

Skripsi Geofisika

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI DAERAH MAJENE-MAMUJU
RENTANG TAHUN 2017-2021 DENGAN MENGGUNAKAN METODE
*DOUBLE – DIFFERENCE***



**OLEH:
INRAWATI ONDING
H061181322**

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2023**

HALAMAN JUDUL

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI DI DAERAH MAJENE-
MAMUJU RENTANG TAHUN 2017-2021 DENGAN MENGGUNAKAN
METODE *DOUBLE DIFFERENCE***

SKRIPSI

*Diajukan Kepada Departemen Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu
Pengetahuan Alam untuk Memenuhi Sebagian Prasyarat guna Memperoleh
Gelara Sarjana Sains*

OLEH:

INRAWATI ONDING

H061181322

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR**

2023

HALAMAN PENGESAHAN

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI DAERAH MAJENE-MAMUJU
RENTANG TAHUN 2017-2021 DENGAN MENGGUNAKAN METODE
DOUBLE-DIFFERENCE**

Disusun dan Diajukan oleh:

INRAWATI ONDING

H061181322

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka penyelesaian Studi Program Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin pada tanggal 24 Januari 2023 dan dinyatakan memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama,

Ir. Bambang Harimei, M.Si
NIP. 196105011991031003

Pembimbing Pertama,

Muh. Fawzy Ismullah M., S.Si., M.T
NIP. 199111092019031010

Disetujui,
Ketua Departemen Geofisika

Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng
NIP. 196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Inrawati Onding

NIM : H061181322

Program Studi : Geofisika

Jenjang : Strata I (S1)

Dengan ini menyatakan bahwa skripsi saya berjudul:

**"Relokasi Hiposenter Gempabumi Daerah Majene-Mamuju Rentang Tahun
2017-2021 Dengan Menggunakan Metode *Double-Difference*"**

Adalah benar-benar hasil karya saya sendiri dan belum pernah diajukan untuk mendapatkan gelar sarjana di Universitas Hasanuddin atau Lembaga Penelitian lain kecuali kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang sudah lazim digunakan, karya tulis ini merupakan murni dari gagasan penelitian saya sendiri, kecuali arahan Tim Pembimbing dan Tim Penguji.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 24 Januari 2023

Yang Membuat Pernyataan



INRAWATI ONDING

ABSTRAK

Penentuan relokasi hiposenter gempabumi sangat penting dilakukan untuk mendapatkan lokasi gempabumi dengan ketelitian yang tinggi. Daerah Majene-Mamuju merupakan salah satu kawasan yang cukup rawan gempabumi. Tingginya seismisitas dipengaruhi oleh aktivitas sesar (patahan) aktif di sekitar lokasi pusat gempabumi. Salah satu teknik yang digunakan untuk merelokasi gempabumi adalah *Double-Difference*. Relokasi dilakukan terhadap data gempabumi yang terjadi di wilayah Majene-Mamuju tahun 2017-2021. Data gempa yang digunakan merupakan waktu tiba gelombang P dan gelombang S dengan jumlah data sebanyak 3353 data. Hasil relokasi data gempabumi memperlihatkan nilai Residual yang dihasilkan mendekati nol dan sebaran gempa bumi yang mendekati struktur penyebab gempa bumi serta membentuk klaster gempa pada zona subduksi di daerah penelitian. Hasil penelitian menunjukkan persebaran gempa bumi di Majene-Mamuju didominasi oleh Sesar Naik Mamuju dan Laju-Lipatan Sesar Naik Majene. Hasil ini diharapkan dapat membantu penelitian lanjutan dalam pemetaan kerawanan gempabumi, studi struktur kecepatan dan sebaran serta orientasi patahan mikro.

Kata kunci: Relokasi Hiposenter, HypoDD, Sesar

ABSTRACT

Earthquake hypocenter relocation is important to get the earthquakes hypocenter with high accuracy. The Majene-Mamuju area is one of the areas that is quite prone to earthquakes. The high seismicity is affected by active fault activity around the location of the epicenter of the earthquake. One of the techniques that are currently used to relocate earthquake is Double-Difference Method. Relocation conducted on the earthquake that occurred in Majene-Mamuju. Earthquake data that used for relocation earthquake is the Majene-Mamuju earthquake in the year of 2017– 2021. More than 3353 data of arrival time of P- and S- waves has used for this study. Double Difference method showed good results with the resulting residual value close to zero and the distribution of earthquakes approaching the structure that caused the earthquake and forming earthquake clusters in the subduction zone in the study area. The relocation results showed the distribution of earthquakes in Majene-Mamuju dominated triggered by the Mamuju Fault and Majene Fold and Thrust Belt. Results of this method can be using for advanced research of mapping vulnerability to earthquakes, studies of the velocity structure and orientation of micro fractures.

Keyword: *Hypocenter Relocation, HypoDD, Fault*

KATA PENGANTAR

Puji Syukur penulis panjatkan kehadiran Allah SWT yang telah melimpahkan berkah, rahmat, dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi dengan judul: **“Relokasi Hiposenter Gempabumi Daerah Majene-Mamuju dengan Menggunakan Metode *Hypocenter Double Difference* (HypoDD)”**. Skripsi ini disusun dan diajukan sebagai salah satu syarat untuk mencapai gelar Sarjana Strata-1 pada Departemen Geofisika Faklutas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam. Penghargaan tertinggi tak lupa penuli haturkan kepada Bapak **Onding** dan Ibu **Rosdiana** selaku orang tua penulis yang telah mendukung dan menjadi tempat keluh kesah penulis dan semangat penulis, Ibu Nurhaini dan Bapak Ridwan yang telah merawat penulis dan atas dukungan serta nasihat-nasihatnya yang menjadikan penulis sampai seperti saat ini. Kepada saudara, sahabat, dan Kakak Penulis yang telah menemani dari kecil hingga sekarang **Muhammad Aswar Syarif** telah mendukung segala keputusan penulis dan selalu mengerti kondisi penulis. Terima kasih.

Penulis menyadari bahwa dalam penyusunan skripsi ini mendapat banyak bantuan, bimbingan, saran-saran dari berbagai pihak. Oleh karena itu, dalam kesempatan ini penulis ingin menyampaikan ucapan terima kasih kepada:

1. **Ibu Makharani S.Si, M.Si** selaku penasehat akademik penulis yang selalu memberikan arahan dan dukungan selama mengenuam Pendidikan di Universitas Hasanuddin.
2. **Bapak Dr. Alimuddin Hamzah, M.Eng** dan **Bapak Dr. ERfan Syamsuddin, M.Si** selaku Ketua dan Sekretaris Departemen Geofisika FMIPA Unhas.
3. **Bapak Ir. Bambang Harimei, M.Si** selaku Pembimbing Utama Penulis yang selalu memberikan arahan, kritik, masukan dan ilmunya yang sangat bermanfaat bagi penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini dengan baik.

4. **Bapak Muh. Fawzy Ismullah M. S.Si, M.T**, selaku Pembimbing Pertama penulis yang memberikan masukan dan ilmunya yang bermanfaat bagi penulis untuk menyelesaikan Tugas Akhir dengan baik.
5. **Bapak Syamsuddin, S.Si, MT** dan **Ibu Dra Maria M.Si** selaku Dosen Penguji, terima kasih atas kritik, saran dan masukan yang membangun kepada penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini.
6. **Bapak dan Ibu Dosen** serta **Staf Akademik Departemen Geofisika FMIPA Unhas** yang telah memberikan ilmu, arahan dan bantuannya selama penulis menempuh Pendidikan di Universitas Hasanuddin.
7. Keluarga penulis yang tidak bisa penulis sebutkan satu persatu, yang telah mendukung dan memberikan semangat kepada penulis sehingga bisa menyelesaikan Tugas Akhir dengan baik.
8. Sahabat Penulis **Itta** dan **Lipong** yang selalu memberikan dukungan dan menemani penulis dalam menyelesaikan Tugas Akhir. Sukses selalu.
9. Member grup **Basecamp Salama (Dihar, Aini, Fya, Cinul, Marni, Iis, Zefa, Fira, Sri, Wilda, Jihan, dan Irma)**, terima kasih sudah membantu penulis dalam dan mendukung penulis dalam penyelesaian Tugas Akhir ini.
10. Teman-teman **Himafi 2018**, yang tidak bisa saya sebutkan satu persatu, terima kasih telah banyak memberikan kenangan bersama selama menempuh pendidikan di Universitas Hasanuddin dan Berproses di Himafi dan HMGF
11. Teman-teman **MIPA 2018** terkhusus pengurus **BEM FMIPA UNHAS Periode 2021/2022**. Terima kasih telah memberikan banyak pengalaman dan pembelajaran kepada penulis selama berproses di KM FMIPA UNHAS,
12. **Kakak-kakak** dan **adik-adik Himafi FMIPA Unhas, HMGF FMIPA Unhas** dan **KM FMIPA UNHAS**, terima kasih sudah banyak menambah pengalaman pada penulis.

13. **Teman-teman KKN 108 Posko Kapita** terima kasih telah menjadi partner dan memberikan dukungan pada penulis selama berjalannya kegiatan KKN.
14. **Teman-teman dan kakak-kakak Kampus Mengajar Angkatan 2** terima kasih telah mau menjadi partner mengajar yang banyak memberikan pelajaran dan pengalaman.

Serta terima kasih kepada orang-orang yang tidak dapat disebutkan satu persatu. Terima kasih.

Makassar, 23 Januari 2022

Inrawati Onding

DAFTAR ISI

HALAMAN PENGESAHAN	iii
PERNYATAAN KEASLIAN	iv
ABSTRAK	v
KATA PENGANTAR	vii
DAFTAR ISI	x
DAFTAR GAMBAR	xii
DAFTAR TABEL	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
I.1 Latar Belakang.....	1
I.2 Rumusan Masalah.....	3
I.3 Batasan Masalah	4
I.4 Tujuan Penelitian	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
II.1 Gelombang Seismik.....	5
II.2 Gempabumi	10
II.3 Relokasi Hiposenter Gempabumi.....	17
II.4 Metode Geiger	18
II.5 Metode Double Difference (HypoDD).....	21
II.5 Tinjauan Kondisi Geologi dan Tektonik	24
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	31
III.1 Lokasi Penelitian.....	31
III.2 Alat dan Bahan.....	33
III.2.1 Alat.....	33
III.2.2 Bahan.....	33
III.3 Pengolahan Data.....	33
III.3.1 Pengubahan Format Data	33
III.3.2 Penentuan Rasio Vp/Vs dengan diagram wadati	33
III.3.3 Relokasi Hiposenter Menggunakan Metode <i>Double Difference</i>	34
III.4 Pemetaan Hasil.....	35
III.5 Analisis Data	36

III.6 Diagram Alir Penelitian	37
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	38
IV.1 Hasil pengolahan data Sub-program <i>Ph2dt</i> dan <i>HypoDD</i>	38
IV.2 Histogram Residual Waktu Tempuh dan RMS	41
IV.3 Persebaran Hiposenter Gempabumi Setelah Relokasi	43
IV.4 Analisis Sebaran Hiposenter Gempabumi	47
BAB V PENUTUP	50
V.1 Kesimpulan.....	50
V.2 Saran.....	51
DAFTAR PUSTAKA	52
LAMPIRAN.....	56

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1 Ilustrasi Gerak Gelombang Primer (Elnashai dan Sarno, 2008).....	7
Gambar 2. 2 Ilustrasi Gerak Gelombang Sekunder (Elnashai dan Sarno, 2008) ..	8
Gambar 2. 3 Ilustrasi Gelombang Love (Elnashai dan Sarno, 2008).....	9
Gambar 2. 4 Ilustrasi gelombang Reyleigh (Elnashai dan Sarno, 2008).....	10
Gambar 2. 5 Diagram Wadati gelombang S dan P (Hurukawa dan Maung, 2008).	13
Gambar 2. 6 Parameter Gempabumi dalam irisan vertikal (Elnashai & Sarno, 2008)	14
Gambar 2. 7 Ilustrasi dari algoritma <i>double difference</i> (Waldhauser, 2001).	22
Gambar 2. 8 Struktur Patahan atau Sesar secara umum (Mubarok, 2018).....	25
Gambar 2. 9 Ilustrasi <i>Normal Faults</i> (Mubarok, 2018).....	26
Gambar 2. 10 Ilustrasi <i>Reverse Faults</i> (Mubarok, 2018)	27
Gambar 2. 11 Ilustrasi <i>Strike-slip Faults</i> (Mubarok, 2018)	27
Gambar 2. 12 Ilustrasi <i>Oblique Faults</i> (Mubarok,2018)	28
Gambar 2. 13 Mendala – mendala geologi di Sulawesi dan	29
Gambar 2. 14 Peta zona sumber gempa daerah Sulawesi dan Sekitarnya (Badan geologi, 2009)	30
Gambar 3. 1 Peta Lokasi Penelitian.....	31
Gambar 3. 2 Peta Seismisitas Daerah Penelitian	32
Gambar 3. 3 Peta Sebaran Stasiun Stasiun Perekam	32
Gambar 4. 1 Hasil running Program HypoDD	41
Gambar 4. 2 Residual waktu tempuh sebelum relokasi (a), sesudah relokasi (b)42	
Gambar 4. 3 RMS sebelum di relokasi (a), Setelah di relokasi (b)	42
Gambar 4. 4 Persebaran gempabumi sebelum direlokasi (a) dan persebaran sesudah direlokasi (b).....	44
Gambar 4. 5 Hasil <i>Cross Section</i> A-B hiposenter gempa sebelum relokasi (a) dan sesudah relokasi (b).....	45
Gambar 4. 6 Penampang melintang A-B yang memperlihatkan hubungan sesar dengan sumber gempa.....	46
Gambar 4. 7 Diagram Kompas pergeseran gempabumi.....	48

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1 Model Kecepatan Global gelombang P IASP91 (Sianipar dkk., 2016)	17
Tabel 4. 1 Hasil running Sub-program ph2dt dengan parameter maxsep 75 km.....	39
Tabel 4. 2 Hasil running sub-program ph2dt dengan parameter maxsep 85 km	39
Tabel 4. 3 Hasil running sub-program ph2dt dengan parameter maxsep 95 km	39

BAB I

PENDAHULUAN

I.1 Latar Belakang

Indonesia terletak di dua wilayah deretan pegunungan muda dunia, yaitu Pegunungan Muda Mediterania yang melalui Sumatra, Jawa, Nusa Tenggara, dan berakhir di Maluku, dan Pegunungan Muda Sirkum Pasifik yang dimulai dari Pulau Sulawesi sebagai kelanjutan dari Filipina. Kedua deretan pegunungan muda tersebut diperkirakan mengalami pertemuan di Kepulauan Sula Maluku. Indonesia juga terletak di antara tiga lempeng tektonik dunia, yaitu Lempeng Australia, Eurasia, dan Pasifik (Rijanta dkk, 2018).

Pergeseran dan tumbukan antar lempeng-lempeng tersebut di atas menyebabkan seringnya terjadi gempa bumi. Keberadaan lempeng-lempeng benua dan samudera ini menjelaskan bahwa Indonesia berada pada zona tektonik aktif yang sewaktu-waktu dapat menyebabkan bencana di Indonesia. Pergerakan lempeng-lempeng tersebut menyebabkan Indonesia memiliki tingkat seismisitas dan aktivitas seismik yang cukup dan rawan mengalami bencana gempa bumi (Masinu dkk, 2018).

Salah satu wilayah di Indonesia yang berpotensi gempa adalah daerah Sulawesi Barat. Sulawesi Barat adalah salah satu provinsi di Indonesia yang terletak di antara dua benua yaitu Benua Asia dan Australia dan merupakan bagian dari Pulau Sulawesi. Hal ini dipengaruhi oleh adanya Sesar Makassar *Thrust*, Sesar Palu-Koro yang berarah barat laut-tenggara, serta muncul beberapa sesar sekunder yang mengarah barat-timur di Wilayah Mamuju dan Majene (Indrastomo dkk.,

2017). Sulawesi Barat juga dipengaruhi oleh beberapa sesar seperti Sesar Saddang dan Sesar Kaluku. Hal ini dihasilkan dari kajian seismotektonik Sulawesi Barat yang menunjukkan struktur sesar-sesar tersebut dipengaruhi oleh aktivitas pemekaran dasar samudera di Selat Makassar. Pergerakan sesar ini mengakibatkan aktivitas gempabumi yang cukup tinggi di wilayah Sulawesi Barat (Massinai dkk., 2014). Daerah Majene-Mamuju berdekatan dengan Sesar Naik Selat Makassar (*Makassar Strait Thrust*), dan Sesar Naik Mamuju (*Mamuju Thrust*), beserta sesar-sesar lokal yang berada pada daerah majene yang menyebabkan adanya aktivitas seismik di daerah tersebut (Supendi dkk., 2021).

Gempabumi adalah getaran bumi yang merupakan hasil dari pelepasan energi di lapisan litosfer bumi sehingga menghasilkan gelombang seismik. Besar guncangan gempabumi di permukaan tanah dipengaruhi oleh tiga hal yaitu magnitudo, jarak dan kedalaman, serta karakteristik tanah setempat (Irsyam, 2010). Energi yang dihasilkan berupa gelombang seismik yang menjalar ke segala arah dari sumber gempa melewati kerak bumi sehingga efeknya dapat dirasakan sampai ke permukaan. Semakin besar energi yang dilepaskan, maka semakin kaut guncangan yang terjadi (Zera, 2007).

Dalam studi gempabumi dan aktivitas tektonik dari suatu daerah, sangat penting untuk menentukan parameter sumber seismik secara akurat, terutama dalam analisis yang berkaitan dengan kondisi tektonik. Berdasarkan metode *HypoDD* dapat diketahui bahwa hasil relokasi menyebabkan terjadinya pergeseran hiposenter yang lebih baik dibandingkan dengan posisi awal. Selain perubahan posisi, relokasi hiposenter juga memperbaiki kedalaman gempabumi (Pane dkk.,

2020). Penentuan analisis tektonik secara lebih terperinci, dibutuhkan penentuan episenter yang akurat (Rohadi dkk., 2012).

Penelitian yang perlu dilakukan yaitu relokasi dalam menentukan lokasi hiposenter gempa bumi yang lebih akurat. Salah satu metode relokasi yang ada yaitu menggunakan metode *Hypocenter Double Difference (HypoDD)*. Metode *Double Difference* merupakan teknik relokasi gempa bumi dengan tujuan untuk mendapatkan posisi hiposenter yang lebih presisi agar sesuai dengan kondisi tektonik sebenarnya. Prinsip metode ini adalah dengan meminimalkan *residual time* dari waktu tempuh hasil perhitungan dan waktu tempuh hasil pengamatan pada dua *event* gempa bumi yang memiliki jarak relatif dekat daripada jarak *event* tersebut ke stasiun pengamat. Berdasarkan asumsi tersebut, selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap hanya sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter (Waldhauser dan Ellsworth, 2002).

Dari penjelasan di atas, penelitian ini bertujuan untuk mencari letak hiposenter yang tepat dan akurat yang sesuai dengan kondisi geologi daerah penelitian yang sebenarnya. Metode yang digunakan adalah metode *Hypocenter Double Difference (HypoDD)*.

I.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dalam penelitian ini adalah:

1. Bagaimana hasil relokasi hiposenter gempa bumi menggunakan metode *Double Difference*?

2. Bagaimana hasil persebaran hiposenter sebelum dan sesudah relokasi gempabumi di Majene - Mamuju?
3. Bagaimana mekanisme penyebab persebaran gempabumi berdasarkan kondisi seismotektonik daerah penelitian?

I.3 Batasan Masalah

Batasan masalah dari penelitian ini adalah:

1. Daerah penelitian ini berada di Sulawesi Barat daerah Majene dan Mamuju dengan koordinat $2,5^{\circ}$ LS – $3,75^{\circ}$ LS dan $118,5^{\circ}$ BT – $119,25^{\circ}$ BT.
2. Data yang digunakan merupakan data gempabumi yang diperoleh dari *repository* BMKG pada rentang waktu 2017-2021.
3. Metode yang digunakan adalah metode *Double Difference*.

I.4 Tujuan Penelitian

Penelitian ini dilakukan dengan beberapa tujuan, antara lain:

1. Merelokasi hiposenter gempabumi dengan menggunakan metode *Double Difference* di Majene dan Mamuju.
2. Menganalisis persebaran hiposenter gempabumi setelah dilakukan dan sebelum dilakukannya relokasi gempa di Majene dan Mamuju.
3. Menganalisis penyebab terjadinya persebaran gempabumi berdasarkan kondisi seismotektonik di daerah penelitian.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1 Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang yang merambat melalui bumi. Perambatan gelombang ini bergantung pada sifat elastisitas batuan. Gelombang seismik dapat dihasilkan secara aktif dan pasif. Seismik aktif merupakan gelombang seismik yang dihasilkan dari sumber getaran yang dibuat oleh manusia, untuk menghasilkan penjalaran gelombang di bawah permukaan bumi yang umumnya digunakan untuk eksplorasi bawah permukaan. Seismik pasif merupakan gelombang seismik yang dihasilkan dari sumber getaran yang berasal dari alam, yang dapat berupa penjalaran gelombang yang dihasilkan dari gempa bumi. Gelombang seismik termasuk dalam gelombang elastik. Oleh karena itu sifat penjarannya tergantung pada elastisitas batuan yang dilaluinya. Teori lempeng tektonik telah menjelaskan bagaimana pergerakan dari lempeng bumi (Udias, 2000).

Pergerakan lempeng bumi menyebabkan batuan terdeformasi atau berubah bentuk dan ukuran karena adanya pergerakan antar lempeng. Deformasi akibat pergerakan lempeng ini diakibatkan adanya tegangan (*stress*) sehingga menghasilkan regangan (*strain*). Tegangan adalah gaya yang diberikan kepada suatu benda dalam luasan penampang, dan regangan adalah perubahan ukuran benda tersebut terhadap ukuran mula-mula yang disebabkan oleh adanya gaya luar yang mempengaruhi benda tersebut (Elnashai dan Sarno, 2008).

Gelombang seismik dapat dibagi dalam dua tipe berdasarkan medium penjarannya, yaitu gelombang tubuh (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang tubuh merupakan gelombang yang energinya ditransfer melalui medium di dalam bumi, sedangkan gelombang permukaan merupakan gelombang yang transfer energinya terjadi pada permukaan bebas. Pada gelombang permukaan transfer energi terjadi dan menjalar dalam bentuk *ground roll*. Gelombang badan terdiri atas 2 jenis, yaitu gelombang P dan gelombang S. Gelombang permukaan terdiri dari 2 jenis yaitu gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love* (Gracynthia, 2015).

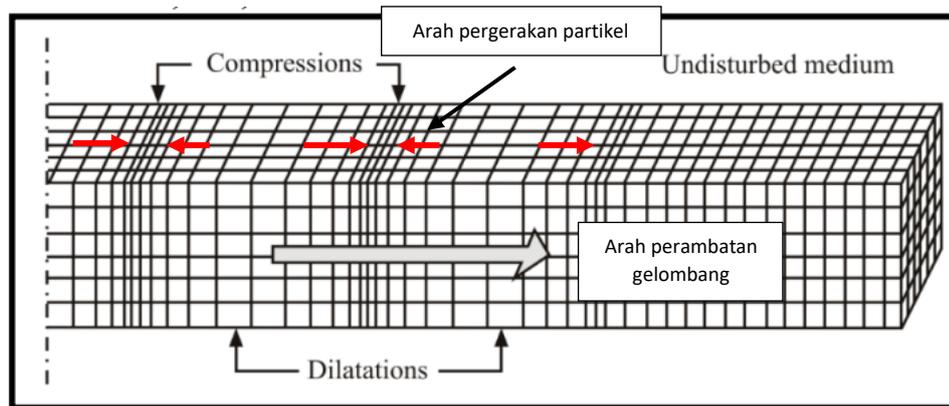
Salah satu metode yang dapat digunakan pada bidang ilmu geofisika adalah metode seismik yang dipakai ketika menghitung sifat rambat gelombang dalam perambatannya di dalam bumi. Sifat rambat kedua gelombang yang berbeda ini dimanfaatkan untuk menganalisis interior bumi berdasarkan jenis materialnya, karena gelombang P dapat melewati medium berbentuk cair maupun padat sedangkan gelombang S hanya bisa melewati medium yang padat (Maryanto, 2016).

II.1.1 Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan (*Body Wave*) merupakan gelombang yang penjarannya terjadi di bagian dalam bumi pada medium yang elastis. Gelombang badan dibagi menjadi 2 jenis berdasarkan pergerakan partikelnya, yaitu gelombang P dan gelombang S.

- a. Gelombang P atau gelombang primer adalah gelombang dengan cepat perambatan paling besar dibandingkan dengan jenis gelombang seismik lainnya. Sehingga gelombang P adalah gelombang yang tercatat pertama kali

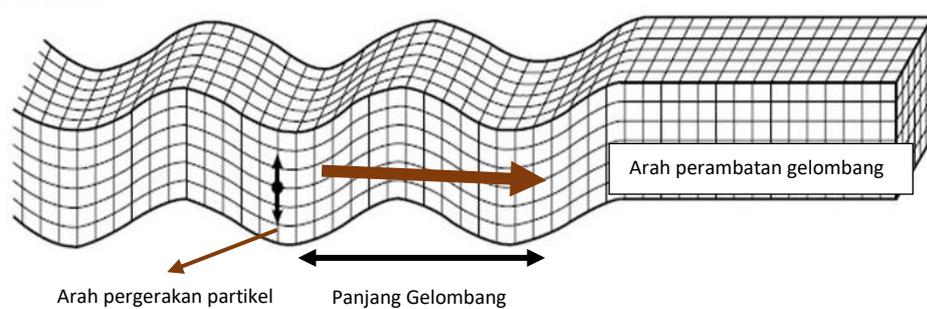
pada alat seismometer. Gelombang P merupakan gelombang longitudinal yang bergerak sejajar dengan arah rambatnya dan bisa merambat pada medium padat maupun cair. Gelombang Primer memiliki waktu tiba terlebih dahulu dari pada gelombang S. Kecepatan gelombang P (V_p) adalah 5-8 km/s di kerak bumi, lebih dari 8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, dan 1,5 km/s di dalam air. Kecepatan gelombang primer dipengaruhi oleh arah geraknya sepanjang medium (Brown, 2010).



Gambar 2. 1 Ilustrasi Gerak Gelombang Primer (Elnashai dan Sarno, 2008).

- b. Gelombang S atau gelombang sekunder adalah gelombang seismik yang perambatannya hanya di permukaan bumi dengan bentuk penjalaran berupa gelombang transversal yang bergerak tegak lurus dengan arah rambatnya. Gelombang S datang setelah gelombang P karena merambat lama sehingga tercatat di alat seismometer setelah periode gelombang P. Selain pergerakannya yang lebih lambat, perbedaan gelombang P dan S juga terletak pada mediumnya karena gelombang S hanya dapat melewati medium cair (Maryanto,2016). Gelombang ini tidak dapat merambat pada fluida, sehingga

pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bumi bagian dalam mampu dilewati, sedangkan gelombang P dapat merambat melalui fluida. Arah pergerakan partikel gelombang S ini terpolarisasi pada bidang vertikal dan horizontal sehingga pada penggambarannya gelombang ini memiliki amplitudo yang besar dari gelombang P. Kecepatan gelombang S (v_s) adalah 3 – 4 km/s di kerak bumi, lebih dari 4,5 km/s di dalam mantel bumi, dan 2,5 – 3,0 km/s di dalam inti bumi (Elnashai dan Sarno, 2008).



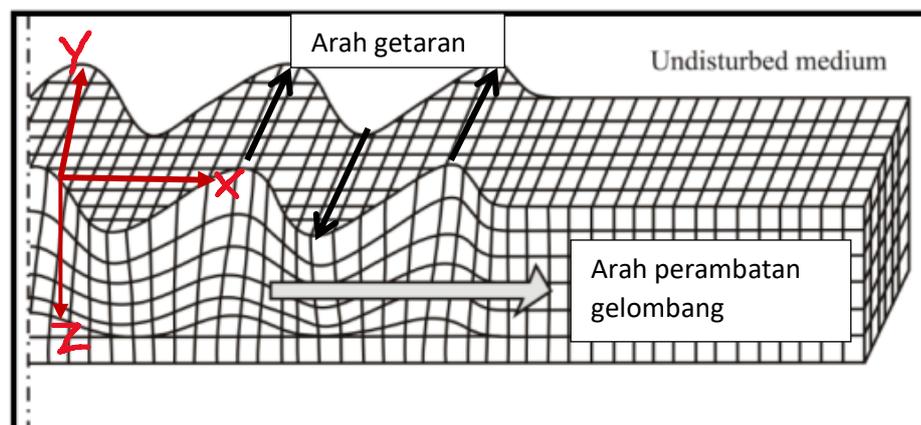
Gambar 2. 2 Ilustrasi Gerak Gelombang Sekunder (Elnashai dan Sarno, 2008)

II.1.2 Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang Permukaan (*Surface Wave*) merupakan gelombang yang merambat di permukaan bumi. Gelombang permukaan tidak menembus ke dalam bumi. Gelombang permukaan memiliki amplitudo yang besar dibandingkan *body*. Perambatan gelombang permukaan hanya melalui kerak bumi. Gelombang permukaan dapat dibedakan menjadi dua jenis yaitu Gelombang *Love* dan Gelombang *Reyleigh*.

a. Gelombang *Love* (*Love Wave*)

Gelombang *Love* merupakan salah satu jenis gelombang permukaan, dikarenakan perambatan gelombangnya berada di permukaan Bumi. Gelombang *Love* merambat dalam bentuk gelombang transversal, di mana gerak partikelnya tegak lurus di permukaan. Dapat dikatakan juga arah rambat gelombang *love* adalah gelombang S yang horizontal di permukaan seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.3. Berbeda dengan gelombang S, arah pergerakan partikel gelombang *love* sejajar dengan permukaan tetapi tegak lurus dengan arah rambatnya. Gelombang *Love* lebih cepat daripada Gelombang *Rayleigh* dan lebih dulu terbaca di seismograf. Gelombang *Love* memiliki kecepatan di permukaan bumi antara 2,0 – 4,4 km/s (Elnashai dan Sarno, 2008).

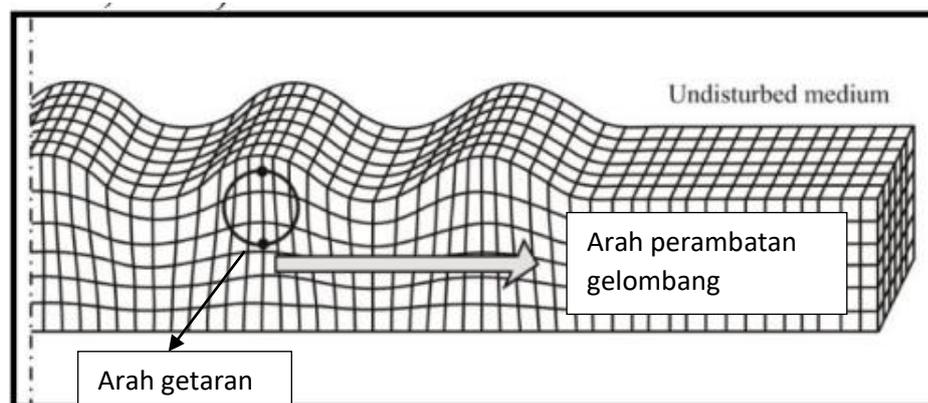


Gambar 2. 3 Ilustrasi Gelombang *Love* (Elnashai dan Sarno, 2008)

b. Gelombang *Rayleigh* (*Rayleigh*)

Gelombang *Rayleigh* merupakan salah satu gelombang permukaan yang memiliki arah gerakan partikel berada dalam orbit elips, tegak lurus terhadap

permukaan Bumi dan arah penjarannya. Gelombang *Rayleigh* memiliki kecepatan di permukaan Bumi antara 2.0 – 4.2 km/s (Elnashai dan Sarno, 2008).



Gambar 2. 4 Ilustrasi gelombang Reyleigh (Elnashai dan Sarno, 2008)

II.2 Gempabumi

Gempabumi adalah getaran dari dalam bumi, bersumber di dalam bumi yang kemudian merambat ke permukaan bumi akibat rekah bumi pecah dan bergeser dengan keras. Gempabumi tektonik merupakan gempabumi yang paling umum terjadi merupakan getaran yang dihasilkan oleh peristiwa pematahan batuan akibat benturan dua lempeng secara perlahan-lahan itu yang akumulasi energi benturan tersebut melampaui kekuatan batuan, maka batuan di bawah permukaan mengalami deformasi (Nur, 2010).

Deformasi batuan terjadi adanya tekanan tekanan (*stress*) dan regangan (*strain*) pada lapisan bumi. Tekanan dan regangan yang terus menerus menyebabkan daya dukung pada batuan akan mencapai batas maksimum dan mulai terjadi pergeseran dan akhirnya terjadi patahan secara tiba-tiba (Bullen dan Bolt., 1985). Mekanisme gempabumi dapat dijelaskan secara singkat sebagai berikut, jika terdapat 2 buah

gaya yang bekerja dengan arah berlawanan pada batuan kulit bumi, batuan tersebut akan mengalami perubahan bentuk yang disebabkan oleh gaya luar yang bekerja pada batuan tersebut (deformasi), karena batuan mempunyai sifat elastis. Bila gaya yang bekerja pada batuan dalam waktu dan terus menerus, maka lama kelamaan daya dukung pada batuan akan mengalami patahan secara tiba-tiba.

II.2.1 Klasifikasi Gempabumi

Gempabumi dapat diklasifikasikan menjadi beberapa jenis. Jenis ini didasarkan dari penyebab terjadinya dan kedalaman Hiposenternya. Berdasarkan penyebabnya diklasifikasikan menjadi tiga macam, yaitu (Howell, 1959):

1. Gempabumi tektonik

Gempabumi ini disebabkan oleh adanya aktivitas tektonik. Pergeseran lempeng-lempeng tektonik secara mendadak yang mempunyai kekuatan dari yang sangat kecil hingga yang sangat besar. Lempeng tektonik berupa batuan yang bersifat elastis, sehingga energi yang tersimpan dalam lapisan mantel tersimpan pula dalam bentuk energi elastis. Gempabumi terjadi ketika adanya penumpukan energi di batas pertemuan lempeng. Setelah melewati batas elastisitas batuan, akan terjadi pelepasan energi secara tiba-tiba, hal tersebut menyebabkan gempa tektonik.

2. Gempabumi Vulkanik

Gempabumi ini terjadi akibat adanya aktivitas vulkanik misalnya desakan magma dari gunung api ke permukaan. Jauh di bawah permukaan gunung berapi terdapat kantong magma yang mendapatkan tekanan dan melepaskan energi secara tiba-tiba, sehingga memunculkan getaran gempabumi.

3. Gempabumi benturan/runtuhan

Gempa ini terjadi akibat ledakan di permukaan. Gempabumi ini berdampak pada daerah yang kecil. Gempabumi ini bisa terjadi karena adanya longsoran ataupun runtuhnya bangunan.

Berdasarkan kedalaman hiposenternya, gempabumi dibagi menjadi tiga tipe, yaitu (Fowler, 2005):

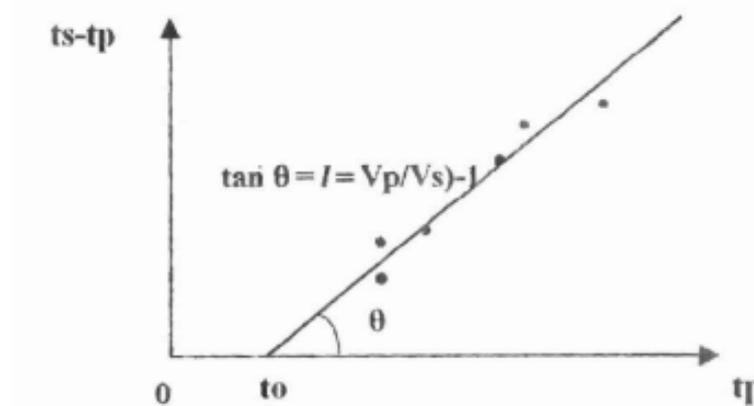
1. Gempabumi dangkal (*shallow earthquake*), memiliki kedalaman fokus gempabumi kurang dari 70 km
2. Gempabumi sedang (*intermediate earthquake*), memiliki kedalaman fokus gempabumi kurang dari 300 km.
3. Gempabumi dalam (*deep earthquake*), memiliki kedalaman fokus gempabumi lebih dari 300 km (estimasi sekitar 450 km).

II.2.2 Parameter Gempabumi

Parameter gempabumi merupakan informasi yang berkaitan dengan kejadian gempabumi. Parameter gempabumi tersebut, antara lain:

1. *Origin Time*

Origin Time adalah waktu terlepasnya akumulasi tegangan (*stress*) yang berbentuk penjalaran gelombang gempabumi dan dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik. Untuk menentukan *origin time*, secara sederhana dapat menggunakan Diagram Wadati (Jannah dkk., 2016).



Gambar 2. 5 Diagram Wadati gelombang S dan P (Hurukawa dan Maung, 2008).

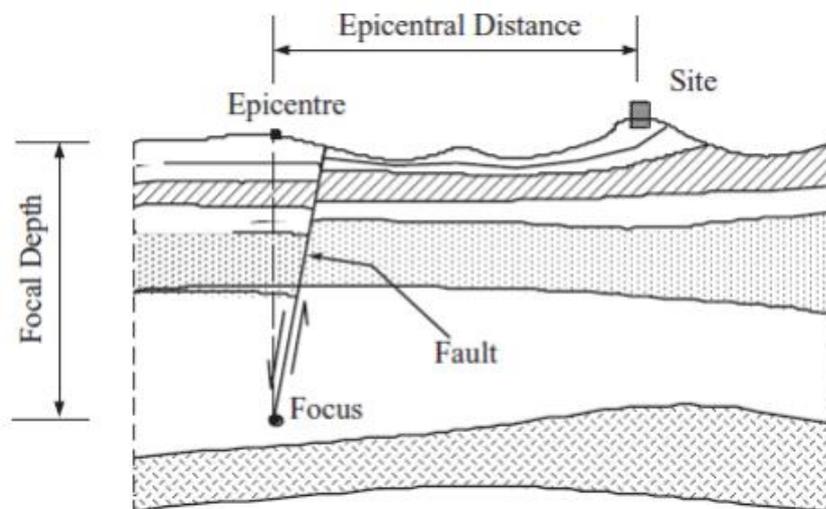
Penentuan waktu terjadinya gempa bumi menggunakan diagram wadati dapat dilakukan dengan memplot antara selisih waktu kedatangan gelombang P dan S ($t_s - t_p$), terhadap waktu kedatangan gelombang P (T_p). t_0 merupakan pendekatan waktu terjadinya gempa bumi (Rasmid dan Ramdhan, 2014).

Diagram Wadati dapat digunakan untuk menghitung jarak antara stasiun ke hiposenter (pusat gempa), mengkoreksi pembacaan gelombang P dan S, membandingkan nilai kecepatan gelombang P dan S (V_p/V_s) (Sunarjo dkk, 2012).

2. Hiposenter dan Episenter

Hiposenter adalah titik bermulanya gempa bumi yang berada di dalam bumi. Hiposenter merupakan pusat gempa di dalam bumi yang disebut sebagai sumber gempa bumi tempat dimana energi terlepas. Penentuan titik hiposenter gempa bumi membutuhkan data waktu tiba gelombang P (t_p) dan waktu tiba gelombang S (t_s) yang diperoleh dari data rekaman gempa di suatu

stasiun dalam bentuk seismogram. Proyeksi titik fokus gempa terhadap permukaan disebut titik episenter. Parameter hiposenter dari setiap *event* adalah independen, namun bergantung pada model yang digunakan untuk menghitung waktu perjalanan gelombang untuk semua *event* (Crosson, 1976). Dalam irisan vertikal, parameter gempabumi dapat dilihat pada gambar 2.6.



Gambar 2. 6 Parameter Gempabumi dalam irisan vertikal (Elnashai & Sarno, 2008)

Episenter merupakan titik pada permukaan bumi yang didapatkan dengan menarik garis melalui titik fokus (hiposenter) gempa. Episenter berupa titik di permukaan bumi yang merupakan refleksi tegak lurus dari hiposenter atau fokus gempabumi. Tempat inilah yang mendapat getaran paling keras dan tentunya mengalami kerusakan yang paling besar. Lokasi hiposenter dinyatakan dalam koordinat kartesian bola bumi atau sistem koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat lintang dan bujur (Waluyo, 1992).

3. Magnitudo dan Intensitas

Ukuran besar gempa bumi dinyatakan sebagai magnitudo. Hal tersebut berdasarkan amplitudo maksimum dari gelombang badan maupun gelombang permukaan (Elnashai dan Sarno, 2008). Ada beberapa jenis magnitudo/besaran gempa bumi, yaitu:

- a. Magnitudo gelombang badan (m_b), ditentukan berdasarkan jumlah total energi gelombang elastis yang ditransfer dalam bentuk gelombang P dan S.
- b. Magnitudo gelombang permukaan (m_s), ditentukan berdasarkan jumlah total energi gelombang *Love* (L) dan gelombang *Rayleigh* (R) dengan asumsi hiposenter dangkal (30 km) dan amplitudo maksimum terjadi pada periode 20 detik.
- c. Magnitudo lokal (m_l) adalah magnitudo yang mengukur amplitudo maksimum (dalam ukuran mikron) yang terekam pada seismogram Wood-Anderson memiliki periode natural 0,8 detik.
- d. Magnitudo momen (M_w) adalah magnitudo yang tidak berhubungan dengan panjang gelombang melainkan dapat digunakan untuk mengukur seluruh spektrum dari gerakan tanah.

Intensitas merupakan besaran yang menunjukkan kekuatan dari gempa bumi berdasarkan kerusakan yang diakibatkannya. Skala kekuatannya lebih bersifat subjektif dikarenakan nilainya tergantung pada orang yang mengamati. Skala yang secara umum digunakan adalah *Modified Marcelli System* (MMI) (Sudibyakto, 2000).

II.2.3 Model Kecepatan Gelombang

Bumi memiliki lapisan di dalamnya yang memiliki kecepatan seismik yang beragam tergantung kedalaman dan media perambatan gelombangnya. Model kecepatan gelombang merupakan salah satu parameter yang berperan penting dalam penentuan hiposenter gempa bumi. Semakin tepat model kecepatan gelombang yang digunakan, maka hiposenter yang didapatkan akan semakin akurat pula. Kecepatan gelombang dipengaruhi oleh struktur lapisan pada bawah permukaan yang dilewati oleh gelombang seismik, hal ini menyebabkan terjadinya perbedaan struktur lapisan bawah permukaan yang berbeda.

Pada kedalaman tertentu di bawah permukaan bumi ada lapisan diskontinuitas yang menandakan terjadinya fase atau pergantian komposisi penyusun lapisan tersebut. Lapisan diskontinuitas menunjukkan lapisan yang menjadi batas perubahan cepat rambat gelombang seismik. Hal tersebut diketahui dengan menggunakan data kecepatan gelombang seismik yang merambat melalui media jari-jari bumi. Perbandingan tersebut menggunakan kecepatan gelombang P dan kecepatan gelombang S.

Seiring berjalannya waktu, model kecepatan bumi dikembangkan oleh beberapa peneliti. Hal tersebut menyebabkan terdapat beberapa model kecepatan bumi yang dipakai sebagai parameter kecepatan lapisan bumi. Model kecepatan global yang sering digunakan untuk perhitungan hiposenter saat ini yaitu IASP91, AKI35 dan AK135F dan lainnya (Sianipar dkk., 2016).

IASP91 merupakan model kecepatan gelombang seismik bumi 1D yang dikeluarkan oleh *International Association of Seismology and Physics of the*

Earth's Interior (IASPEI), yang berasal dari pemodelan gelombang menggunakan ribuan data gelombang P dan gelombang S yang direkam ribuan seismometer di dunia (Suwuh dkk., 2020).

Tabel 2. 1 Model Kecepatan Global gelombang P IASP91 (Sianipar dkk., 2016)

N Layer	Depth (km)	Intial Velocity
1	0	5.8
2	20	6.5
3	40	8.04
4	71	8.05
5	100	8.05
6	140	8.19
7	171	8.3
8	210	8.52
9	271	8.88

II.3 Relokasi Hiposenter Gempabumi

Relokasi hiposenter gempabumi merupakan suatu perubahan letak atau posisi sumber gempabumi awal menjadi lebih akurat. Penentuan hiposenter yang akurat berguna untuk menganalisis struktur tektonik suatu wilayah secara mendetail, misalnya untuk identifikasi zona patahan (subduksi). Hasil pembacaan hiposenter yang dihasilkan ketika terjadi gempabumi dapat dikatakan masih kurang optimal dikarenakan bertujuan untuk memberikan informasi sesegera mungkin kepada masyarakat mengenai bahaya gempabumi. Sehingga, relokasi hiposenter gempabumi perlu dilakukan dengan menggunakan parameter gempa yang

dihasilkan sebelumnya. Relokasi hiposenter gempabumi merupakan suatu metode menghitung ulang atau mengkoreksi posisi hiposenter gempabumi menjadi lebih baik dan akurat. Relokasi ini dilakukan karena adanya ketidakpastian sumber gempa yang disebabkan beberapa faktor, seperti pengaruh pembacaan stasiun, jumlah stasiun pencatat gempabumi, hingga koreksi otomatis alat pencatat gempabumi yang tidak sesuai dengan model kecepatan bumi yang digunakan (Azizah dkk., 2019).

II.4 Metode Geiger

Prinsip Geiger merupakan metode yang mendasari penentuan lokasi gempa secara inversi. Jadi, dalam pemodelan dilakukan pemodelan lokasi gempa dengan menghitung data waktu tempuh gelombang dari pusat gempa ke stasiun. Metode Geiger merupakan proses iterasi dengan menghitung waktu tempuh gelombang gempa dari pusat gempa ke stasiun yang kemudian dibandingkan dan dilakukan iterasi ulang sehingga menghasilkan nilai residual, yaitu selisih antara nilai pengamatan dan nilai pemodelan yang paling kecil (Ryandi dkk., 2016). Metode ini mengasumsikan bumi terdiri dari atas lapisan datar homogen isotropik, sehingga metode ini memperhitungkan adanya gelombang langsung maupun gelombang refraksi (Susilawati, 2008).

Prinsip dari Metode Geiger menghitung selisih antara waktu pengamatan (*observed*) dan waktu perhitungan (*calculation*), dengan tujuan meminimal nilai residual (r_k^i) antara stasiun k dengan waktu tempuh gelombang, sehingga persamaannya dapat dituliskan sebagai berikut (Madrinovella dkk., 2012):

$$r_k^i = (t^{obs} - t^{cal})_k^i \quad (2.1)$$

Dengan r_k^i merupakan selisih antara waktu tempuh hasil pengamatan dan hasil perhitungan pada stasiun k , t^{obs} merupakan selisih waktu tempuh pengamatan dan waktu asal (*origin time*) pada stasiun k , dan t^{cal} merupakan waktu tempuh perhitungan berdasarkan model kecepatan yang digunakan. Dengan nilai t^{cal} dinyatakan sebagai berikut:

$$t^{cal} = \frac{\sqrt{(x_i - x_k)^2 + (y_i - y_k)^2 + (z_i - z_k)^2}}{v_p} \quad (2.2)$$

(x_i, y_i, z_i) adalah koordinat dan kedalaman lokasi hiposenter, (x_k, y_k, z_k) adalah lokasi stasiun. Persamaan di atas merupakan persamaan non-linear, sehingga untuk menyelesaikan persamaan tersebut maka dilinearakan dengan menggunakan Deret *Taylor* orde pertama (Lampiran 1). Maka, residual (r^i) dapat dituliskan sebagai berikut:

$$r_k^i = \frac{\partial TT_k}{\partial x} dx + \frac{\partial TT_k}{\partial y} dy + \frac{\partial TT_k}{\partial z} dz + dt \quad (2.3)$$

Dengan r merupakan nilai residual, t adalah waktu asal, TT merupakan waktu tempuh gelombang (*Travel Time*), i adalah indeks stasiun pengamatan, dan (x, y, z) merupakan koordinat hiposenter.

Dari persamaan (2.3) diketahui apabila waktu tiba gelombang pada stasiun pengamat sama dengan jumlah dari waktu tempuh dan waktu asal, maka hasil dari nilai residual bernilai 0 (nol). Hal tersebut dapat menandakan posisi dan waktu asal gempa sudah benar. Jika persamaan di atas disusun untuk semua sistem

pengamat yang merekam gempa, maka akan membentuk sebuah matriks *Jacobian* sebagai berikut (Susilawati,2008).

$$J\Delta m = \Delta d \quad (2.4)$$

J merupakan matriks *Jacobian* yang berisi turunan parsial residual waktu tempuh tiap stasiun terhadap parameter hiposenter (x, y, z, t) dengan ukuran matriks $N \times 4$, dengan N adalah jumlah stasiun pengamat. Matriks Δm merupakan model yang berisi hiposenter yang ingin diketahui (x, y, z) dan waktu terjadinya gempa (t), Δd adalah parameter yang diperoleh dari pengamatan, berupa nilai residual gelombang gempa pada stasiun pengamatan dengan ukuran matriks $N \times 1$. Adapun elemen penyusun matriks dapat dilihat pada persamaan di bawah ini:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial T_i}{\partial x} & \frac{\partial T_i}{\partial y} & \frac{\partial T_i}{\partial z} & \frac{\partial T_i}{\partial t} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial T_N}{\partial x} & \frac{\partial T_N}{\partial y} & \frac{\partial T_N}{\partial z} & \frac{\partial T_N}{\partial t} \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

$$\Delta d = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \dots \\ r_N \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

Hasil dari perhitungan persamaan linier akan menghasilkan perubahan pada nilai koordinat sumber gempa. Nilai estimasi yang diperoleh dari koordinat sumber gempa yang dapat dituliskan sebagai berikut (Grandis, 2003):

$$x_i = x_0 + dx \quad (2.8)$$

$$y_i = y_0 + dy \quad (2.9)$$

$$z_i = z_0 + dz \quad (2.10)$$

$$t_i = t_0 + dt \quad (2.11)$$

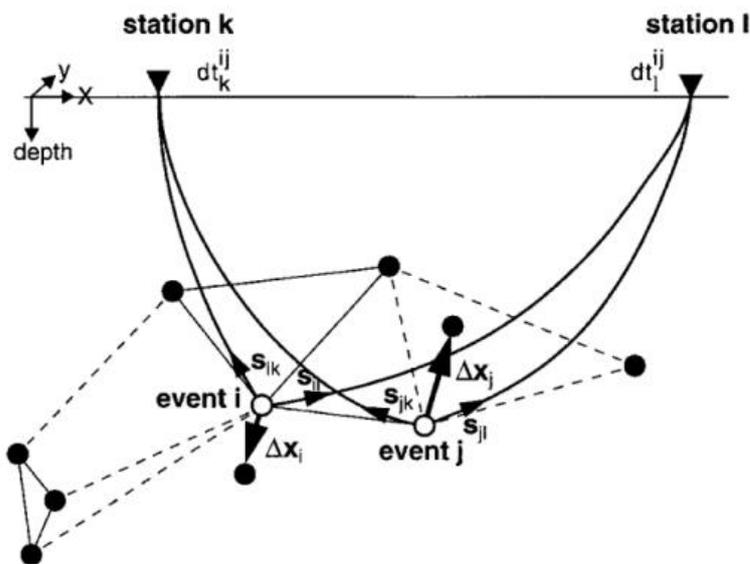
Persamaan di atas mengkalkulasikan waktu tempuh gelombang dan waktu asal gelombang dengan menghitung jarak antara lokasi stasiun dengan lokasi hiposenter.

Kemudian, dihitung selisih waktu tempuh kalkulasi dengan waktu tempuh observasi, sehingga akan mendapatkan nilai residual yang perbedaan jarak dan waktu (dx , dy , dz , dt). Perbaikan letak hiposenter dilakukan dengan terus melakukan iterasi atau pengulangan hingga nilai residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi yang mendekati nol (Grandis, 2003).

II.5 Metode Double Difference (HypoDD)

Metode *Double Difference* merupakan metode relokasi hiposenter relatif yang diperkenalkan oleh Waldhauser pada tahun 2000 dan implementasi dari metode ini adalah *software hypoDD* yang dibuat untuk memudahkan perhitungan relokasi hiposenter (Hanifah, 2021). Prinsip metode ini adalah jika jarak antara dua gempa yang dipasangkan relatif kecil dibandingkan dengan jarak stasiun dengan masing-masing *event* yang dipasangkan, maka lintasan gelombang (*raypath*) dan *waveform* kedua gempa tersebut dapat dianggap hampir sama. Dengan asumsi tersebut, selisih waktu tempuh antara kedua gempabumi dapat dianggap sebagai fungsi jarak, sehingga kesalahan model penjalaran gempabumi dapat diminimalkan (Waldhauser dan Ellsworth, 2002).

Syarat utama dari metode *Double Difference* yaitu jarak antara kedua hiposenter gempa bumi yang akan direlokasi harus lebih kecil daripada jarak antara masing-masing hiposenter terhadap stasiun. Metode ini tidak membutuhkan gempa bumi utama sehingga dapat digunakan untuk merelokasi gempa bumi dalam jumlah yang besar sekaligus dengan sebaran jarak hiposenter yang besar pula (Hanifah, 2021). Metode ini tidak membutuhkan gempa bumi utama (*main event*) sehingga dapat digunakan untuk merelokasi gempa bumi dalam jumlah besar sekaligus.



Gambar 2.7 Ilustrasi dari algoritma double difference (Waldhauser, 2001).

Pada gambar 2.7 menunjukkan ilustrasi relokasi hiposenter dengan metode *Double Difference*. Lingkaran hitam dan putih menunjukkan hiposenter gempa bumi yang terhubung dengan *event* lain disekitarnya, baik dari data *cross correlation* atau katalog. Gempa *i* dan *j* terekam pada stasiun yang sama (*k* dan *l*) dengan selisih waktu dt_k^{ij} dan dt_l^{ij} . Lintasan *raypath* kedua gempa bumi tersebut dianggap sama yang ditunjukkan oleh s^{ik} , s^{il} , s^{jk} , dan s^{jl} . Sementara Δx_i dan Δx_j menunjukkan vektor relokasi gempa bumi *i* dan *j* dengan memperhatikan

kelambatan (s) yang dialami oleh gelombang kedua gempa bumi tersebut, dan dt merupakan selisih waktu tempuh dari kedua *event* tersebut atau bisa juga disebut *residual time*. Hal yang pertama dilakukan dalam penentuan relokasi dengan *Double Difference* yaitu menentukan waktu tiba (*arrival time*) dari titik hiposenter ke stasiun pengamat (Walldhauser dan Ellsworth, 2000).

$$T_k^i = \tau^i + \int_k^i u ds \quad (2.14)$$

T_k^i merupakan waktu tiba gempa bumi i di stasiun k yang diekspresikan dengan integral. τ merupakan waktu awal gempa bumi, u adalah kelambatan dan ds merupakan elemen panjang lintasan. Namun hubungan di atas dianggap tidak linier sehingga dilakukan ekspansi dengan suku pertama deret Taylor untuk melinearisasikan persamaan 2.14 tersebut, sebagai berikut (Geiger, 1912):

$$r_k^i = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i \quad (2.15)$$

Dengan $r_k^i = (t^{obs} - t^{cal})_k^i$, t^{obs} dan t^{cal} merupakan waktu pengamatan dan perhitungan dari waktu tempuh dengan $\Delta m^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$. Persamaan (2.15) digunakan dalam mengukur *arrival time*. Akan tetapi persamaan tersebut tidak berlaku pada perhitungan dengan lebih dari 1 *event*. Maka dari itu, dibuatlah persamaan (2.16) agar mampu mengkorelasikan *event* lebih banyak.

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} \quad (2.16)$$

dr_k^{ij} dapat diuraikan menjadi *residual time* antara observasi dan kalkulasi antara dua *event*_gempabumi yang kemudian disebut dengan persamaan *double*

difference. Nilai waktu tempuh dituliskan sebagai (Waldhauser dan Ellsworth,2000).

$$d_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_l^i - t_l^j)^{cal} \quad (2.17)$$

Dengan keterangan i dan j merupakan dua hiposenter yang saling berdekatan, k dan l adalah dua stasiun yang merekam kedua kejadian gempa tersebut. d_k^{ij} merupakan waktu tempuh residual antara pasangan gempa i dan j pada stasiun k , t_k^i adalah waktu dari gempa i yang terekam oleh stasiun k , t_k^j merupakan waktu tempuh dari gempa j yang terekam oleh stasiun k . t^{obs} adalah waktu tempuh observasi yang terekam oleh stasiun penerima, t^{cal} adalah waktu tempuh kalkulasi yang diperoleh dari perhitungan (Sunardi dkk., 2012).

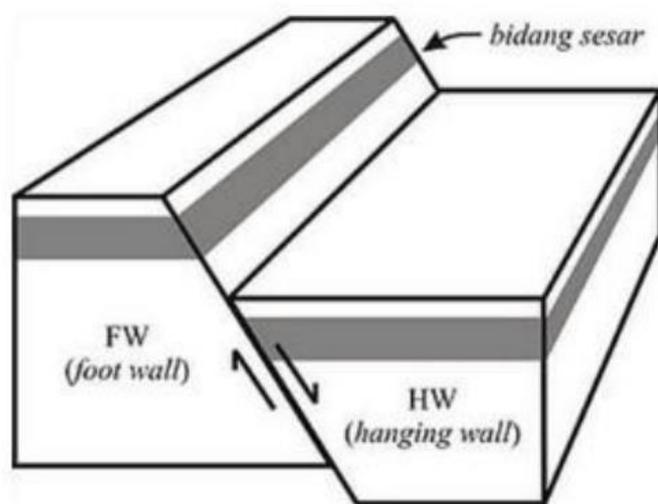
II.5 Tinjauan Kondisi Geologi dan Tektonik

II.5.1 Patahan Bumi (*Earth Faults*)

Prinsip utama pergerakan sebuah lempeng tektonik yaitu lempeng akan bergerak agak kaku dengan satuan yang relatif pada lempeng lainnya. Pada saat sebuah lempeng bergerak, maka jarak yang dimiliki antara dua lempeng dengan lokasi berbeda akan berubah, sedangkan pada lempeng dengan lokasi yang sama akan relatif konstan. Pergerakan tersebut terjadi karena kerak bumi yang bergerak sehingga menyebabkan banyak muncul struktur yang disebabkan oleh perubahan pada batuan karena proses tektonik. Salah satu akibat pergeseran atau patahnya lempeng akibat proses tektonik adalah munculnya struktur berupa sesar (*fault*) di beberapa tempat (Suroyo, 2019).

Patahan atau sesar merupakan salah satu akibat pergerakan lempeng yang berbentuk rekahan pada lapisan batuan di permukaan bumi karena telah terjadi pergeseran dan pada batas lempeng dengan salah satu blok dominan bergerak terhadap blok yang lainnya. Pergerakan blok dapat terjadi dengan pergerakan yang relatif dominan ke atas, ke bawah atau mendatar/sejajar dengan blok lainnya. Pergerakan patahan yang terjadi secara mendadak dapat memicu terjadinya gempa bumi sebagai akibat pelepasan energi pada batas lempeng yang mengalami pergeseran (Suroyo, 2019).

Patahan atau sesar adalah struktur rekahan yang mengalami pergeseran. Pergeseran batuan dan lempeng inilah yang sangat mempengaruhi terjadinya gempa bumi. Arah dari pergerakan suatu patahan disebut bidang patahan. Apabila bidang patahan tidak tegak, maka batuan yang terletak di atasnya dikenal sebagai *Hanging Wall*, sedangkan bagian bawahnya disebut *Foot Wall* seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.8.

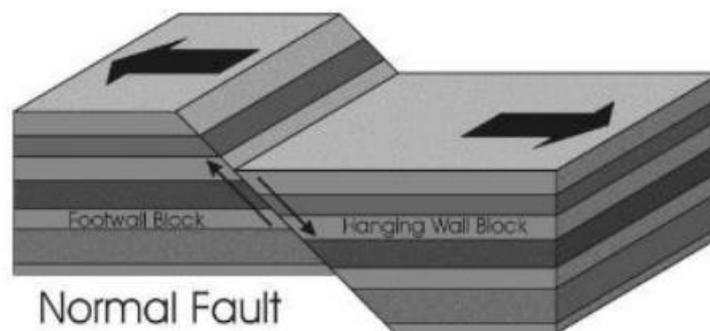


Gambar 2. 8 Struktur Patahan atau Sesar secara umum (Mubarok, 2018)

Patahan atau sesar dapat dibagi beberapa jenis bergantung pada arah pergeserannya, yaitu:

a. Sesar turun/Patahan Turun (*Normal Faults*)

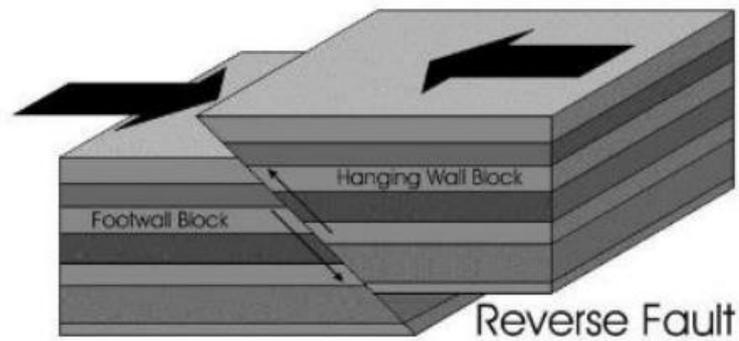
Normal Faults atau biasa juga dikenal dengan patahan/sesar turun merupakan patahan dimana *hanging wall* lebih relatif turun terhadap *footwall*, arah pergeseran bidang patahan turun seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.9. Patahan ini termasuk *dip-slip faults* dikarenakan pergeseran patahan tersebut sesuai dengan arah *dip*.



Gambar 2. 9 Ilustrasi *Normal Faults* (Mubarok, 2018)

b. Sesar Naik (*Reverse Faults*)

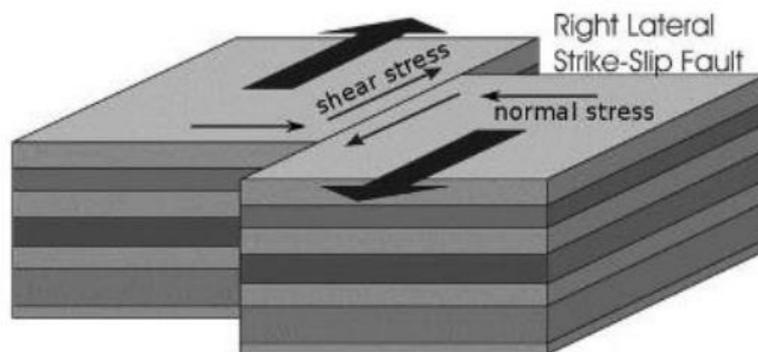
Reverse Faults atau biasa juga dikenal dengan patahan/sesar naik merupakan patahan dimana *hanging wall* lebih relatif naik terhadap *footwall*, arah pergeseran bidang pada patahan naik seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.10. Patahan ini juga termasuk *dip-slip faults*.



Gambar 2. 10 Ilustrasi *Reverse Faults* (Mubarok, 2018)

c. *Strike-slip Faults*

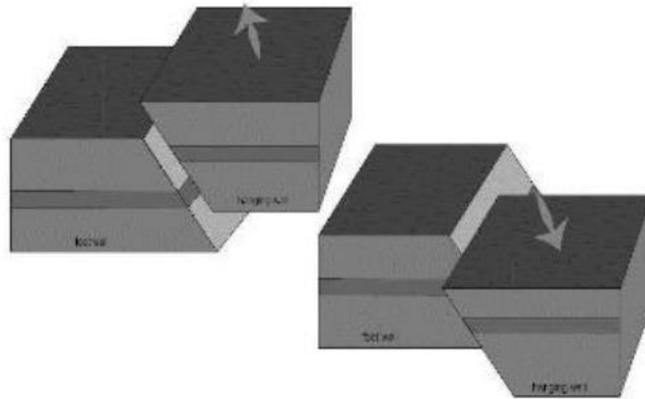
Strike-slip faults merupakan patahan dengan arah pergeseran patahan tersebut sesuai dengan arah *strike* dimana gerakannya mendatar seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.11.



Gambar 2. 11 Ilustrasi *Strike-slip Faults* (Mubarok, 2018)

d. *Oblique Faults*

Oblique Faults adalah kombinasi antara *strike-slip faults* dan *dip-slip faults*, dimana araha gerakannya bergerak bersamaan ke arah *dip* dan *strike* lapisan batuan seperti ditunjukkan pada gambar 2.12.



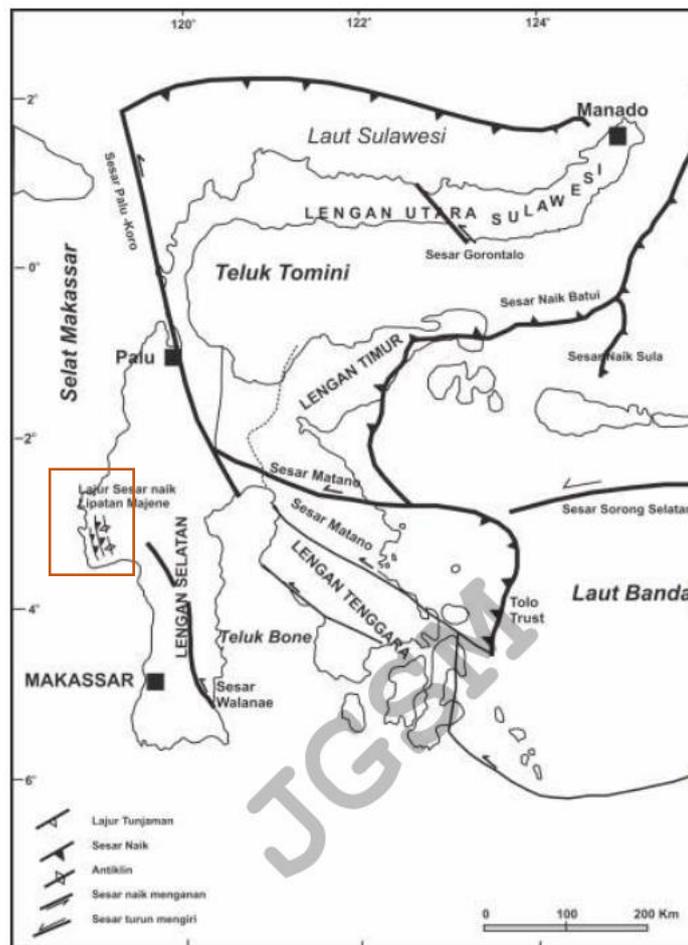
Gambar 2. 12 Ilustrasi *Oblique Faults* (Mubarok,2018)

II.5.2 Tektonik dan Geologi Daerah Mamuju-Majene

Pembahasan mengenai tektonik daerah Sulawesi Barat lengan Selatan yang meliputi daerah Majene dan Mamuju tidak terlepas dari sejarah tektonik Selat Makassar. Menurut Bergman dkk (1996) bahwa Selat Makassar ditafsirkan merupakan cekungan muka daratan (*Foreland Basin*). Cekungan muka daratan adalah cekungan struktural yang terbentuk berdekatan dan sejajar dengan sabuk pegunungan. *Foreland Basin* ini terbentuk karena adanya tumbukan benua-benua yang terjadi pada Miosen. Hal ini diperkuat dengan adanya fase kompresi yang ditunjukkan oleh adanya sesar naik dan lipatan yang di selat sebelah timur yang mempunyai kecondongan ke Barat, sementara di selat sebelah barat memiliki kecondongan ke timur (Zakaria dan Sidarto, 2015).

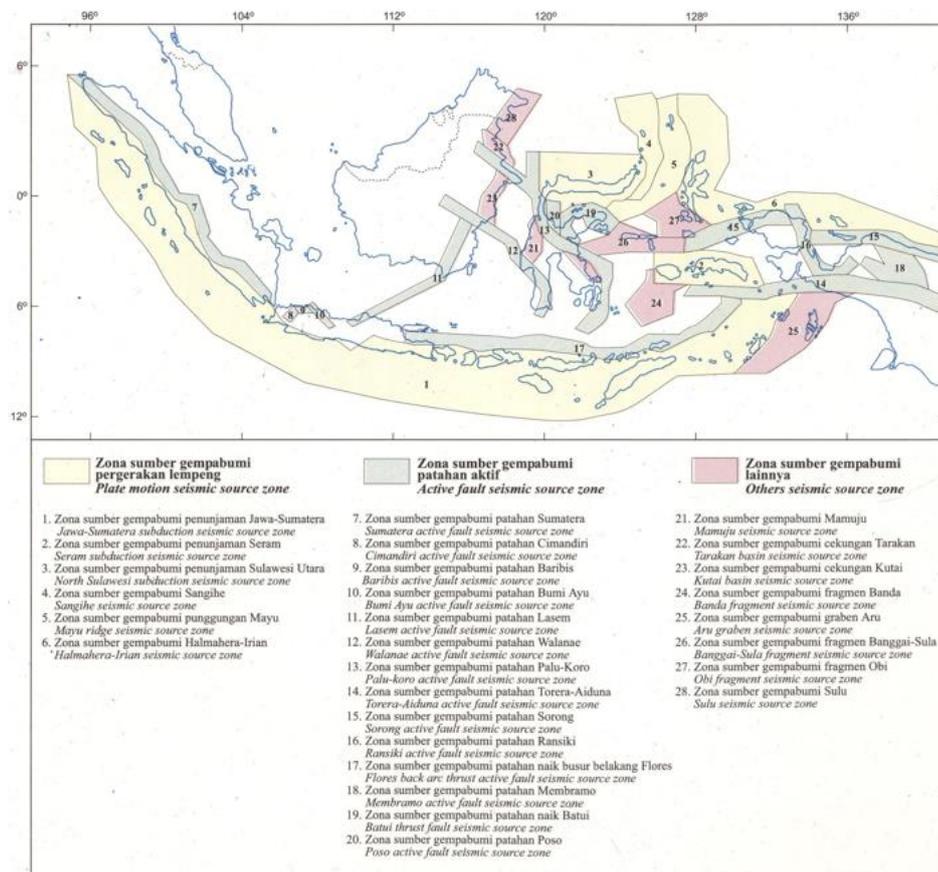
Daerah Sulawesi Barat lengan selatan meliputi daerah penelitian yaitu daerah Mamuju dan Majene di bagian barat. Di daerah ini terdapat dua lajur lipatan – sesar naik, yaitu Lajur Lipatan – Sesar Naik Majene, dan Lajur Lipatan – Sesar Naik Kalosi. Model ini mengindisikan bahwa Selat Makassar ditafsirkan sebagai

cekungan muka daratan (*Foreland Basin*). Bukti dari wilayah daratan yang menunjukkan bahwa Selat Makassar telah mengalami fase kompresi adalah ditemukannya adanya sesar lepas pantai barat Mamuju dengan pergerakan sesar naik yang memotong sebaran batuan berumur Pliosen yang berasosiasi dengan lajur lipatan dan sesar naik di wilayah Majene dan Mamuju, yaitu Lajur Lipatan - Sesar Naik Majene dan Lajur Lipatan – Sesar Naik Kalosi yang memiliki kecondongan ke arah barat dapat dilihat pada gambar 2.13.



Gambar 2. 13 Mendala – mendala geologi di Sulawesi dan Sekitarnya (Sukamto, 1975).

Menurut Koesnama (2014), keberadaan zona tunjaman aktif di daerah Sulawesi Selatan dapat memicu terjadinya aktifitas pada sesar-sesar tersebut, sehingga menimbulkan gempa bumi. Daerah Majene-Mamuju dapat dikatakan merupakan zona tektonik aktif dengan adanya sesar-sesar lokal yang menyebabkan gempa bumi dangkal. Di daerah Sulawesi dan sekitarnya terdapat zona gempa yang disebabkan oleh sesar/patahan yang dapat dilihat pada gambar 2.14.



Gambar 2. 14 Peta zona sumber gempa daerah Sulawesi dan Sekitarnya (Prihadi dan Soehaimi, 2005)