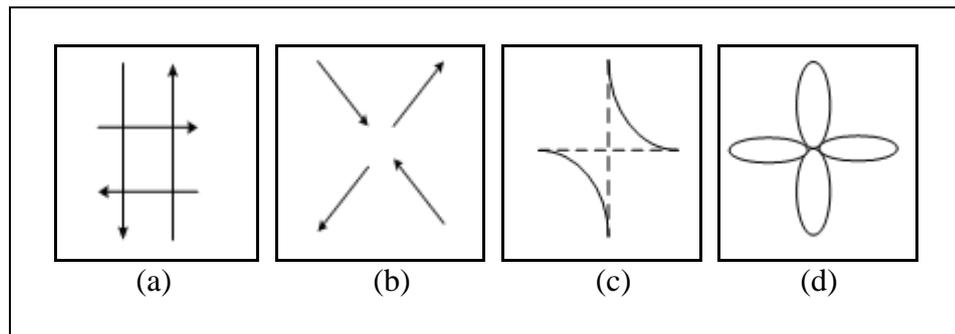
Sumber: Suetsugu (1995)

Gambar 5.  
(a) Sumber Gempabumi (b) Pola Radiasi Gelombang P

Berdasarkan pola radiasi gelombang P, tidak membedakan antara bidang sesar dan bidang yang tegak lurus bidang sesar (*Auxiliary Plane*) karena bentuk pola radiasi simetris, sehingga digunakan radiasi gerak awal gelombang S, karena memiliki dua lob sehingga dapat dibedakan bidang sesar yang dikehendaki.

## 2. Teori Kopel Ganda

Hipotesa lainnya ialah sistem gaya kopel ganda menyatakan sumber gempabumi bekerja empat gaya sama besar dan berlawanan arah yang berlaku sebagai sepasang momen gaya yang saling tegak lurus. Gaya ini selanjutnya disebut sebagai system gaya type II. Sistem ini dapat menerangkan posisi gaya yang bekerja pada akhir proses patahnya atau bergesernya suatu lapisan sesuai teori pegas elastis (*Elastis Rebound Theory*). Teori ini dapat juga menerangkan polaritas gelombang P dari tempat gempabumi alami seperti pada gambar 6 berikut:



Sumber: Suetsugu (1995)

Gambar 6.

- (a) Model kopel ganda                      (b) Model Equivalen Force  
 (c) Sumber Sesar Sebenarnya              (d) Pola Radiasi Gelombang S

Karakteristik model kopel ganda:

a. Asumsi sumber titik

Dengan asumsi bahwa sumber gempa bumi adalah sebuah titik. Hal ini cocok apabila jarak hiposenter dan stasiun lebih besar dari ukuran sesar.

b. Konfigurasi sistem gaya kopel ganda: Model ini mempunyai dua pasang gaya yang masing-masing mempunyai magnitude yang sama dan berlawanan arah.

c. Ekuivalen sistem gaya kopel ganda dengan dislokasi geser (gerak sesar): sistem gaya kopel ganda menghasilkan medan perpindahan yang sama terhadap sumber gempa seperti yang sama berkenaan dengan dislokasi geser (*shear dislocation*) disepanjang sesar.

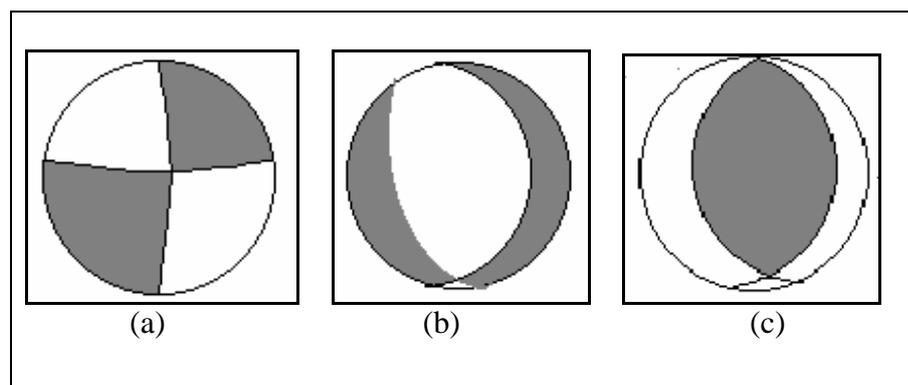
Salah satu dari dua orientasi kopel ganda merupakan orientasi dari sesar, sehingga kopel ganda menghasilkan dua orientasi bidang sesar yang mungkin terjadi.

### 3. Bola Fokus dan Diagram Bola Fokus

Bola fokus adalah imajinasi dari sebuah bola yang pusatnya berimpit dengan sumber gempa bumi. Bola fokus merupakan hasil analisa pola gelombang

gempabumi yang tercatat pada seismogram. Pembuatan bola fokus ini dapat dilakukan dengan cara inversi gelombang atau dapat juga dilakukan dengan teknik proyeksi dari pola distribusi gelombang P. Untuk mengplot suatu titik pada bola fokus yang berisi gerakan awal gelombang P digunakan sistem koordinat sudut keberangkatan gelombang (*incident angle*) dan azimuth stasiun pencatat.

Bola fokus yang didapatkan dari hasil analisa arah gerakan awal gelombang P adalah bentuk tiga dimensi sehingga sulit untuk menginterpretasikannya secara visual. Cara menginterpretasikan yaitu dengan membagi bola fokus menjadi dua bagian, bagian atas dan bawah. Kemudian setengah bola bagian bawah disinari dari bawah, sehingga didapatkan gambar bola dalam dua dimensi yang disebut dengan diagram bola fokus.



Sumber: Ibrahim dan Subardjo ( 2000:54)

Gambar 7.  
Simbol Tiga Macam Patahan Dalam Bentuk Bola Fokus  
(a) Patahan Mendatar, (b) Patahan Normal, (c) Patahan Naik

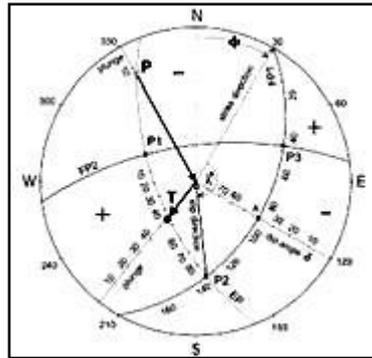
Hasil akhir dari mekanisme fokus adalah bola fokus atau yang juga dikenal dengan *beach ball focal mechanism*. Bola fokus akan memberikan parameter-parameter orientasi bidang sesar yaitu *strike*, *dip* dan *rake*. Ibrahim dan Subardjo (2000:11) mengungkapkan bahwa bola fokus adalah suatu ilustrasi dari sebuah bola yang berpusat di sumber gempabumi. Bola fokus meliputi jejak seismik yang

menjalar dari sumber gempa bumi sampai ke stasiun penerima. Bola fokus yang didapat dari hasil analisa arah gerakan awal gelombang P adalah bentuk tiga dimensi sehingga sulit untuk menginterpretasikannya secara visual. Cara menginterpretasikannya yaitu dengan membagi bola fokus menjadi dua bagian, sehingga didapatkan gambar bola dalam dua dimensi yang disebut dengan diagram bola fokus.

Pendapat lain tentang bola fokus, menurut Cronin (2004:14) mengatakan bahwa bola fokus merupakan penggambaran dari dua bidang nodal yang terpisah di kuadran yang berlawanan dimana daerah hitam (kuadran kompresi/gerakan pertama gelombang primer naik) dan putih (kuadran dilatasi/gerakan pertama gelombang primer turun).

Penginterpretasian bola fokus perlu diingat bahwa sumbu *pressure* (P) dan *tension* (T) menyatakan arah dari gaya yang bekerja di hiposenter, sementara gelombang P kompresi dan dilatasi merupakan arah dan gerakan menuju stasiun. Sumbu P diletakkan pada suatu kuadran dilatasi (daerah yang tidak diarsir) dan sumbu T pada suatu kuadran kompresi (daerah yang diarsir). Gelombang P *kompresi* dan *dilatasi* merupakan arah dan gerakan menuju stasiun. Sumbu P diletakkan pada satu kuadran dilatasi (daerah yang tidak diarsir/putih) dan sumbu T pada satu kuadran kompresi (daerah yang diarsir/diwarnai).

Dalam menganalisa suatu bola fokus dan mendapatkan parameter orientasi bidang sesar, maka kita perlu mengetahui proyeksi parameter bidang sesar dalam diagram bola fokus.



Sumber: Ibrahim dan Subardjo (2000:56)

Gambar 8.  
Parameter Orientasi Bidang Sesar pada Diagram BolaFokus

Berdasarkan diagram proyeksi diagram bola fokus diatas, sudut *strike*, *dip*, dan *rake* dinyatakan dengan dengan  $\Phi$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$ . FP1 menyatakan bidang patahan dan FP2 merupakan bidang bantu (*Auxiliary Plane*), sedangkan EP adalah bidang equator (*Equatorial Plane*). Ketiga bidang tersebut saling berpotongan tegak lurus antara satu dengan lainnya. Titik P1 adalah titik potong antara FP2 dengan EP dan merupakan titik pusat dari FP1. Titik perpotongan antara FP1 dan EP dinyatakan dengan P2 yang juga merupakan titik pusat dari FP2. Sedangkan titik P3 adalah titik potong antara FP1 dan FP2 dan merupakan titik pusat dari bidang equator. P dan T menyatakan sumbu tekanan dan sumbu tarikan. Titik P dan T ditentukan masing-masing  $45^\circ$  dari perpotongan bidang Bantu (FP2) dengan EP.

Sudut *strike* diukur searah jarum jam dari arah utara sampai bidang patahan. Sudut *dip* diukur pada garis yang tegak lurus dengan bidang patahan (FP1). Sudut ini diukur dari bagian pinggir bola sampai titik perpotongan dengan FP1.  $\lambda^*$  diukur pada bidang FP1 sampai perpotongan antara FP1 dan EP. Besarnya nilai *rake* ( $\lambda$ ) untuk sesar naik adalah  $180^\circ - \lambda^*$ , sedangkan untuk sesar turun nilainya adalah  $-\lambda^*$ .

#### 4. Sesar

Sesar adalah suatu rekahan pada batuan dimana bagian yang dipisahkan oleh rekahan itu bergerak satu terhadap lainnya. Jika kita melihat suatu sesar maka dua bagian yang harus dipahami yaitu *Footwall* serta *Hangingwall*. Adapun yang dimaksud dengan *Footwall* adalah bagian yang terletak di bawah bidang sesar, sedangkan bagian yang di atas sesar disebut *Hangingwall*.

Gerakan bidang sesar dapat dibedakan menjadi tiga macam (M. Baumbach and H. Grosser, 2000:66), yaitu:

1. *Dip Slip*, yaitu pergerakan sesar terjadi dalam arah sejajar dengan sudut kemiringan sesar.
2. *Strike Slip*, yaitu pergerakan sesar terjadi dalam arah sejajar dengan sudut strike.
3. Kombinasi *dip slip dan stike slip* (diagonal), yaitu sesar bergerak secara diagonal.

Mekanisme fokus gempa bumi merupakan cara untuk menentukan bentuk patahan di hiposenter penyebab terjadinya gempa bumi. Hal lain mengenai mekanisme fokus diterangkan oleh Cronin (2004:1) bahwa mekanisme fokus adalah hasil analisis dari gelombang gempa bumi (gelombang seismik) yang terekam oleh seismograf pada beberapa stasiun pencatat gempa.

Jadi mekanisme fokus gempa bumi merupakan cara untuk menentukan bentuk patahan di hiposenter gempa bumi dengan menganalisis gelombang seismik yang terekam oleh beberapa stasiun pencatat gempa bumi. Data diambil dari beberapa stasiun pencatat gempa bumi dengan tujuan agar bentuk bola fokus yang dihasilkan sempurna, sehingga bisa diketahui bentuk patahannya. Bentuk patahan gempa bumi

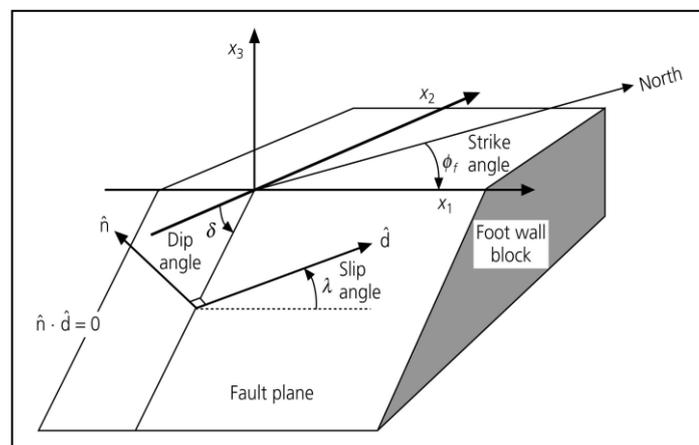
ditinjau dari nilai *strike*, *dip* dan *rake* yang didapat dari penganalisaan mekanisme fokus. *strike*, *dip* dan *rake* disebut juga orientasi bidang sesar.

Inti dari studi mekanisme sumber gempa bumi ini pada dasarnya adalah penentuan orientasi bidang sesar dengan parameter (Vince Cronin, 2004:6)

1. Strike ( $\Phi$ ) : sudut yang dibentuk antara jurus sesar dengan arah utara diukur searah jarum jam, ( $0^\circ \leq \Phi \leq 360^\circ$ ).
2. Dip ( $\delta$ ) : sudut yang dibentuk oleh bidang sesar dengan bidang horizontal diukur dari permukaan horizontal, ( $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$ ).
3. Rake/ Slip Angle ( $\lambda$ ) : sudut yang dibentuk oleh arah strike dengan arah slip (arah gerak Hangingwall), ( $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ ).

Jika patahannya berupa Thrust Fault  $\lambda > 0^\circ$ .

Jika patahannya Normal Fault maka  $\lambda < 0^\circ$ .

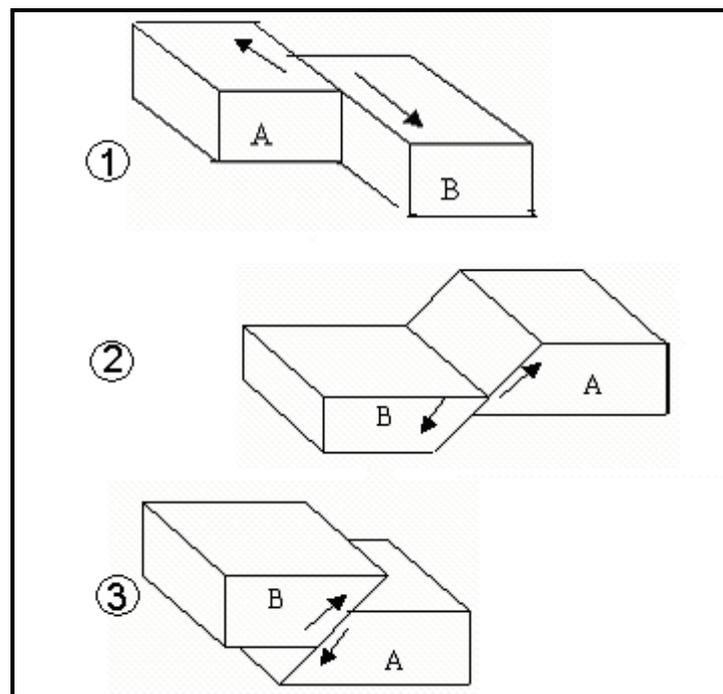


Sumber: Stein & Wyession, (2003:218)

Gambar 9.  
Parameter Orientasi Bidang Sesar

Berdasarkan jenis pergerakannya sesar dapat dibedakan menjadi:

1. Sesar geser, yaitu sesar dimana patahan bergerak mendatar satu sama lain (*strike slip fault*).
2. Sesar turun, yaitu sesar dimana *hangingwall* bergerak relatif ke bawah terhadap *footwall*. Disebut juga sebagai sesar normal (*normal fault*).
3. Sesar naik, yaitu sesar dimana *hangingwall* bergerak relatif ke atas terhadap *footwall* (*reverse fault*).



Sumber: Ibrahim dan Subardjo, (2000:7)

Gambar 10.  
Jenis-jenis Pergerakan Sesar

## 5. Penentuan Mekanisme Sumber Gempabumi dengan Metode Impuls Gelombang P

Pada umumnya gempabumi diakibatkan karena adanya patahan pada lapisan batuan secara tiba-tiba. Karena sumber gempabumi terletak di dalam bumi, maka untuk menentukan mekanisme sumber gempabumi dipergunakan gelombang

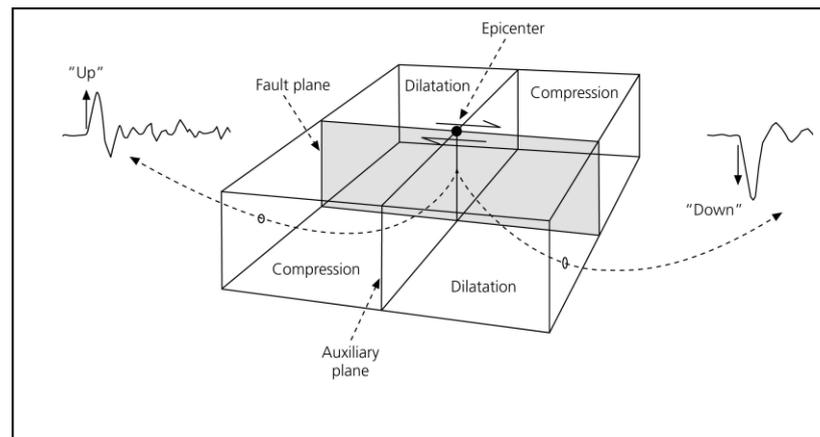
seismik. Salah satunya adalah dengan menggunakan impuls atau gerak awal gelombang P. Arah gerak awal gelombang inilah yang dijadikan sebagai salah satu objek pengamatan dalam mempelajari mekanisme sumber gempa bumi.

Untuk menyederhanakan pengamatan dan penelitian, ketentuan yang perlu diketahui dalam mempelajari mekanisme sumber gempa bumi antara lain:

1. Arah gerak awal gelombang P dianggap sesuai dengan arah gaya kopel yang bekerja pada sumber gempa bumi.
2. Bumi dianggap homogen isotropis.

### **1) Pola Distribusi Gerakan Awal Gelombang P**

Seperti diketahui bahwa gelombang P yang menjalar melalui bagian dalam bumi memiliki kecepatan paling tinggi dibandingkan gelombang seismik lainnya. Oleh karena itu, maka gelombang P tiba pertama kali di stasiun pencatat gempa bumi. Gerakan awal gelombang P tergantung dari mekanisme sumber gempa bumi yang terjadi. Arah gerak awal gelombang P akan terlihat lebih jelas dalam seismogram pada komponen vertikal. Ini disebabkan karena gerakan partikel gelombang P searah dengan penjarannya. Pada prinsipnya distribusi gerakan awal gelombang P merupakan fungsi jarak, dimana amplitudo gelombang P akan maksimal terjadi pada lokasi di sekitar sumber gempa bumi, dan akan semakin kecil pada lokasi yang lebih jauh dari sumber gempa bumi. Arah gerakan awal ini dinyatakan dengan arah anak panah. Arah anak panah yang menjauhi sumber gempa bumi disebut dengan *kompresi* (c) dan arah yang mendekati sumber gempa bumi dikenal sebagai *dilatasi* (d).



Sumber: Ibrahim dan Subardjo( 2000: 75)

Gambar 11.  
Pola Distribusi Gelombang P

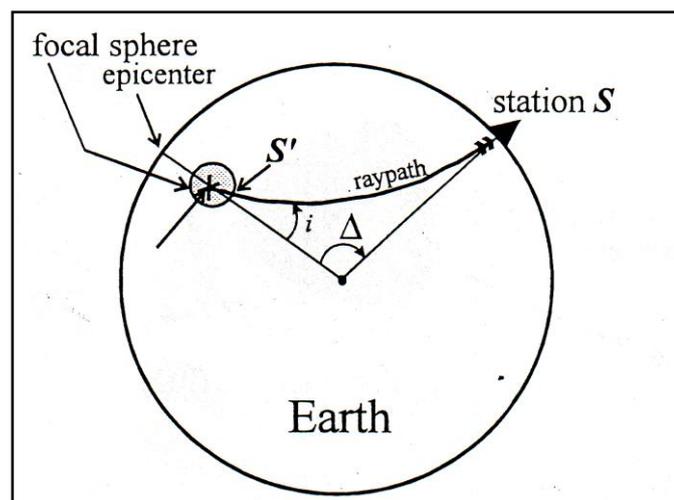
## 2) Diagram Mekanisme Fokus Gempabumi

Studi mekanisme fokus gempabumi bertujuan untuk menentukan model sesar gempabumi berdasarkan bidang nodal dari hasil pengamatan polaritas gelombang P yang dipancarkan oleh hiposenter. Jika stasiun seismograf yang melingkupi pusat gempabumi cukup banyak maka dengan mudah dapat dipisahkan antara kelompok stasiun yang merekam kompresi dan kelompok stasiun yang merekam dilatasi. Kadang-kadang jumlah stasiun tidak cukup sehingga tidak semua gempabumi dapat ditentukan solusi mekanisme pergerakan pusat gempabuminya.

Untuk menggambarkan distribusi polaritas gerakan awal gelombang P secara global dapat digunakan prosedur grafik untuk menentukan dua bidang nodal. Hiposenter diasumsikan sebagai bola dengan radius sangat kecil yang disebut bola pusat gempa. Gelombang gempabumi mencapai stasiun seismograf S meninggalkan bola pusat gempabumi dengan sudut elevasi  $i$  dan azimuth  $\Phi$ . Ditentukan S pada bola pusat gempabumi dengan polaritas gelombang P kompresi atau dilatasi yang diamati di stasiun seismograf S. Prosedur ini dilakukan untuk semua stasiun yang merekam

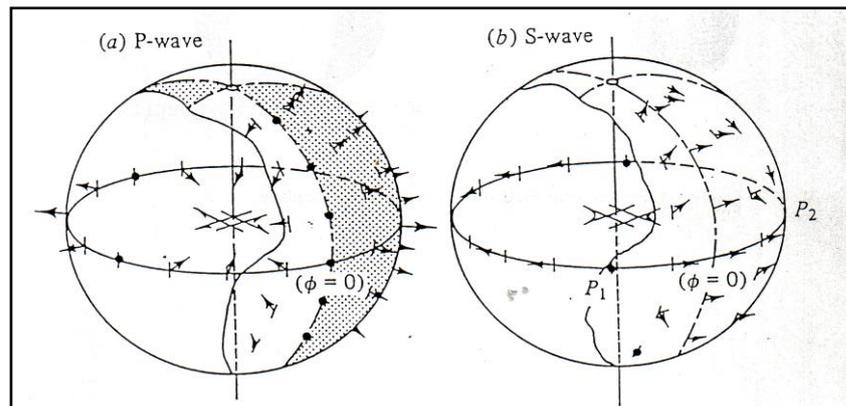
getaran gempabumi sehingga diperoleh polaritas gelombang P secara global yang yang dipancarkan dari hiposenter. Metode ini didasarkan pada kenyataan bahwa polaritas gerakan awal gelombang langsung P tidak berubah selama penjarannya sehingga polaritas pada bola pusat gempabumi masih sama dengan polaritas pada hipocenter.

Untuk kasus gelombang seismik refleksi seperti gelombang P, polaritas gerakan awal akan berubah sebaliknya setelah meninggalkan bidang refleksi. Karena bola pusat gempabumi merupakan bentuk dimensi ruang maka polaritas gerakan awal gelombang P akan terdistribusi dalam tiga dimensi. Hal ini sangat sulit untuk diinterpretasikan secara visual. Untuk mengatasi masalah tersebut perlu dibuat proyeksi dari bentuk tiga dimensi ke bentuk dua dimensi yang disebut sebagai diagram mekanisme pusat gempabumi yang lebih mudah dibuat interpretasinya secara visual (Gambar 9).



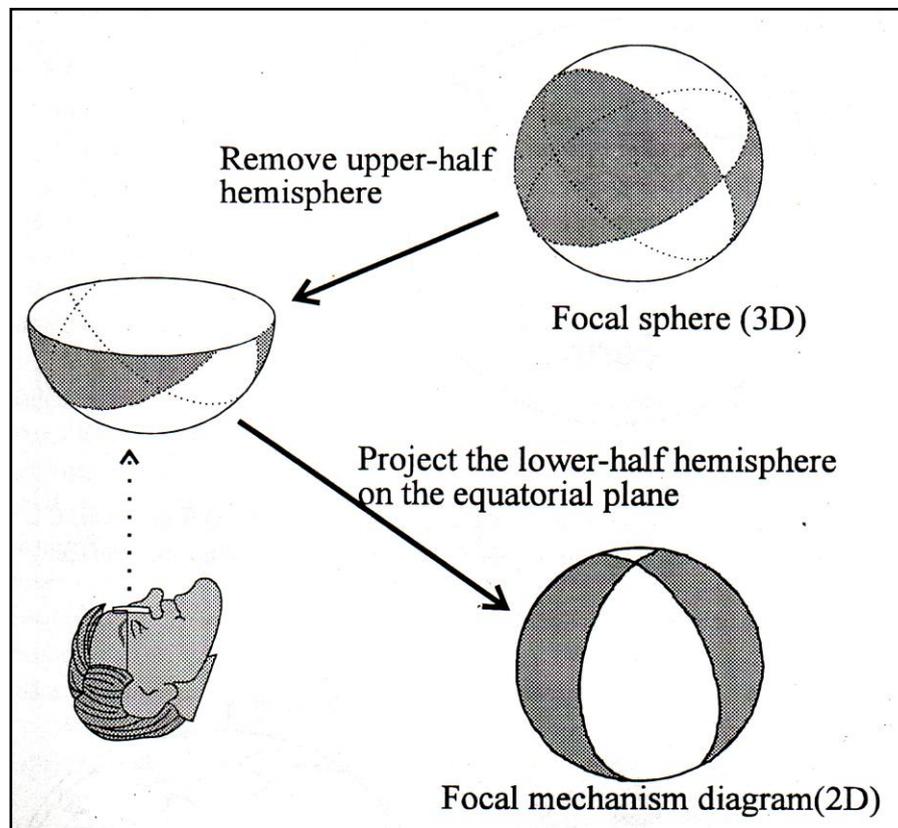
Sumber: Suetsugu (1995: 21)

Gambar 12.  
Bola pusat gempabumi yang menggambarkan hipocenter



Sumber: Suetsugu (1995:21)

Gambar 13.  
Gambaran Tiga Dimensi Radiasi Gelombang Gempabumi Model Kopel Ganda

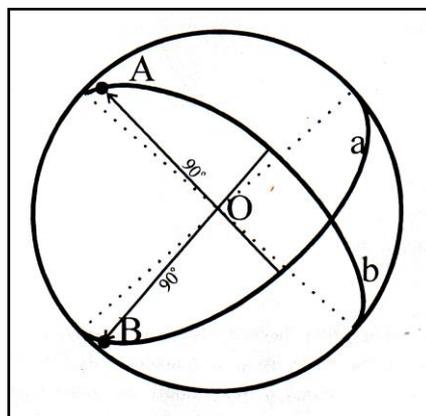


Sumber: Suetsugu, (1995:22)

Gambar 14.  
Proyeksi Bola Pusat Gempabumi ke Bidang Equatorial

Sebelum membuat diagram mekanisme pusat gempa bumi perlu ditentukan lebih dahulu bagaimana cara menginterpretasikannya. Gambar 14 menunjukkan cara memproyeksikan dari bola pusat gempa bumi ke diagram pusat gempa bumi. Pada model kopel ganda pola radiasi gelombang seismik simetri dengan hiposenter sehingga yang dapat diproyeksikan hanya setengah bola pusat gempa bumi. Bola pusat gempa bumi dibelah menjadi dua (bagian atas dan bawah) oleh bidang horizontal yang melalui hiposenter. Polaritas data S' (kompresi atau dilatasi) pada belahan bola bagian bawah diproyeksikan ke titik pada diagram. Polaritas data pada belahan bola bagian atas simetris dengan data yang ada di belahan bola bagian bawah.

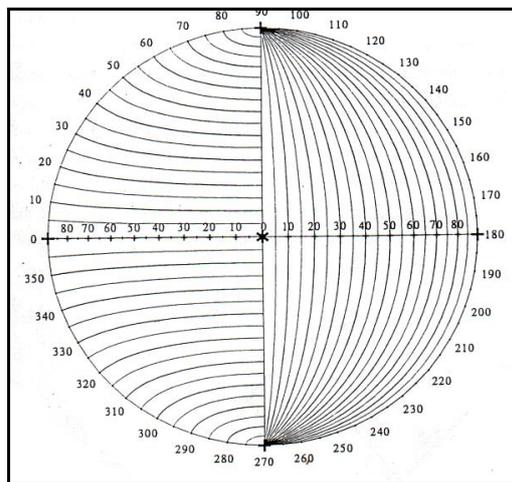
Dua bidang nodal dinyatakan pada diagram sebagai dua garis karena dua bidang tersebut tegak lurus satu sama lain maka masing-masing bidang saling berpotongan melalui pusatnya. Pusat ini merupakan vektor yang tegak lurus bidang. Arah vektor yang menjauhi hiposenter ditandai dengan titik potong antara vektor dan bola pusat gempa bumi yang dinyatakan titik pada diagram. Gambar 12. menunjukkan titik potong tersebut sebagai titik A dan B pada garis nodal b dan a.



Sumber: Sumber: Suetsugu, (1995:23)

Gambar 15.  
Orthogonalitas dua bidang nodal

Dua garis nodal membagi diagram ke dalam empat kuadran kompresi dan dilatasi gelombang seismik. Kuadran kompresi biasanya dinyatakan dengan gambar arsiran. Pada diagram dapat dibaca parameter bidang nodal yang terdiri dari sudut *strike*, *dip*, dan *rake (slip)*. Penting untuk diketahui bahwa salah satu dari bidang nodal merupakan sesar/patahan gempabumi.



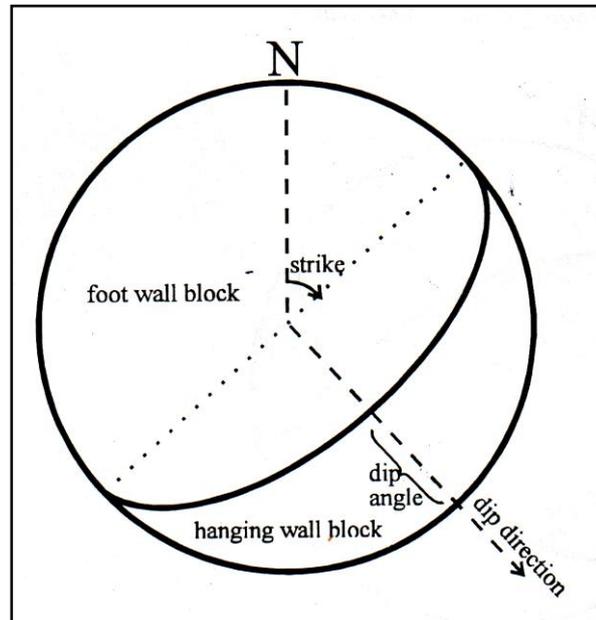
Sumber: M.Baumbach (2000:63) dan Suetsugu (1995:21)

Gambar 16.  
Bidang proyeksi luasan sama (bidang *stereografis*).

Gambar 16 digunakan untuk menentukan parameter bidang sesar/patahan dari diagram mekanisme pusat gempabumi. Bagian kanan gambar tersebut digunakan untuk menggambar garis nodal. Sedangkan bagian kiri digunakan untuk menentukan azimuth dan sudut busur pada garis nodal. Garis horizontal digunakan untuk menentukan sudut atau bidang nodal yang diukur dari garis vertikal. Gambar 13, 14, 15 menunjukkan cara bagaimana menentukan *strike*, *dip*, *rake*, lokasi (*plunge* dan azimuth) sumbu P dan T pada diagram yang merupakan parameter bidang sesar.

Prosedur untuk menentukan parameter bidang sesar dapat dijelaskan sebagai berikut:

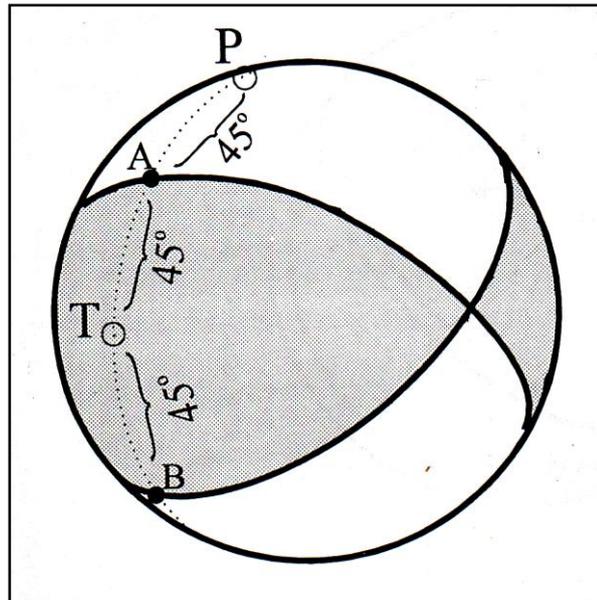
1. Untuk menentukan *strike*, posisi hanging wall di sebelah kanan arah *strike* dan diukur searah jarum jam dari arah utara (Gambar 17).
2. Dip diukur dengan menggunakan setengah lingkaran bagian kanan gambar 15 dan 16.



Sumber: Suetsugu, (1995:12)

Gambar 17.  
Pengukuran Sudut *Strike* dan *Dip* pada Diagram.

1. Sumbu tekanan P dan sumbu tarikan T terletak pada titik 450 dari dua titik A dan B (gambar 17 ). Sumbu P di kuadran dilatasi dan sumbu T di kuadran kompresi dengan gambar arsiran. Perpotongan antara dua garis nodal disebut sumbu N (null) yang merupakan arah stress nol. Sumbu P, T, dan N ditentukan oleh azimuth (diukur searah jarum jam dari arah utara) dan plunge (diukur ke arah bawah dari horizontal). Kedua sudut tersebut diukur dengan menggunakan kertas stereografis. Tekanan dan tarikan menunjukkan arah gaya yang bekerja pada hiposenter, sedangkan kompresi dan dilatasi merupakan arah gerakan awal gelombang P seismogram.



Sumber: Suetsugu, (1995:13)

Gambar 18.

Penentuan Sumbu P dan T  $45^{\circ}$  dari Dua Kutub Pada Garis Nodal.

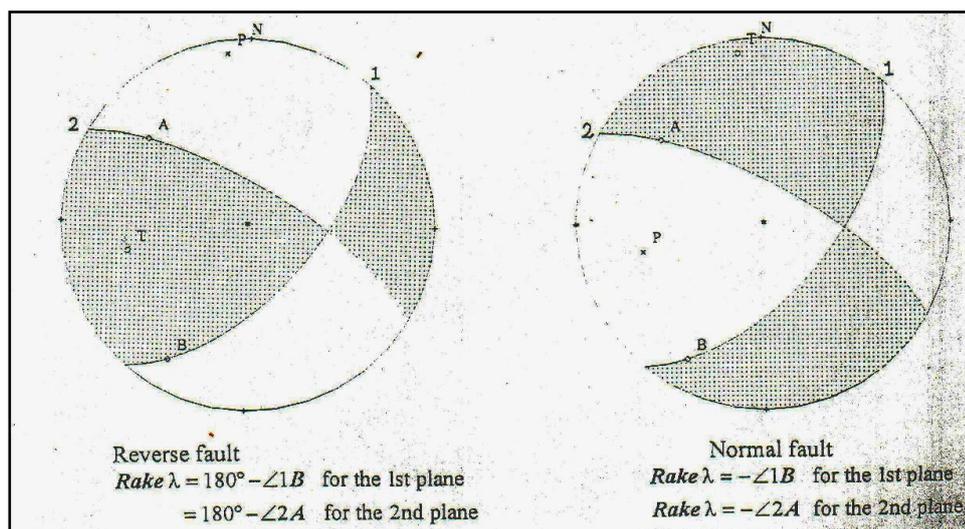
Jika pusat diagram (hiposenter) berada di kuadran kompresi (arsiran) maka sesar gempa bumi disebut *reverse fault* dan jika berada di kuadran dilatasi maka disebut *normal fault*. Dengan kata lain bila sumbu T berada pada satu kuadran dengan pusat diagram akan diperoleh *reverse fault*. Sebaliknya bila sumbu P berada dalam kuadran yang sama dengan hipocenter maka akan dihasilkan *normal fault*. Jika pusat diagram berada pada atau dekat dua garis nodal maka akan dihasilkan *strike slip fault*.

2. Vektor slip untuk satu bidang nodal tegak lurus pada bidang nodal lainnya sehingga vektor slip untuk bidang nodal berhubungan dengan kutub vektor bidang nodal lainnya. *Rake* dari vektor slip didefinisikan dengan sudut antara arah *strike* dan vektor slip (kutub vektor) (gambar 11). Atau dengan kata lain:
  - i. Untuk *normal fault*, *rake* dari bidang nodal ditandai dengan-[sudut antara *strike* bidang dan kutub bidang yang lain.

- ii. Untuk *reverse fault rake* bidang nodal diperoleh dengan  $180^\circ -$  [sudut antara *strike* bidang dan kutub bidang yang lain].

Sudut *rake* diukur menggunakan setengah lingkaran bagian gambar stereografis.

Sudut *rake* negatif untuk *normal fault* karena sudut *rake* negatif menunjukkan bahwa *hangingwall block* bergerak turun secara relatif terhadap *footwall block*. Untuk *reverse fault* bila vektor *slip* menunjuk ke arah atas dan diukur sudut antara arah *strike* dan kutub pada setengah lingkaran bagian atas. Untuk membuat diagram mekanisme pusat gempa bumi digunakan setengah bola bagian bawah kemudian mengkonversi sudut yang telah diukur pada setengah bola bagian bawah ke sudut *rake* dengan mengurangkan sudut tersebut dari  $180^\circ$ .

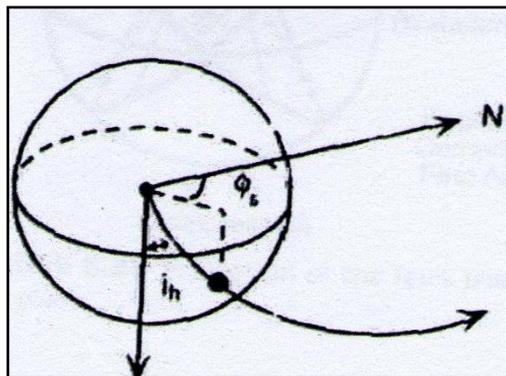


Sumber: Suetsugu, (1995:12)

Gambar 19.  
 Penentuan Sudut *Rake* Pada *Reverse Fault* (Kiri) dan *Normal Fault* (Kanan)

## 6. Hubungan Antara Parameter Seismik dengan Parameter Geometri Sesar

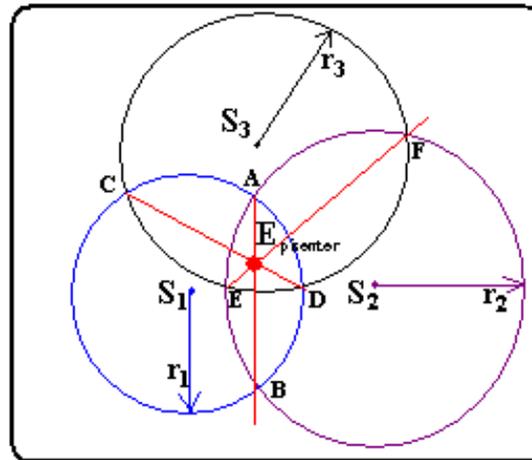
Parameter seismik meliputi waktu kejadian gempabumi, episenter, magnitudo, kedalaman dan intensitas gempabumi. Sedangkan parameter geometri sesar meliputi *strike*, *dip* dan *rake*. Parameter seismik yang berhubungan dalam penganalisaan parameter geometri sesar yaitu episenter dan kedalaman gempabumi. Episenter gempabumi akan membantu dalam menemukan nilai *azimuth* sedangkan kedalaman membantu dalam menemukan nilai *take off angle*. *Azimuth* merupakan sudut yang ditarik dari titik Utara searah dengan jarum jam hingga stasiun pangamat gempa, azimuth dilambangkan dengan  $\phi_S$ . *Take off angle* yaitu sudut keberangkatan gelombang yang diukur dari arah vertikal sampai arah gelombang, *take off angle* dilambangkan dengan  $i_h$ . Untuk lebih jelasnya tentang *azimuth* dan *take off angle* dapat dilihat pada gambar berikut:



Sumber: Suetsugu, (1995:13)

Gambar 20.  
*Azimuth dan Take Off Angle.*

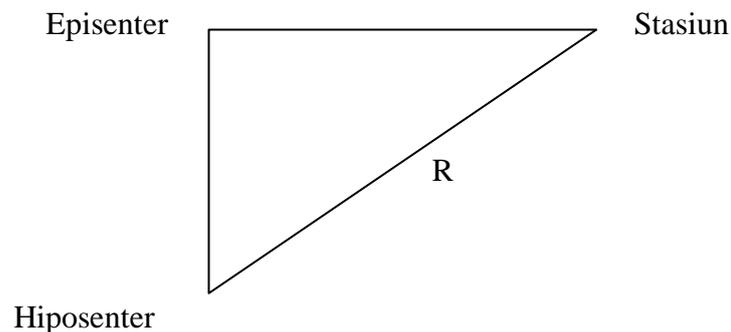
Episenter gempabumi dapat diketahui dengan menggunakan metoda titik berat tiga stasiun pencatat gempa. Penentuan episenter dengan menggunakan tiga stasiun pencatat S1, S2 dan S3 dapat dibuat masing-masing lingkaran dengan pusat stasiun dan jari jari  $r_1$ ,  $r_2$  dan  $r_3$ .



Sumber: Ibrahim dan Subardjo, (2000:47)

Gambar 21.  
Penentuan Episentor Dengan Metode Titik Berat

Koordinat episentor E merupakan perpotongan garis berat ketiga lingkaran tersebut. Jari-jari lingkaran adalah jarak hiposentor dengan stasiun pengamat gempa, dapat dihitung  $R = (T_S - T_P) \cdot k$ .  $(T_S - T_P)$  adalah beda waktu tiba gelombang S dan P dan  $k$  adalah konstanta omori.



Gambar 22.  
Letak Episentor, Stasiun Pengamat Gempa Dan Hiposentor Dua Dimensi Untuk Mendapatkan Nilai R

Jarak hiposentor R dapat ditentukan:

$$\begin{aligned}
 R &= T_{PO} \cdot V_P & (4) \\
 R &= T_{SO} \cdot V_S \\
 &= ((T_S - T_P) + (T_P - T_O)) \cdot V_S \\
 &= (T_{SP} + T_{PO}) \cdot V_S
 \end{aligned}$$

Sehingga diperoleh:

$$T_{PO} * V_P = (T_{SP} + T_{PO}) * V_S \quad (5)$$

Maka:  $R = T_{PO} * V_P$

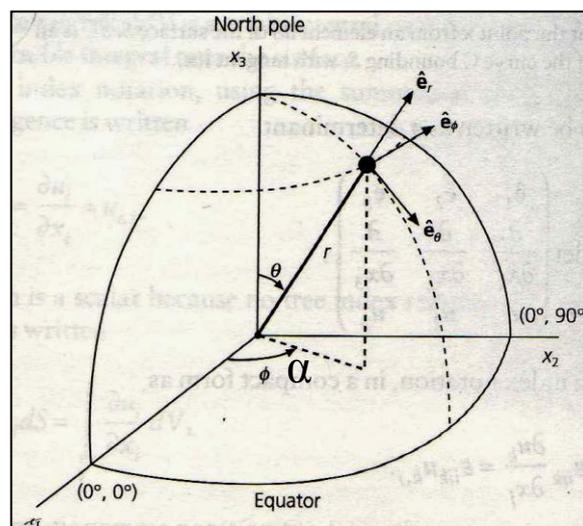
$$R = \frac{T_{SP}}{\frac{V_P}{V_S} - 1} * V_P$$

$$R = \frac{V_P}{\frac{V_P}{V_S} - 1} * T_{SP} \quad (6)$$

$$R = k * T_{SP}$$

- R = jarak hiposenter ke stasiun pencatat gempa
- $T_{PO}$  = waktu jalar gelombang P
- $T_{SO}$  = waktu jalar gelombang S
- $T_{SP}$  = beda waktu tiba gelombang P dan S
- $V_P$  = kecepatan gelombang P
- $V_S$  = kecepatan gelombang S
- $k$  = konstanta omori bernilai 8 km/detik

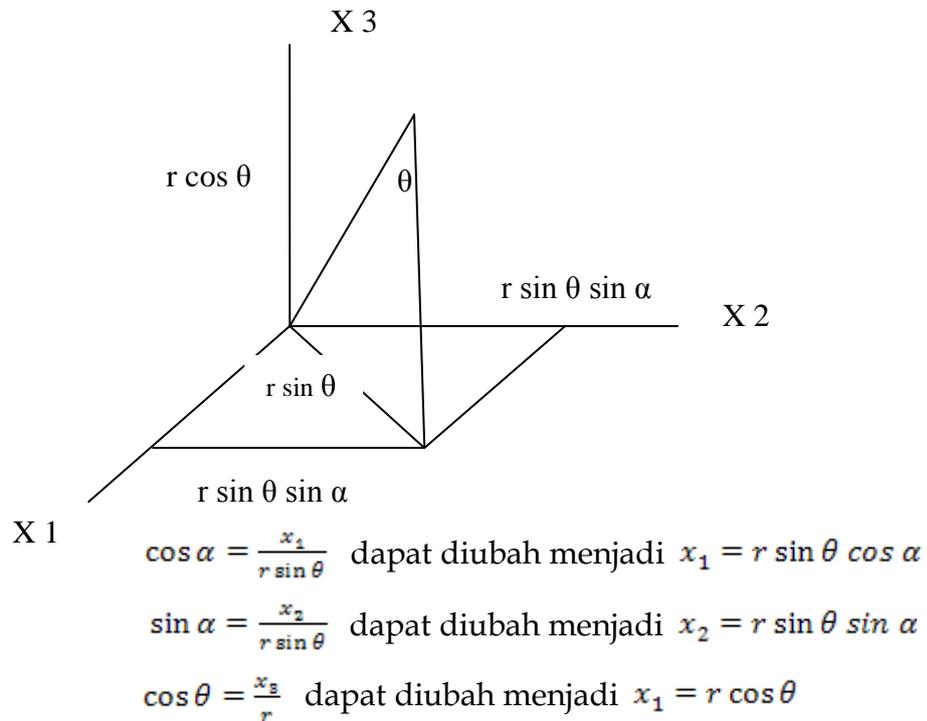
Koordinat episenter yang telah didapatkan, digambarkan dalam sistem koordinat tiga dimensi yaitu sistem koordinat bola.



Sumber Stein dan Wysession, (2003:462)

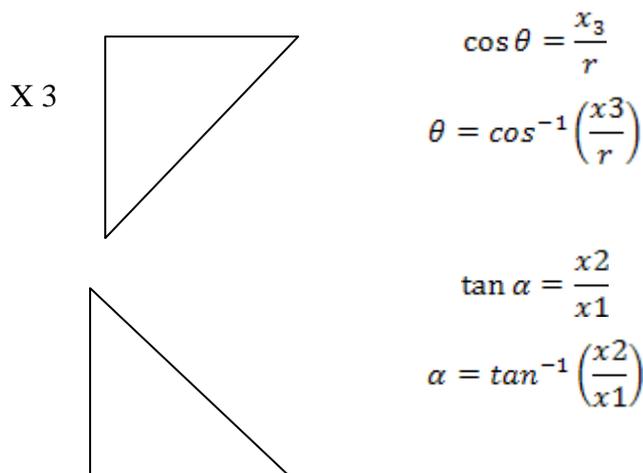
Gambar 23.  
Titik Episenter Dalam Koordinat Bola

Gambar 23 memperlihatkan hubungan antara koordinat bola  $(r, \theta, \alpha)$  dan koordinat kartesian  $(x_1, x_2, x_3)$ . Garis lintang episenter dilambangkan dengan  $\theta$  dan garis bujur episenter dilambangkan dengan  $\alpha$ . Hubungan koordinat bola dan kartesian dapat dijelaskan dengan menggunakan formula:



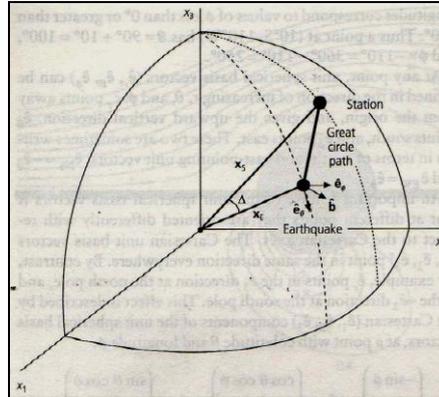
$$x = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r \sin \theta \cos \alpha \\ r \sin \theta \sin \alpha \\ r \cos \theta \end{pmatrix} \quad (7)$$

Dimana,  $r = \sqrt{(x_1^2 + x_2^2 + x_3^2)}$  merupakan panjang vector dalam ruang



Peristiwa gempabumi akan terekam oleh stasiun pengamat gempabumi.

Jarak episenter terhadap stasiun pengamat dapat diketahui dari Gambar 25.



Sumber : Stein dan Wysessionn (2003: 464)

Gambar 24. Letak episenter dan stasiun pengamat gempa dalam koordinat bola (tiga dimensi)

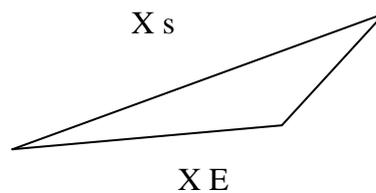
Dari gambar 24 jarak episenter terhadap hiposenter diketahui :

$$X_E = \begin{bmatrix} R \sin \theta_E \cos \alpha_E \\ R \sin \theta_E \sin \alpha_E \\ R \cos \alpha_E \end{bmatrix} \quad (8)$$

Jarak stasiun pengamat gempa terhadap hiposenter diketahui:

$$X_S = \begin{bmatrix} R \sin \theta_S \cos \alpha_S \\ R \sin \theta_S \sin \alpha_S \\ R \cos \theta_S \end{bmatrix} \quad (9)$$

Untuk memperoleh harga *distance* dapat digunakan rumusan :



$$X_S \cdot X_E = R^2 \cos \Delta$$

$$\begin{bmatrix} R \sin \theta_S \cos \alpha_S \\ R \sin \theta_S \sin \alpha_S \\ R \cos \theta_S \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} R \sin \theta_E \cos \alpha_E \\ R \sin \theta_E \sin \alpha_E \\ R \cos \theta_E \end{bmatrix} = R^2 \cos \Delta \quad (10)$$

$$R \sin \theta_S \cos \alpha_S \cdot R \sin \theta_E \cos \alpha_E + R \sin \theta_S \sin \alpha_S \cdot R \sin \theta_E \sin \alpha_E + R \cos \alpha_S \cdot R \cos \alpha_E = R^2 \cos \Delta$$

$$R \sin \theta_S \cos \alpha_S = \frac{R}{2} \{ \sin(\theta_S - \alpha_S) + \sin(\theta_S + \alpha_S) \}$$

$$R \sin \theta_E \cos \alpha_E = \frac{R}{2} \{ \sin(\theta_E - \alpha_E) + \sin(\theta_E + \alpha_E) \}$$

$$R \sin \theta_S \sin \alpha_S = \frac{R}{2} \{ \cos(\theta_S - \alpha_S) - \cos(\theta_S + \alpha_S) \}$$

$$R \sin \theta_E \sin \alpha_E = \frac{R}{2} \{ \cos(\theta_E - \alpha_E) - \cos(\theta_E + \alpha_E) \}$$

$$R^2 \cos \theta_S \cos \theta_E = \frac{R^2}{2} \{ \cos(\theta_S - \theta_E) + \cos(\theta_S + \theta_E) \}$$

$$\sin(\theta_S - \alpha_S) + \sin(\theta_S + \alpha_S) = 2 \sin \frac{1}{2} (\theta_S - \alpha_S + \theta_S + \alpha_S) \cos \frac{1}{2} (\theta_S - \alpha_S - \theta_S - \alpha_S)$$

$$= 2 \sin \frac{1}{2} (2\theta_S) \cos \frac{1}{2} (-2\alpha_S)$$

$$= 2 \sin (\theta_S) \cos (-\alpha_S)$$

$$= 2 \sin \theta_S \cos \alpha_S$$

$$R^2 \sin \theta_S \cdot \cos \alpha_S \cdot \sin \theta_E \cos \alpha_E + R^2 \cdot \sin \theta_S \sin \alpha_S \cdot \sin \theta_E \sin \alpha_E + R^2 \cos \theta_S \cdot \cos \theta_E = R^2 \cos \Delta$$

$$\sin \theta_S \cdot \cos \alpha_S \cdot \sin \theta_E \cos \alpha_E + \sin \theta_S \sin \alpha_S \cdot \sin \theta_E \sin \alpha_E + \cos \theta_S \cdot \cos \theta_E = \cos \Delta$$

$$\sin \theta_S \cdot \sin \theta_E (\cos \alpha_S \cos \alpha_E + \sin \alpha_S \cdot \sin \alpha_E) + \cos \theta_S \cdot \cos \theta_E = \cos \Delta$$

$$\cos \alpha_S \cos \alpha_E + \sin \alpha_S \cdot \sin \alpha_E = \cos (\alpha_S - \alpha_E)$$

Karena  $\cos(A - B) = \cos A \cos B + \sin A \sin B$ , maka persamaan menjadi :

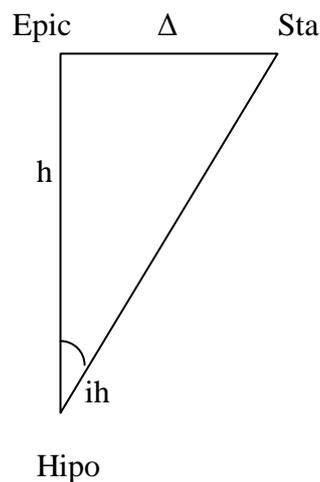
$$\sin \theta_S \sin \theta_E \cos (\alpha_S - \alpha_E) + \cos \theta_S \cos \theta_E = \cos \Delta$$

$$\Delta = \cos^{-1}(\cos \theta_S \cos \theta_E + \sin \theta_S \sin \theta_E \cos(\alpha_S - \alpha_E)) \quad (10)$$

Setelah nilai distance diketahui azimuth dan take off angle dapat diketahui dengan menggunakan rumusan :

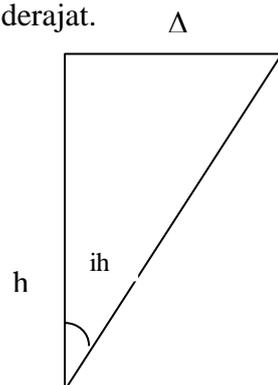
$$\Phi_s = \cos^{-1} \left( \frac{\cos \theta_s \sin \theta_E - \sin \theta_s \cos \theta_E \cos(\alpha_E - \alpha_s)}{\sin \Delta} \right) \quad (11)$$

Gempabumi yang mempunyai kedalaman fokus dangkal, gelombang seismik dianggap langsung tanpa mengalami refraksi, sehingga sudut dapat dihitung dengan rumus yang berdasarkan teorema pythagoras.



Gambar 25. Letak epicenter, stasiun pengamat gempa dan hiposenter dua dimensi

Gambar 25 menyatakan hubungan pythagoras antara hiposenter, episenter dan stasiun pengamat gempabumi. Satuan distance dalam kilometer. Kedalaman dilambangkan dengan h dengan satuannya kilometer. ih merupakan take off angle dalam satuan derajat.



$$ih = \tan^{-1} \frac{\Delta}{h} \quad (12)$$

$\Delta$  = jarak episenter ke stasiun ( $^0 = 111$  km)

$\Theta_E$  = lintang episenter ( $^{\circ}$ )  
 $\Theta_S$  = lintang stasiun ( $^{\circ}$ )  
 $\alpha_E$  = bujur episenter ( $^{\circ}$ )  
 $\alpha_S$  = bujur stasiun ( $^{\circ}$ )  
 $\phi$  = azimuth ( $^{\circ}$ )  
 $i_h$  = take off angle ( $^{\circ}$ )  
 $h$  = kedalaman

### C. Gempabumi Susulan

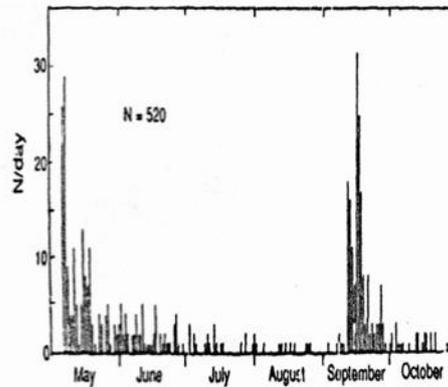
Terjadinya proses patahan dan sesar pada gempabumi dapat mengakibatkan pelepasan energi gempa secara tiba – tiba dalam suatu peristiwa gempabumi. Gempabumi berskala besar disebut sebagai gempabumi utama (main shock). Pada umumnya gempabumi ini selalu diikuti oleh rangkaian gempabumi yang kekuatannya lebih kecil dari gempabumi utama yang disebut dengan gempa susulan (*after shock*). Daerah yang termasuk dalam zona patahan dan sekitarnya memungkinkan terbentuknya kembali pusat tekanan baru, inilah yang dapat menimbulkan gempabumi susulan.

Gempabumi susulan biasanya terjadi tiba – tiba setelah gempabumi utama terjadi. Untuk gempabumi dengan  $M_s \geq 7.0$  ribuan gempabumi susulan mungkin terjadi. Secara umum gempabumi susulan dengan skala terbesar biasanya magnitudonya lebih kecil dari gempabumi utama (gempabumi susulan cukup berbahaya untuk merusak struktur bangunan yang disebabkan oleh gempabumi utama). Pelepasan energi seismik total dari rangkaian gempabumi susulan biasanya melebihi 10 % dari gempa

Omori mempelajari teori gempabumi susulan di Jepang tahun 1930-an dan mengembangkan rumus untuk gempabumi susulan (Hukum Omori)

$$n = \frac{C}{(K + t)^p}$$

Dimana  $n$  adalah banyaknya gempabumi susulan dengan waktu  $t$  setelah gempa utama.  $K$ ,  $C$  dan  $p$  adalah konstanta tergantung pada kekuatan gempabumi dan nilai  $p$  biasanya antara 1.0 - 1.4. Gambar 20. menunjukkan sejarah gempabumi susulan tahun 1974 di Friuli, Italy.



Sumber: Suetsugu, (1995:12)

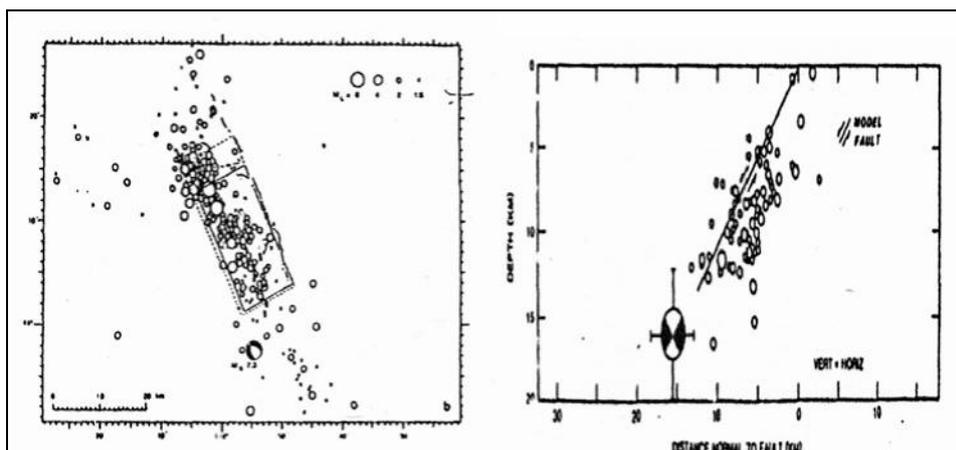
Gambar 26.  
Sejarah gempabumi susulan tahun 1974 di Friuli, Italy

Gambar 26. Jumlah dari gempabumi susulan sebagai fungsi waktu pada gempabumi di Friuli, Italy 6 mei 1976. Runtuhan gempabumi susulan berdasarkan pada hukum Omori sampai awal September, saat peristiwa ke dua terjadi.

Distribusi gempabumi susulan sering digunakan untuk menentukan daerah patahan. Pada sebagian besar gempabumi, daerah patahan (atau daerah gempabumi susulan) di ukur dengan magnitude. Utsu dan Seki (1954) mengembangkan rumus :

$$\log A = 1.02M_{.} + 6.0$$

Dimana  $A$  dalam  $\text{cm}^2$ . Pada umumnya zona patahan diperkirakan dari besarnya gempabumi susulan dalam 1 – 2 hari, batasan ini di buat karena terkadang zona gempabumi susulan muncul secara terus - menerus dalam sebulan atau lebih.



Sumber: Suetsugu, (1995:18)

Gambar 27. Gempabumi susulan pada gempabumi tahun 1983 di Borah Peak, Idaho.

Patahan itu muncul kepermukaan sekitar 40 km. Gempabumi susulan membentuk zona yang panjangnya 70 km dan kawasan *dip* yang sudut orientasinya mendekati kawasar akhir barat daya dari mekanisme fokal. Ingat bahwa Hiposenter gempabumi utama terdapat di paling belakang atau ujung sebelah tenggara patahan dekat dengan akhir zona patahan. Terjadinya gempabumi di Borah Peak hanya dari satu arch, yaitu terjadi ke arah barat laut. Hal ini termasuk umum terjadi untuk hiposenter gempabumi utama.

Dalam penganalisaan kecenderungan arah patahan gempabumi dengan metode analisa distribusi gempabumi susulan, dapat dilakukan bila gempabumi susulan yang terjadi disekitar bidang sesar gempabumi utama. Bila ini terjadi maka dapat ditentukan dengan perhitungan regresi linier berganda dalam bentuk

Persamaan

$$y = a + bx + cz \dots\dots\dots (13)$$

dengan :

$y$  = Kedalaman gempa susulan.

$x$  = Bujur gempa susulan.

$z$  = Lintang gempa susulan.

$a$ ,  $b$ , dan  $c$  = Konstanta regresi.

Konstanta  $a$ ,  $b$ , dan  $c$  diperoleh dengan menggunakan metoda Least Square yang diolah dengan memakai program *SPSS — 18 (Statistical Product and Service Solution)*.

Strike merupakan perpotongan bidang sesar dengan permukaan, maka arahnya dapat dihitung dengan menghitung turunan pertama dari persamaan :

$$y = a + bx + cz$$

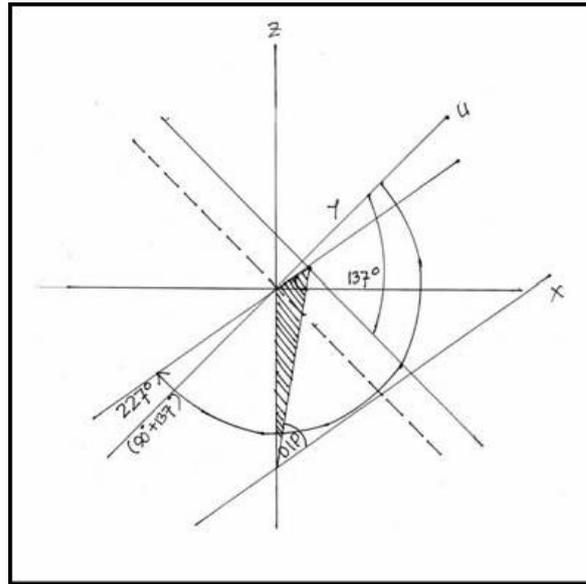
dengan

$$ax + by + cz = 0$$

$$by = -ax - cz$$

$$y = \frac{a}{bx} - \frac{c}{bx}$$

$$\frac{dy}{dx} = -\frac{a}{b} \dots\dots\dots (14)$$



Gambar 28. Penghitungan nilai *strike* dan *dip*

Karena strike dihitung dari arah utara, maka sudut strike dihitung dengan persamaan:

$$s = 90^\circ - \arctan \left( \frac{dy}{dx} \right)$$

$$s = 90^\circ - \arctan \frac{a}{b} \dots\dots\dots (15)$$

dengan

S = Sudut strike

Sedangkan sudut kemiringan atau dip dihitung dengan menggunakan  $r = 1$  (lihat gambar 28), maka diperoleh persamaan :

$$x = r \cos s \dots\dots\dots (16)$$

$$y = r \sin s$$

$$z = a + bx + cy$$

Sudut dip dihitung dengan

$$\frac{z}{r} = \tan \theta$$

$$\Theta = \arctan \frac{z}{r}$$

Karena  $r = 1$ , maka

$$\theta = \arctan z \dots\dots\dots (17)$$

dengan :

$$\theta = \text{Sudut } \textit{dip}$$

## BAB V

### PENUTUP

#### A. Kesimpulan

Dari hasil analisis yang dibahas dalam skripsi ini diperoleh kesimpulan seperti dibawah ini:

1. Hasil analisis penentuan arah patahan gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 menggunakan teori dasar dalam perhitungan manual didapatkan:

*Nodal Plane I (NPI) : Strike 143° Dip 76°*

*Nodal Plane II (NPII) : Strike 54° Dip 83*

dengan menggunakan *software focal mechanism* adalah:

*Nodal Plane I ( NPI ) : Strike 141 ° Dip 74 ° Rake -176, dan*

*Nodal Plane II ( NPII ) : Strike 50 ° Dip 86 ° Rake -16*

2. Hasil analisis dengan menggunakan distribusi gempabumi susulan didapatkan nilai *Strike = 137 ° Dip = 89.98°*.
3. Hasil analisis mekanisme fokus, dilanjutkan dengan menggunakan distribusi gempabumi susulan dan kemudian disesuaikan dengan peta distribusi gempabumi susulan memberikan petunjuk bahwa arah patahan gempabumi Padang Panjang pada tanggal 6 Maret 2007 cenderung sesuai dengan *nodal plane I*.

## B. Saran

Berdasarkan hasil analisis data dalam penelitian ini maka disarankan hal-hal sebagai berikut:

1. Dari hasil nilai *strike* yang didapatkan, perlu disampaikan informasi kepada masyarakat tentang bahaya gempa bumi susulan. Masyarakat yang bertempat tinggal di sepanjang daerah patahan (Segmen Sianok-Sumani), lebih waspada akan bahaya gempa bumi.
2. Informasi gempa bumi tentang kecenderungan arah patahan akibat gempa bumi yang jelas dan dimengerti masyarakat akan membuat masyarakat Sumatera Barat khususnya yang bertempat tinggal di sepanjang daerah patahan (Segmen Sianok-Sumani) mengerti dan paham bahwa kita hidup di daerah rawan bencana gempa bumi. Sosialisasi yang dimengerti oleh masyarakat akan membuat masyarakat hidup nyaman walaupun dibawah ancaman bahaya gempa bumi.