

## BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Gempa bumi

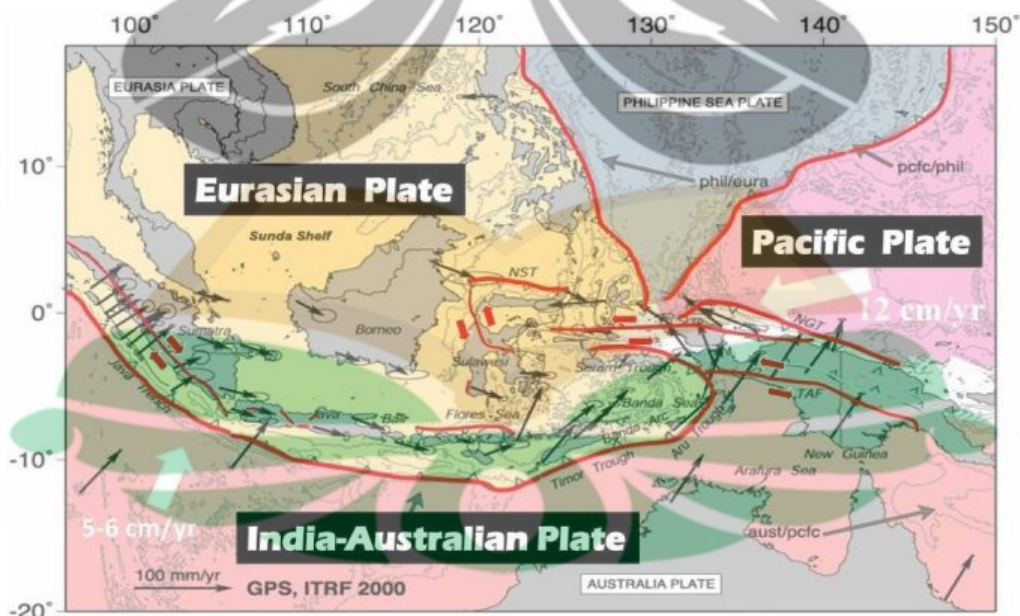
Gempa bumi merupakan suatu gerakan atau getaran yang terjadi pada kulit bumi yang dihasilkan dari tenaga endogen. Pengertian tenaga endogen sendiri yaitu tenaga atau kekuatan perut bumi yang terjadi karena adanya perubahan atau pergeseran lempeng pada kulit bumi (Bayong, 2006). Gempa bumi cenderung terjadi pada patahan dimana tegangan internal menyebabkan batuan kerak terbelah atau pecah menjadi dua bagian atau lebih. Lokasi dimana gempa bermula disebut hiposenter. Gelombang gempa bumi menyebar dari hiposenter menuju batuan sekeliling. Gempa bumi besar melepaskan sejumlah besar energi tersimpan sebagai gelombang seismik, bentuk energi yang bergerak melalui litosfer dan interior bumi. Energi yang dibawa gelombang ini menyebabkan material yang mengirimkannya bergetar. Gelombang seismik mirip dengan gelombang yang dihasilkan ketika batu dilemparkan kedalam kolam yang tenang. Seperti batuan yang membentuk pola gelombang sirkular, gempa bumi membangkitkan gelombang yang menyebar ke segala arah dari hiposenter. Meskipun energi seismik menghilang secara cepat ketika bergerak dari hiposenter gempa, instrument sensitif bisa mendeteksi gempa bumi bahkan ketika gempa bumi terjadi di sisi berlawanan bumi.

Sejarah berkembangnya studi mengenai fenomena gempa bumi dimulai pada abad ke-18 dimana gempa dihubungkan dengan getaran tanah oleh gelombang elastis yang menjalar melalui kerak bumi pada sebuah lokasi. Perubahan pada kerak bumi oleh adanya gempa seringkali menghasilkan dislokasi dan retakan. Penyebab gempa kemudian mulai dipahami saat terjadi adanya pelepasan energi yang terakumulasi di kerak bumi. Teori yang menjelaskan terjadinya gempa bumi dikenal dengan *elastic rebound theory* yang diusulkan oleh Reid (1911). Teori ini menjelaskan bagaimana energi menyebar saat gempa bumi terjadi. Ditinjau dari

model sederhana blok batuan yang pada awalnya terdapat patahan dan tidak ada aktivitas seismik yang terjadi. Kemudian proses akumulasi *stress* terjadi secara kontinu dan lambat di sekitar patahan utama. Seiring dengan pergerakan lempeng tektonik yang bergerak beberapa cm per tahun, pergerakan tersebut menghasilkan deformasi pre-seismik pada batuan disekitar patahan (Alamsyah, 2017). Berdasarkan sumber terjadinya, gempa bumi dikelompokkan menjadi tiga jenis yaitu gempa vulkanik yang disebabkan oleh aktivitas gunung api, gempa runtuh yang disebabkan oleh runtuh batuan atau tanah longsor, dan gempa tektonik yang disebabkan oleh patahan lempeng (Tjandra, 2017). Dapat dilihat pada Gambar 2.1, pembagian-pembagian lempeng yang ada diseluruh dunia dan Indonesia sendiri berada di daerah Lempeng Pasifik (Katalog BMKG).

### 2.1.1 Gempa Tektonik

Gempa Tektonik atau gempa dislokasi merupakan gempa bumi yang banyak terjadi dan mempunyai efek paling serius. Hampir 90% kejadian gempa bumi di dunia merupakan kejadian gempa tektonik. Gempa bumi ini berhubungan dengan kegiatan gaya-gaya tektonik yang terus berlangsung dalam proses pembentukan gunung-gunung, patahan-patahan batuan (*faults*), dan tarikan atau

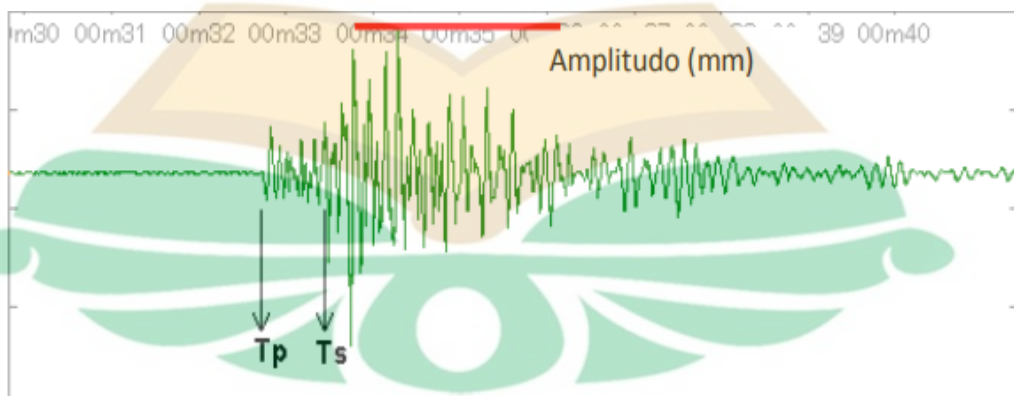


Gambar 2. 1 Pembagian Lempeng Tektonik Dunia

tekanan dari pergerakan lempeng-lempeng batuan penyusun kerak bumi.

Akumulasi energi penyebab terjadinya gempa bumi dihasilkan dari pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Energi yang dihasilkan dipancarkan ke segala arah berupa gelombang gempa bumi sehingga efeknya dapat dirasakan sampai ke permukaan bumi. Menurut teori lempeng tektonik, permukaan bumi terbagi menjadi beberapa lempeng tektonik besar. Daerah perbatasan lempeng-lempeng tektonik merupakan tempat-tempat yang memiliki kondisi tektonik yang aktif, yang menyebabkan gempa bumi, gunung berapi, dan pembentukan dataran tinggi. Adapun parameter fisis gelombang gempa bumi, yaitu sebagai berikut ini

1. (S-P), yaitu selisih waktu antara gelombang primer dan gelombang sekunder pada seismograf yang dinyatakan dalam detik,
2. durasi gempa, yaitu waktu yang diperlukan oleh suatu gelombang gempa dari saat waktu tiba gelombang Primer sampai gelombang gempa berhenti sama sekali yang dinyatakan dalam detik,
3. waktu terjadinya gempa ( $t_0$ ) adalah waktu tiba gelombang P pada seismograf dikurangi hasil perhitungan waktu yang diperlukan oleh getaran untuk mencapai seismograf dari sumber, seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 2.2. Pada gambar terlihat bentuk gelombang seismik dengan koordinat X adalah waktu dan koordinat Y adalah amplitudo. Waktu pada seismograf merupakan hitungan dalam detik,  $T_p$  merupakan waktu tiba gelombang primer, dan  $T_s$  merupakan waktu tiba gelombang sekunder (Hidayati, 2010).



Gambar 2. 2 Parameter fisis gelombang gempa bumi (Hidayati,2010)

Gempa bumi memiliki karakteristik yang biasanya muncul ketika gempa terjadi hal ini didasarkan pada timbulnya sifat dan kebiasaan yang terjadi setiap kali gempa muncul. Berikut adalah karakteristik dari gempa bumi

1. berlangsung dalam waktu yang sangat singkat atau bisa dihitung dengan satuan detik,
2. lokasi kejadiannya tertentu atau random tidak mengenal tempat kejadian dan biasanya terjadi di wilayah patahan dan juga jalur sesar,
3. akibatnya gempa bumi yang berlangsung akan menimbulkan bencana alam,
4. gempa bumi berpotensi terulang lagi atau biasa disebut “kala ulang”, dalam gempa bumi yang menunjukkan rentang waktu antara satu gempa dengan gempa berikutnya yang memiliki skala yang sama,
5. bencana gempa bumi sampai sekarang belum bisa diprediksi kapan dan dimana akan terjadi gempa bumi dan
6. bencana gempa bumi tidak dapat dicegah ataupun ditunda, tetapi efek dari bencana yang ditimbul dapat diminimalisir (Pujiyanto, 2007).

Gempa bumi terbagi berdasarkan kedalaman hiposenternya, yaitu gempa bumi dangkal (normal), dengan letak pusatnya  $< 70$  km, gempa bumi sedang (intermedier), dengan letak pusatnya  $70 - 300$  km, dan gempa bumi dalam, dengan letak pusatnya  $300 - 700$  km. Berdasarkan kekuatannya atau magnitude (M) berskala Richter (SR) gempa bumi dapat dibedakan menjadi 7 kategori yaitu gempa bumi sangat besar dengan kekuatan  $> 8$  SR, gempa bumi besar dengan kekuatan  $7$  SR –  $8$  SR, gempa bumi merusak dengan kekuatan  $5$  SR –  $6$  SR, gempa bumi sedang dengan kekuatan  $4$  SR –  $5$  SR, gempa bumi kecil dengan kekuatan  $3$  SR –  $4$  SR, gempa bumi mikro dengan kekuatan  $1$  SR –  $3$  SR, dan gempa bumi ultra mikro dengan kekuatan  $0$  SR –  $1$  SR.

Gempa dangkal menimbulkan efek guncang dan kehancuran yang lebih dahsyat dibandingkan gempa dalam. Jarak sumber gempa bumi yang lebih dekat dengan permukaan bumi sehingga energi gelombangnya besar dan pelemahan energi gelombang akibat perbedaan jarak ke permukaan bumi relatif kecil (Sunarjo,dkk. 2012).

## 2.2 Episenter dan Hiposenter

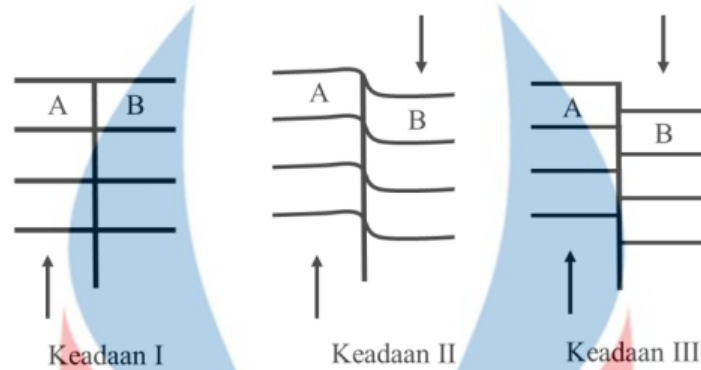
Episenter dan hiposenter merupakan salah satu parameter gempa bumi, walaupun memiliki penyebutan yang sama tetapi kedua parameter ini memiliki arti yang berbeda. Episenter (*epicentrum*) adalah tempat di permukaan bumi yang letaknya terdekat dengan hiposenter. Letak episenter tegak lurus terhadap hiposenter dan sekitar daerah episenter umumnya merupakan wilayah yang paling besar terkena dampak dan paling besar merasakan getaran gempa bumi (Sunardjo, dkk. 2012). Episenter gempa dapat ditentukan secara manual menggunakan metode lingkaran dan juga dapat ditentukan menggunakan program komputer yaitu dengan metode *Geiger* dan *grid search*. Pada penelitian ini metode yang digunakan adalah metode *Geiger*. Data yang digunakan dalam metode garis tiga lingkaran (Gambar 2.4). Metode ini menggunakan data waktu tiba gelombang P dan waktu tiba gelombang S. Metode ini beranggapan bahwa bumi terdiri dari lapisan datar homogen sehingga waktu tiba gelombang gempa yang terjadi karena adanya pantulan dan pembiasan untuk setiap lapisan dapat dihitung.

Hiposenter (*hipocentrum*) adalah pusat gempa, yaitu tempat terjadinya perubahan lapisan batuan atau dislokasi di dalam bumi sehingga menimbulkan gempa bumi. Kebanyakan gempa bumi yang terjadi memiliki pusat yang terletak dekat dengan permukaan bumi pada kedalaman rata – rata 25 km dan berlangsung ke bawah tidak lebih dari 700 km. Umumnya gempa bumi dangkal lebih kuat daripada gempa bumi sedang ataupun dalam, oleh sebab itu gempa bumi dangkal lebih banyak menyebabkan kerusakan.

## 2.3 Mekanisme Gempa bumi

Gelombang seismik yang terpancar oleh suatu sumber energi elastik yang dilepaskan secara tiba-tiba dan menyebabkan gempa bumi. Pelepasan energi elastis tersebut terjadi pada saat lempengan di lokasi sumber gempa tidak mampu menahan gaya yang ditimbulkan oleh gerak relatif antapertemuan lempeng. Di daerah pertemuan lempeng akan timbul suatu tegangan diakibatkan oleh tumbukan dan geseran antar lempeng serta sifat-sifat elastik batuan (Sunarjo dkk, 2012). Teori yang dapat menjelaskan tentang energi elastis yang dapat diterima adalah

pergeseran sesar dan teori kekenyalan elastis (*elastic rebound theory*) dari H.F Rheid (1906). Berikut ini merupakan gambaran mekanisme patahan :

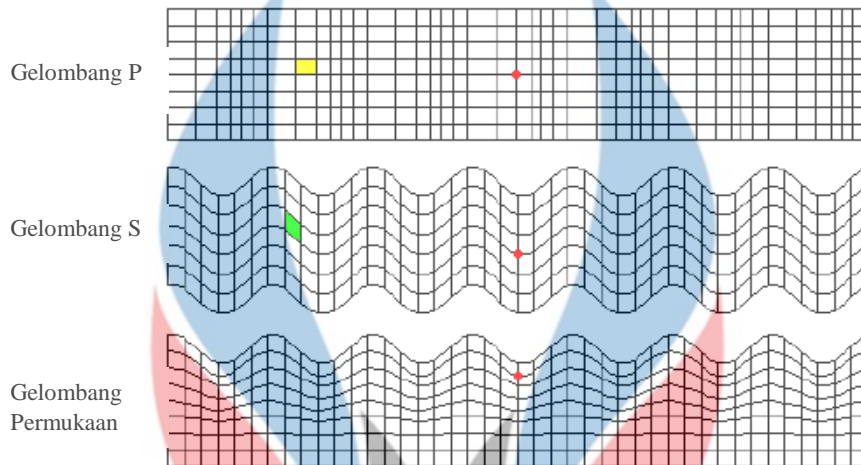


Gambar 2. 3 Mekanisme patahan penyebab gempa tektonik (Sunarjo dkk,2012)

Ditunjukkan pada keadaan I suatu lapisan yang belum terjadi perubahan bentuk geologi. Akibat terjadinya gerakan yang terus menerus pada dalam bumi maka akan terdapat tekanan yang lama kelamaan akan terakumulasi dan mampu mengubah bentuk geologi dari lapisan batuan. Kemudian pada (keadaan II) menunjukkan suatu lapisan batuan telah mendapat dan tekanan dimana telah terjadi perubahan bentuk geologi. Untuk daerah A mendapat tekanan ke atas, sedang daerah B mendapat tekanan ke bawah. Proses ini berjalan terus sampai tekanan yang terjadi (dikandung) di daerah ini cukup besar untuk mengubahnya menjadi gesekan antara daerah A dan daerah B. Lama - kelamaan karena lapisan batuan sudah tidak mampu lagi untuk menahan tekanan, maka akan terjadi suatu pergerakan atau perpindahan yang tiba-tiba sehingga terjadilah patahan. Pada keadaan III menunjukkan lapisan batuan yang sudah patah ini disebabkan karena adanya pergerakan tiba-tiba yang disebabkan oleh gaya yang bekerja pada batuan dalam waktu lama dan secara terus-menerus sehingga menyebabkan daya dukung batuan akan mencapai batas maksimum sehingga menyebabkan pergeseran. Akibatnya batuan akan mengalami patahan disekitar bidang sesar (*fault*) setelah itu batuan itu akan stabil, tetapi sudah mengalami perubahan bentuk atau posisi. Pada saat batuan mengalami gerakan yang tiba-tiba akibat pergeseran batuan,

energi tekanan yang tersimpan akan dilepaskan dalam bentuk getaran yang dikenal dengan gempa bumi (Sunarjo dkk., 2012).

## 2.4 Gelombang Seismik



Gambar 2. 4 Perambatan gelombang pada gelombang P, gelombang S, dan gelombang permukaan (Sunarjo dkk,2012)

Gelombang seismik adalah getaran kerak bumi yang diakibatkan adanya gangguan pada salah satu lapisan bumi sehingga menyebabkan getaran. Getaran yang mencapai permukaan bumi pada umumnya menyebabkan pergerakan ke berbagai arah, pergeseran tersebut di kenal dengan gempa bumi. Berdasarkan perambatannya, gelombang dibedakan menjadi 2 jenis yaitu gelombang primer (gelombang P) dan gelombang sekunder (gelombang S) (Gambar 2.4). Gelombang badan atau gelombang primer (*Body wave*) merupakan gelombang longitudinal dimana pergerakan partikel medium dilewati searah dengan penjalaran gelombangnya. Gelombang P dapat menjalar dalam segala medium baik padat, cair dan gas. Gelombang P mempunyai kecepatan paling tinggi di antara gelombang lainnya dan tiba paling awal tercatat dalam seismogram. Sedangkan gelombang S merupakan gelombang transversal dimana arah pergerakan partikelnya tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombangnya. Gelombang S hanya dapat menjalar pada medium padat. Gelombang S tiba pada

urutan kedua setelah gelombang P. Gelombang S dapat dipecah menjadi dua komponen yaitu : [www.itk.ac.id](http://www.itk.ac.id)

1. gelombang SV (Sekunder Vertikal) adalah gelombang S yang pergerakan partikelnya terpolaritas pada bidang vertical dan
2. gelombang SH (Sekunder Horizontal) adalah gelombang S yang gerakan partikelnya terpolaritas pada bidang horizontal.

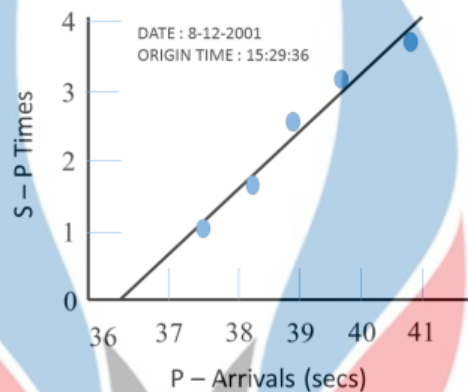
Gelombang permukaan atau gelombang sekunder (*surface wave*) merupakan gelombang elastis yang menjalar sepanjang permukaan bumi dan biasa disebut sebagai *tide waves*. Gelombang permukaan menjalar melalui lapisan permukaan bumi. Gelombang permukaan terdiri dari gelombang *Love* (L) dan *Rayleigh* (R) yang menjalar melalui permukaan bebas dari bumi. Gelombang L gerakan partikelnya sama dengan gelombang SH dan memerlukan media yang berlapis. Gelombang R lintasan gerak partikelnya merupakan suatu ellips. Bidang ellips ini vertikal dan berimpit dengan arah penjararannya. Gerakan partikelnya ke belakang (bawah maju atas mundur). Gelombang R menjalar melalui permukaan media yang homogen. Gelombang *Stonely*, arah penjararannya seperti gelombang R tetapi menjalar melalui batas antara dua lapisan di dalam bumi. Gelombang *Channel*, yaitu gelombang yang menjalar melalui lapisan yang berkecepatan rendah (*low velocity layer*) di dalam bumi. Gelombang *Love* dan *Rayleigh* ada juga yang memberi simbol LQ dan LR dimana L singkatan dari *Long* karena gelombang permukaan mempunyai sifat periode panjang dan Q adalah singkatan dari *Querwellen*, yaitu nama lain dari *Love* seorang Jerman yang menemukan gelombang ini. Gelombang LQ dan LR menjalar sepanjang permukaan bebas dari bumi atau lapisan batas diskontinuitas antara kerak dan mantel bumi. Amplitudo gelombang LQ dan LR adalah yang terbesar pada permukaan dan mengecil secara eksponensial terhadap kedalaman. Dengan demikian pada gempa bumi dangkal amplitudo gelombang LQ dan LR akan mendominasi (Sunardjo, dkk. 2012).

## 2.5 Metode Lingkaran

Metoda lingkaran tiga stasiun merupakan metoda yang paling sederhana dan metoda awal yang dilakukan para ahli untuk menentukan episenter gempa.



Dalam metoda ini, bumi dianggap sebagai media homogen (Hidayati, 2010). Lokasi gempa bumi didefinisikan oleh tiga koordinat ruang (x,y,z). Untuk mendapatkan hiposenter secara garis besar ada dua metode yang biasanya digunakan yaitu metode grafis dan metode inversi. Metode grafis salah satunya



Gambar 2. 5 Penentuan waktu terjadinya gempa dengan metode diagram Wadati (Hidayati,2010)

adalah metode garis berat tiga lingkaran. Dalam metode garis tiga lingkaran, data yang digunakan adalah data waktu tiba gelombang P dan gelombang S dari beberapa stasiun pencatat (minimal tiga stasiun pencatat). Untuk menentukan waktu terjadinya gempa (*Origin Time*) dapat ditentukan dengan teknik grafis yang disebut Wadati. Beda waktu tiba gelombang S dan P ( $t_s - t_p$ ) diplot terhadap waktu tiba gelombang P. Karena di hiposenter  $t_s - t_p$  akan menjadi nol, maka titik potong garis lurus dalam diagram Wadati (Gambar 2.5) dengan sumbu  $t_p$  adalah pendekatan waktu terjadinya gempa ( $t_0$ ). Setelah  $t_0$  ditentukan jarak episenter dari tiap stasiun dapat dihitung dengan mengalikan waktu tempuh gelombang P dengan kecepatan gelombang rata-ratanya

$$d = (T_p - T_0) * \alpha \quad (2.1)$$

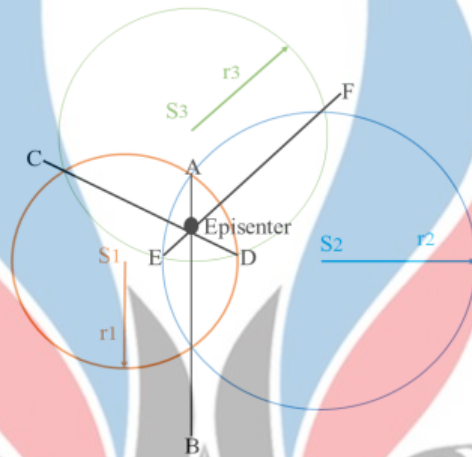
dimana

$\alpha$  adalah kecepatan gelombang P,

$T_p$  adalah waktu kedatangan gelombang P, dan

$T_0$  adalah waktu terjadinya gempa di sumber (Rasmid dkk, 2014)

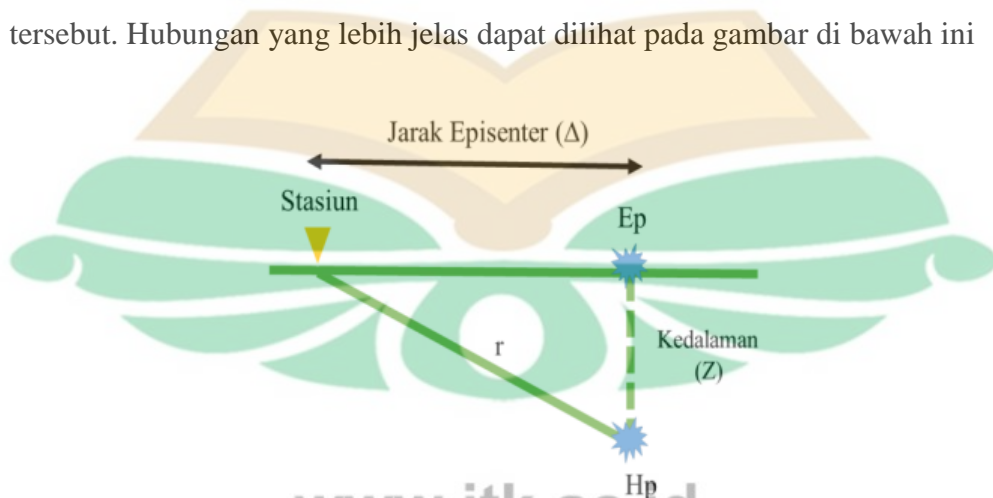
Pada Gambar 2.6 terdapat tiga stasiun pencatat yaitu S1, S2 dan S3, masing-masing stasiun pencatat dijadikan sebagai pusat lingkaran dengan jari-jari  $r_1, r_2$  dan  $r_3$ . Koordinat episenter  $\epsilon$  merupakan perpotongan garis tiga lingkaran. Garis AB merupakan garis yang menghubungkan perpotongan lingkaran 1 dan lingkaran 2. Garis CD merupakan garis yang menghubungkan perpotongan lingkaran 1 dan lingkaran 3.



Gambar 2. 6 Metode lingkaran (Hidayai,2010)

Sedangkan garis EF merupakan garis yang menghubungkan perpotongan lingkaran 2 dan lingkaran 3.

Pada penentuan hiposenter dibutuhkan hasil rekaman gempa, yaitu waktu tiba gelombang P ( $t_p$ ), waktu tiba gelombang S ( $t_s$ ) pada setiap stasiun dan selisih waktu tiba kedua gelombang ( $S-P$ ). Selisih waktu gelombang akan terus bertambah sebanding dengan bertambahnya jarak tempuh ( $r$ ) kedua gelombang tersebut. Hubungan yang lebih jelas dapat dilihat pada gambar di bawah ini



Gambar 2. 7 Penjalaran gelombang P dan S (Hidayati,2010)

Jarak tempuh gelombang P dan S dari pusat gempa ( $H_p$ ) ke stasiun adalah  $r$

$$r = V_p(t_p - t_0); D = V_s(t_s - t_0) \quad (2.2)$$

Secara matematis hubungan antara jarak tempuh  $r$  dan S-P adalah

$$D = k * (S - P) \quad (2.3)$$

Diketahui bahwa nilai  $k$  adalah

$$k = \frac{V_p * V_s}{V_p - V_s} \quad (2.4)$$

dimana

$k$  merupakan koefisien jarak dan nilai tetapan dari konstanta Omori,  $V_p$  dan  $V_s$  merupakan kecepatan gelombang primer dan sekunder,  $t_0$  merupakan waktu terjadinya gempa bumi, sedangkan  $t_p$  dan  $t_s$  merupakan waktu tiba gelombang primer dan sekunder (Hidayati, 2010).

## 2.6 Metode Geiger

Posisi sumber gempa bumi yang presisi akan mempermudah untuk mengetahui mekanisme sumber gempa. Beberapa metode dikembangkan untuk menentukan hiposenter gempa diantaranya metode *Geiger*. Metode *Geiger* adalah suatu langkah pengerjaan iterasi dengan menggunakan optimal *least square* dalam penentuan lokasi hiposenter. Data yang digunakan dalam metode *Geiger* adalah data *travel time* dari masing – masing *event* gempa ke setiap stasiun (Rasmid, 2014). Metode *Geiger* pertama kali dikembangkan oleh *Geiger* (1910) untuk menentukan posisi hiposenter dengan mempertimbangkan parameter model awal (Bourmann, 2002).

Metode *Geiger* disebut salah satu metode yang absolut karena tidak dipengaruhi oleh *event* yang lain. Metode ini menggunakan data observasi yang diinversi dengan data kalkulasi menggunakan parameter model tertentu. Lama proses inversi dipengaruhi oleh parameter *input* dan ruang wilayah yang diteliti. Dasar perhitungan menggunakan metode *Geiger* adalah mencari residu terkecil ( $r$ )

yang dipengaruhi oleh turunan parsial waktu terhadap posisi disetiap sumbu koordinat *Cartesian* (x,y,z) serta selisih dari waktu tempuh pengamatan ( $t_{obs}$ ) dengan waktu tempuh perhitungan ( $t_{hit}$ ) yang dinotasikan ( $\Delta t$ ). Persamaan tersebut dapat ditunjukkan sebagai berikut

$$r_i = \frac{\partial T}{\partial x_i} \Delta x + \frac{\partial T}{\partial y_i} \Delta y + \frac{\partial T}{\partial z_i} \Delta z + \Delta t \quad (2.5)$$

Solusi matrik invers matrik  $r$

$$r = G \cdot X \quad (2.6)$$

Maka

$$X = (G^T * G)^{-1} G^T r \quad (2.7)$$

dengan

$r$  = matrik data

$G$  = matrik kanel

$X$  = matrik model (Arimuko dkk,2019).

## 2.7 Analisis Spektral

Analisis spektral digunakan pada data deret waktu untuk mencari periodisitas tersembunyi. Analisis spektral atau juga disebut spektrum diperkenalkan oleh Schuster yaitu seorang pekerja sosial pada abad ke-19 digunakan pada bidang kelautan, meteorologi, dan astronomi dengan tujuan mencari periodositas tersembunyi (Bloomfield, 2000).

Frekuensi berkaitan dengan sifat fisik dari situs seperti kedalaman lapisan, densitas atau kecepatan gelombang yang berguna untuk karakterisasi sifat fisik dari struktur geologi. Hasil analisis tersebut menghasilkan spectrum mikrotremor dengan puncak spectrum pada frekuensi resonansinya. Penentuan spektrum memperhatikan hubungan antara perbandingan rasio spektrum *Fourier* dengan sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya. Pada proses penentuan puncak spektrum terdapat fungsi algoritma FFT (*Fast Fourier Transform*) untuk merepresentasikan sinyal dalam domain waktu menjadi spektrum dalam domain frekuensi. Transformasi Fourier membagi sebuah sinyal menjadi frekuensi yang berbeda-beda dalam fungsi eksponensial yang kompleks. Domain waktu (periode) didefinisikan sebagai waktu yang dibutuhkan sebuah

gelombang untuk mencapai suatu gelombang penuh. Domain frekuensi didefinisikan sebagai jumlah gelombang yang terjadi dalam 1 detik. Frekuensi secara sederhana merupakan kebalikan dari waktu, sehingga waktu yang satuannya adalah detik (*second*) akan menjadi Hertz (1 per *second*) hanya akan memiliki tepat satu nilai spektrum (Thomson,1980)

Data hasil rekaman gempa bumi pada umumnya masih berbentuk domain waktu, hal ini mempersulit pembacaan informasi tersebut, sehingga data yang berdomain waktu tersebut harus terlebih dulu diproses menjadi domain frekuensi. Tujuan dari transformasi ini berdasarkan pada beberapa aspek dimana frekuensi merupakan variabel yang mempermudah pembacaan informasi berdasarkan informasi waktu. Keuntungan analisis dalam kawasan frekuensi, antara lain perhitungan matematis dalam kawasan frekuensi lebih mudah diterapkan dibandingkan dengan dalam kawasan waktu, fenomena geofisika pada umumnya dalam bentuk ketergantungan terhadap frekuensi, sehingga dalam beberapa fenomena fisik, frekuensi menjadi parameter yang sangat penting dalam menjelaskan fenomena tersebut (Welayatur, 2013).

## 2.8 Transformasi *Fourier*

Suatu parameter fisis yang berkaitan erat dengan fenomena geofisika adalah frekuensi. Parameter inilah yang menjadi pusat informasi dalam analisis karakteristik sinyal seismik suatu gempa bumi. Spektral merupakan kuantitas static dengan perhitungan matematis berhingga yang diturunkan dari fungsi ruang dan waktu oleh transformasi tertentu. Oleh karena itu untuk mempermudah analisis spektral tersebut digunakan suatu metode yang dapat mengubah domain waktu ke dalam domain frekuensi yaitu transformasi *Fourier*. Transformasi *Fourier* dari suatu fungsi  $f(t)$  didefinisikan pada persamaan :

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \quad (2.8)$$

dimana

$$\omega = 2\pi f \quad (2.9)$$

adalah variable frekuensi sudut dengan satuan radian per detik. Inversi dari transformasi *Fourier* dinyatakan sebagai

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega)e^{i\omega t} d\omega. \quad (2.10)$$

Kedua fungsi tersebut,  $f(t)$  dan  $F(\omega)$  merupakan pasangan transformasi *Fourier* yang dinyatakan dengan

$$f(t) \leftrightarrow F(\omega). \quad (2.11)$$

Secara umum spectral merupakan fungsi kompleks, dapat dinyatakan dalam dua bentuk penjumlahan bagian riil dan imajiner berikut

$$F(\omega) = a(\omega) + ib(\omega) \quad (2.12)$$

hasil kali dari bagian riil dan kompleks adalah

$$F(\omega) = A(\omega)e^{i\theta(\omega)} \quad (2.13)$$

dimana

$$A(\omega) = |F(\omega)| = \{[a(\omega)]^2 + [b(\omega)]^2\}^{1/2} \quad (2.14)$$

$$\theta(\omega) = \left[ -\frac{b(\omega)}{a(\omega)} \right] + 2n\pi \quad (2.15)$$

dengan :



- $F(\omega)$  adalah spektral
- $a(\omega)$  adalah variabel riil
- $b(\omega)$  adalah variabel imajiner
- $\theta(\omega)$  adalah fase spektrum
- $\omega$  adalah frekuensi sudut (rad/s)
- $f$  adalah frekuensi (Hz) (Hertiara,2016).

## 2.9 Mekanisme Sumber (Bola Fokus)

Mekanisme sumber atau mekanisme bola fokus adalah penggambaran dari deformasi inelastis di kawasan sumber yang menghasilkan gelombang seismik. Dalam banyak kasus, hal ini berhubungan dengan peristiwa patahan yang mengacu pada orientasi bidang sesar yang bergeser dan slip vektornya, hal ini dikenal juga sebagai solusi bidang patahan. Mekanisme sumber berasal dari solusi momen tensor gempabumi, yang dapat diperkirakan dari analisis gelombang seismik yang teramati. Mekanisme fokus dapat diturunkan dengan mengamati pola gerakan pertama, yaitu, apakah kedatangan gelombang P pertama naik atau menurun (Hikmawati,2012).

Mekanisme sumber biasanya ditampilkan secara grafis menggunakan diagram *beachball* atau bola fokus. Pola energi radiasi selama gempa bumi dengan satu arah gerakan pada satu bidang patahan dapat dimodelkan sebagai pasangan ganda, yang digambarkan secara matematis sebagai kasus khusus dari sebuah tensor urutan kedua (sama dengan tegangan dan regangan) yang dikenal sebagai momen tensor. Gempabumi yang tidak disebabkan oleh pergerakan sesar memiliki pola yang sangat berbeda dengan radiasi energi. Dalam kasus ledakan nuklir bawah tanah misalnya, momen tensor seismiknya adalah isotropik. Dengan ini kita bisa membedakan antara gempa yang disebabkan oleh pergerakan struktur geologi dan gempa akibat ledakan (Rifa'i, 2010). Berikut macam-macam *focal mechanism* dengan strike, dip, dan rake yang berbeda-beda

Tabel 2. 1 Pola sesar penyebab gempa

No.	Jenis Sesar	Beachball (bola fokus)
1	Sesar Naik Dengan Sedikit Komponen Normal	
2	Sesar Naik ( <i>Reverse Fault</i> )	
3	Sesar Geser/Mendatar ( <i>Strike Slip Fault</i> )	
4	Sesar <i>Oblique</i>	
5	Sesar Turun ( <i>Normal Fault</i> )	

## 2.10 Subduksi di Sulawesi

Pulau Sulawesi tersusun oleh tatanan tektonik yang kompleks (Hall dkk, 2011). Struktur-struktur yang teridentifikasi di Sulawesi hingga saat ini masih

aktif bergerak dan sering menghasilkan gempa. Pulau Sulawesi ini tersusun atas tatanan struktur geologi yang aktif bergerak dengan kecepatan pergeseran yang berbeda-beda. Di bagian tengah Pulau Sulawesi didominasi aktivitas tektonik patahan Palu-Koro, sedikitnya mengalami sembilan kali gempa besar yang menyebabkan kerusakan dengan tiga kali gempa besar yang menyebabkan tsunami di daerah Selat Makassar (Sarsito dkk, 2012). Sesar Palu-Koro yang aktif bergerak dengan besar pergeseran geodetic 29 mm/th (Bellier dkk, 2001). Bellier dkk (2001) mengelompokkan sesar Palu-Koro sebagai sesar dengan besar pergeseran tinggi dengan kegempaan yang rendah. Sebaran sumber gempa mengelompokkan di bagian subduksi utara Sulawesi yang terlihat dengan pengelompokan kedalaman katalog relokasi (Engdahl dkk, 2007).

Seismisitas di Sulawesi berkaitan dengan subduksi di utara Sulawesi, sesar Palu-Koro, sesar Matano, dan subduksi lempeng laut Maluku di timur. Gempa-gempa signifikan di utara Sulawesi berkaitan dengan subduksi di sepanjang Palung Sulawesi Utara. Gempa-gempa dangkal didarat umumnya terjadi di sekitar sesar Palu-Koro dan Matano dengan kekuatan gempa  $M_w \geq 6$  dengan mekanisme sesar geser pada kedua sesar tersebut. Dalam periode 2009-2015, gempa terdalam yang berkaitan dengan sesar Matano adalah 50 km dan untuk sesar Palu-Koro adalah 40 km. Selain itu, beberapa gempa juga terjadi di sesar-sesar geser minor antara sesar Matano dan Palu-Koro.

## 2.11 Penelitian Terdahulu

Berikut merupakan penelitian terdahulu yang pernah dilakukan dan memiliki keterkaitan dengan penelitian yang dilakukan.

Tabel 2. 2 Penelitian terdahulu yang telah dilakukan

No	Nama dan Tahun Publikasi	Hasil
1	Spulo dkk, 2018	Metode : Analisis Spektral dan Penentuan Hiposenter Gempa Gunung Lewatobi dan Egon Serta Kondisi Seismotektonik Daerah Sekitarnya



No	Nama dan Tahun Publikasi	Hasil
		<p>Hasil : Frekuensi dominan, untuk gempa vulkanik dalam, vulkanik dangkal dan tektonik lokal pada gunung Lewotobi digunakan untuk menentukan hiposenter gempa. Didapatkan hiposenter gempa vulkanik banyak terjadi di gunung Lewotobi laki-laki dan tektonik local di barat daya gunung Lewotobi.</p>
2	Sarin and Prof. Poonam, 2016	<p>Metode : <i>Time-Frequency Spektral Analysis of Single Channel Data for P-Wave Detection.</i></p> <p>Hasil : Data gempa bumi Benchmark dari jaringan Kyoshin Jepang. Frekuensi gelombang P dan resolusi komparatif spektral menunjukkan de-nised dari <i>single channel</i> menyalurkan data naik-turun dari jaringan Kyoshin Jepang ke dalam uji algoritma</p>
3	Hertiara dkk, 2016	<p>Metode : Penentuan Karakteristik Tremor Gunungapi Semeru Jawa Timur Berdasarkan Analisis Spektrum</p> <p>Hasil : Berdasarkan analisis spektral pada gunung Semeru ini didominasi tremor harmonic yang memiliki ciri-ciri bentuk sinyal puncak spektral yang teratur serta memiliki frekuensi dasar tremor harmoik sekitar 0.1 Hz - 2 Hz. Kandungan frekuensi tremor gunung Semeru tergolong rendah.</p>
4	Herwanda, 2016	<p>Metode : Analisis Spektral dan Parameter Sumber Gempa Vulkanik di Gunungapi Sinabung Sumatera Utara</p> <p>Hasil : Dari plotting parameter sumber dengan jarak hiposentergempa menunjukkan tidak terdapat perbedaan yang signifikan antara gempa-gempa jauh dengan gempa-gempa dengan jarak yang dekat terhadap stasiun pengamat, hal ini disebabkan oleh sebaran hiposenter gempa yang tidak terpusat pada suatu zona.</p>

No	Nama dan Tahun Publikasi	Hasil
5	Rasmid dan Muhammad, 2014	<p>Metode : Interpretasi Episenter dan Hiposenter Sesar Lembang</p> <p>Hasil : Dari hasil relokasi gempa bumi, diperoleh episenter dan hiposenter gempa bumi di sekitar Sesar Lembang baik di bagian barat maupun bagian timur. Gempa-gempa terkonsentrasi pada kedalaman 3-6 km, sebagian lagi tersebar pada kedalaman 10-30 km.</p>

