



Penentuan Episenter dan Hiposenter dengan Menggunakan Metode Wadati dan Lingkaran

Wira Hadi Kusuma^{1*}

¹ Pendidikan Teknik Sipil dan Perencanaan, Fakultas Teknik, Universitas Negeri Makassar, Makassar, Indonesia.

DOI: <https://doi.org/10.29303/goescienceed.v7i1.1404>

Article Info:

Received : 05 Januari 2026
Revised : 22 Januari 2026
Accepted : 16 Februari 2026
Published : 24 Februari 2026

Correspondence:

Wira Hadi Kusuma

Phone:

Abstract: Seismic waves propagate outward from the earthquake source in all directions, with a spherical pattern in three-dimensional space. Therefore, seismographs are designed to record ground motion components in both vertical and horizontal directions. Vertical vibrations are recorded on the vertical (UD: up-down or compression-dilatation) component seismogram, while horizontal vibrations are recorded on the N-S (north-south) and E-W (east-west) component seismograms. These three components enable three-dimensional wave propagation analysis. Earthquakes are identified through the arrival of P-waves and S-waves on the seismogram. The arrival times of P-waves and S-waves are used to determine the hypocenter, the earthquake focus within the Earth, and the epicenter, the surface projection of the hypocenter. Various methods can be applied to determine the epicenter and hypocenter; in this study, the two- and three-station circle method and the Wadati method are used to estimate the epicenter and hypocenter based on picking results from Seisgram2K70.

Keywords: Seismic Waves; P-Waves; S-Waves; Epicenter; Hypocenter; Wadati; Circle Method

Citation: Kusuma, W. H. (2026). Penentuan Episenter dan Hiposenter dengan Menggunakan Metode Wadati dan Lingkaran. *Jurnal Pendidikan, Sains, Geologi, Dan Geofisika (GeoScienceEd Journal)*, 7(1), 645-649. <https://doi.org/10.29303/goescienceed.v7i1.1404>

Pendahuluan

Gempa adalah getaran yang terjadi di permukaan bumi akibat pelepasan energi dari dalam secara tiba-tiba yang menciptakan gelombang seismik (USGS, 2025). Studi tentang gempa sangat diperlukan mengingat gempa dapat menimbulkan kerusakan. Lokasi gempa dapat didefinisikan oleh tiga koordinat ruang dan waktu yaitu x , y , z , dan t_0 dalam koordinat kartesian. Hiposenter adalah lokasi dari gempa bumi atau sebagai fokus dari gempa bumi yang diketahui dari *arrival time* dari gelombang seismik yang terekam ada seismometer pada lokasi yang berbeda (Stein & Wysession, 2003), Episenter adalah titik di permukaan bumi yang merupakan refleksi tegak lurus dari hiposenter atau fokus gempa bumi. Lokasi episenter dibuat dalam sistem koordinat kartesian bola bumi atau system koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat lintang dan bujur (Stein & Wysession, 2003). Waktu

terjadinya gempa adalah waktu pertama kali terjadinya *rupture* atau *break* di titik hiposenter yang biasanya dalam waktu local (Shearer, 2009).

Dalam penelitian ini akan dilakukan pengolahan data dari *event* yang terjadi di gempa Lombok pada tanggal 2 Maret 2014. Data yang didapatkan data sekunder yang terdiri dari 46 stasiun. Hasil dari pengolahan data ini didapatkan t_0 atau *origin time*, episenter, dan kedalaman gempa. Gelombang seismik adalah gelombang yang merambat baik di dalam maupun permukaan bumi dari sumber seismik. Pergerakan dari partikel di dalam bumi akan terekam oleh seismometer (Puspito, 1996). Sensor ini akan mengkonversi gerakan tanah ke dalam bentuk signal.

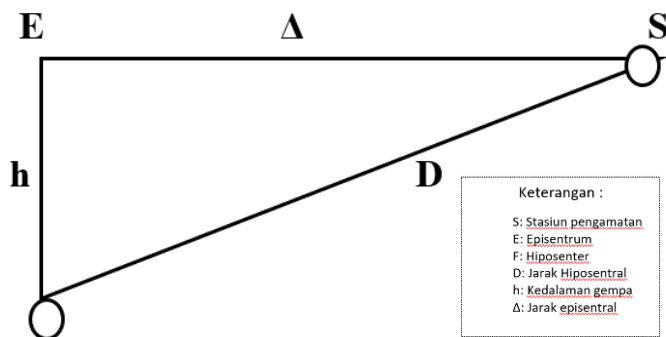
Diperlukan penentuan waktu datang gelombang bodi untuk menentukan hiposenter dan *origin time*. Hal ini juga menjadi parameter yang sering digunakan sebagai informasi ke masyarakat antara lain magnitude,

Email: wira.hadi.kusuma@unm.ac.id

origin time, episenter, dan kedalaman pusat gempa (Rochman, Santosa, & Firdaus., 2012). Penentuan waktu tiba gelombang digunakan metode *picking* dengan menggunakan *software* SeisGram2K. Untuk mengurangi *noise* gelombang perlu diaplikasikan *filter*. Proses penentuan dan ketelitian dari *picking* sangat menentukan kualitas data yang didapatkan (Shearer, 2009 dan Lay & Wallace, 1995). Untuk mengontrol kebenaran hasil *picking* digunakan grafik wadati. Jika gradient dari hasil regresi didapatkan 0.6-0.8 maka hasil data terbilang cukup bagus.

Metode

Hiposenter adalah titik kejadian gempa bumi di fokus (bagian dalam bumi), sementara episenter adalah proyeksi dari hiposenter di permukaan bumi (Dwiyanti., dkk., 2021). Definisi tersebut dapat diilustrasikan sebagai berikut :



Gambar 1. Ilustrasi Hubungan Antara Hiposenter, Episenter, dan Stasiun Pengamat Gempa

Metode yang digunakan untuk menentukan posisi episenter dan hiposenter gempa bumi bermacam - macam dan terus berkembang sampai saat ini. Pada penelitian ini metode yang dipelajari merupakan metode yang cukup sederhana dalam menentukan hiposenter dan episenter gempa yakni metode lingkaran, baik untuk kasus dua atau tiga stasiun dengan metode bola. Kedua metode ini didasarkan pada satu asumsi atau anggapan bahwa gelombang seismik merambat pada lapisan homogen isotropik sehingga dianggap kecepatan gelombang dalam perambatannya (Havskov, J., & Alguacil, G., 2010)

Metode Wadati (Dw)

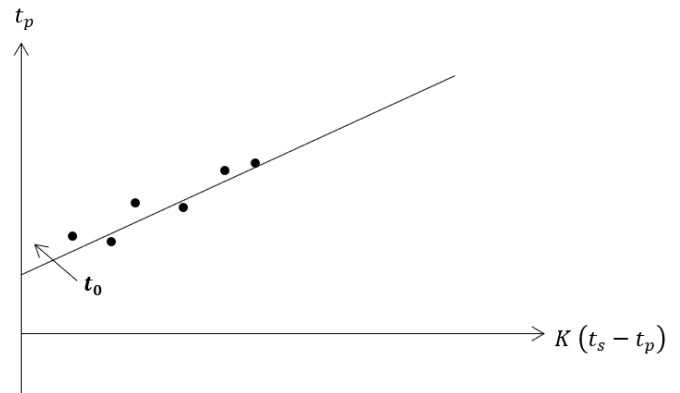
Data yang diperlukan adalah t_p , $t_s - t_p$. Diagram didapatkan dengan mengplotkan $K(t_s - t_p)$ sebagai sumbu x dan t_p sebagai sumbu Y (Wadati, 1993). Data dari jumlah stasiun akan memberikan garis optimasi l yang dicari dengan metode least square.

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

atau

$$t_0 = t_p - (t_s - t_p) \frac{1}{(V_p/V_s) - l}$$

Perpotongan antara garis l dengan sumbu Y akan memberikan *origin time* (t_0). *Origin time* adalah waktu terjadinya gempa di titik fokus. Kemiringan garis tersebut adalah l/V_p .



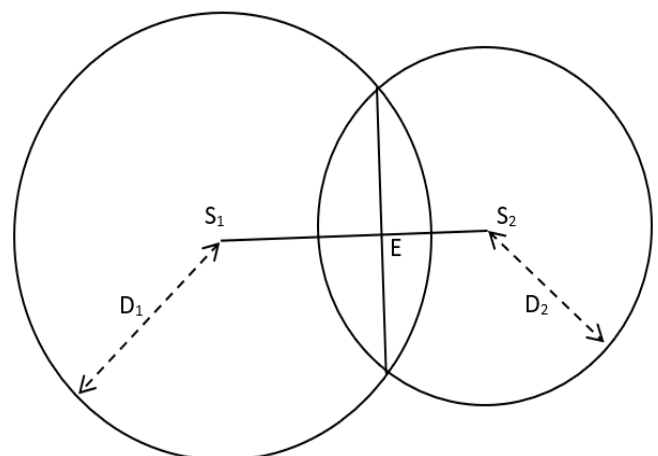
Gambar 2. Grafik Metode Wadati

Sehingga Dw dapat dicari dengan rumus :

$$Dw = (t_p - t_0) V_p$$

Penentuan Episenter dengan Metode Lingkaran (kasus dua stasiun)

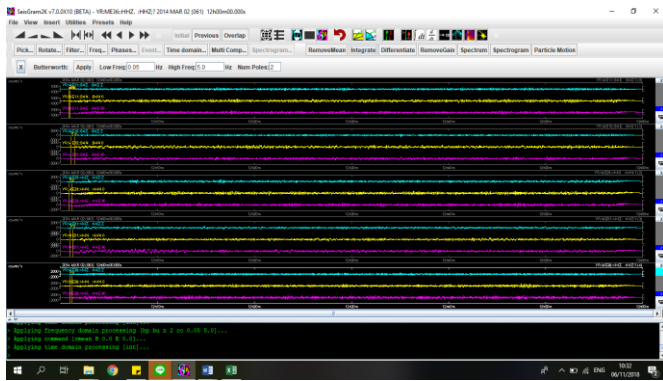
Buat lingkaran dengan pusat posisi masing - masing stasiun pengamatan dengan jari - jari D (DL atau DW). Tarik garis lurus antara kedua perpotongan lingkaran tersebut. Kemudian hubungkan kedua stasiun. Perpotongannya adalah episentrum gempa bumi (Afnimar, 2009). E adalah episenter gempa



Gambar 3. Skema Penentuan Lokasi Episentrum Menggunakan Metode Lingkaran (2 Stasiun).

Pengolahan Data

1. Tampilkan *event* data seismogram dari semua stasiun menggunakan *software* Seisgram2K.



Gambar 4. Contoh Event Data Seismogram.

2. Sinyal pada stasiun yang akan dipick, perlu difilter terlebih dahulu, agar gelombang yang akan dipick terlihat lebih jelas dengan cara klik toolbar Filter lalu pilih Butterworth dengan range 0.5 - 5 Hz. Kemudian, klik 'integrate' dan 'remove mean', agar hasil picking berupa amplitude displacement.
3. Lakukan picking waktu tiba gelombang P dan waktu tiba gelombang S. Waktu tiba gelombang P dipick dengan memperhatikan lonjakan pertama pada sinyal komponen Z, waktu tiba gelombang S dipick dengan melihat lonjakan yang amplitudonya semakin besar diantara komponen N-S atau E-W. Untuk melakukan picking dapat dilakukan dengan klik toolbar Pick kemudian kita menentukan gelombang P dan S seperti cara diatas. Gelombang P dapat kita tandai dengan cara klik kanan lalu memilih 'iPc0 (set)' dan gelombang S dengan cara klik kanan lalu memilih 'eS (set)'.
4. Lakukan langkah-langkah yang sama seperti diatas untuk semua stasiun lainnya.
5. Setelah selesai melakukan picking pada semua stasiun, save hasil picking tersebut. Dan untuk mendapatkan hasil gambar picking dapat kita simpan melalui menu File lalu pilih Snapshot.
6. Tampilkan waktu hasil picking dengan membuka file '.pick' di Microsoft Excel. Pada Excel, akan muncul data-data berupa nama stasiun, fasa gelombang, waktu tiba gelombang P dan S (dalam menit dan detik), dan besar nilai amplitude.
7. Catat waktu tiba gelombang P (Tp), waktu tiba gelombang S (Ts), dan selisih antara waktu tiba gelombang S dan P (Ts-Tp).
8. Buatlah plot grafik (scatter) dengan sumbu x yaitu waktu tiba gelombang P (Tp) dan sumbu y yakni selisih waktu tiba gelombang S dan P (Ts-Tp). Setelah itu klik titik-titik pada grafik tersebut dan menambahkan trendline untuk

menambahkan persamaan garis dari grafik yang didapat. Dari grafik Tp vs Ts-Tp akan didapat nilai (Vp/Vs-1).

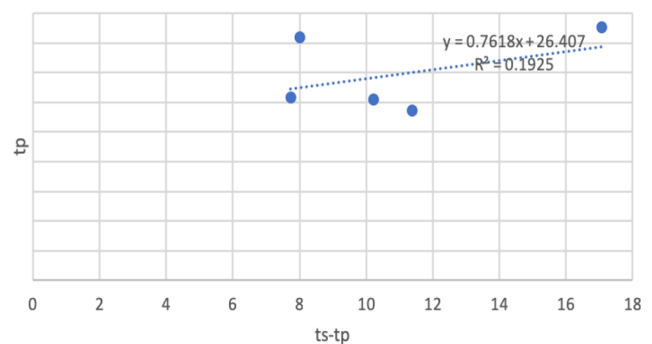
9. Buatlah plot grafik (scatter) dengan sumbu x yaitu selisih waktu tiba gelombang S dan P (Ts-Tp) dan sumbu y yakni waktu tiba gelombang P (Tp). Setelah itu klik titik-titik pada grafik tersebut dan menambahkan trendline untuk menambahkan persamaan garis dari grafik yang didapat. Dari grafik Tp vs Ts-Tp akan didapat nilai origin time (To).
10. Menentukan jarak hiposentral dengan persamaan $D=(Ts-Tp) \times Vp/(Vp/Vs-1)$ dimana Vp referensi sebesar 6 km/s.
11. Menggambar titik 2 atau 3 stasiun pada koordinat kartesius.
12. Gambarkan lingkaran dengan jari-jari sebesar D masing masing stasiun yang didapat dari perhitungan sebelumnya.
13. Cari perpotongan dua lingkaran dan tentukan titik pada garis tengah dari perpotongan sebagai episenter.
14. Tentukan h yang merupakan jarak dari stasiun ke gempa, lalu sudut yang didapat antara D dan h didapat sebagai alpha.
15. Lakukan perhitungan dengan metode pithagoras (rumus yang digunakan bisa dilihat pada gambar di pengolahan data) didapat kedalaman gempa.

Hasil dan Diskusi

Tabel 1. Event Gempa

No	Stasiun	Tp (s)	Ts-Tp (s)	D (km)
1	6	7,74	30,848	26,646
2	9	10,235	30,421	24,084
3	27	8,025	40,919	87,072
4	31	11,383	28,654	13,482
5	43	17,075	42,675	97,608

Diagram Wadati Event



Gambar 5. Hasil Diagram Wadati untuk Analisis Kecepatan Gelombang P dan S.

Dari diagram di atas, setelah dilakukan trendline akan didapatkan persamaan garis linear, yaitu:

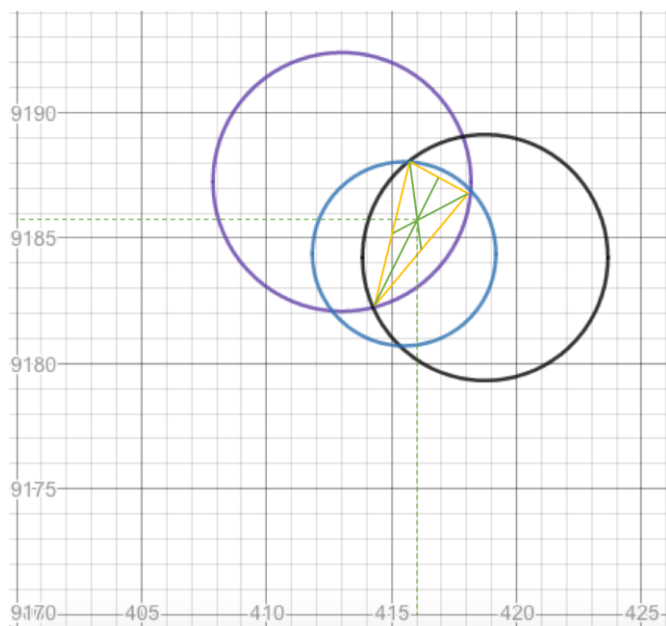
$$y = 0.7618x + 26.407$$

Sehingga dapat ditentukan *origin time*, yaitu saat $t_s - t_p$

Jika $(x) = 0$ maka, $y = 26.407$

***Origin time* dari event tersebut adalah 12:00:26.407.**

Selanjutnya, pusat gempa, episenter, dan hiposenter gempa ditentukan dengan metode lingkaran Tiga Stasiun.



Gambar 6. Hasil Penentuan Episentrum Gempa dengan Metode Trilaterasi (3 Stasiun).

Tabel 2. Pusat Gempa

No	Stasiun	Episenter	Hiposenter	Kedalaman
1	6	3,356	26,646	4,825
2	9	2,312	24,084	4,66
3	31	3,243	13,482	3,199

Pusat gempa yang didapatkan yaitu 416 ; 9185.7. Dari hasil rekaman data seismogram, kita dapat mengetahui bahwa waktu tiba gelombang P lebih cepat disbanding waktu tiba gelombang S. Dengan asumsi gelombang P dan gelombang S berasal dari sumber yang sama, semakin lama waktu tiba gelombang P di suatu stasiun, maka interval waktu tiba antara gelombang P dan gelombang S ($t_s - t_p$) akan semakin besar (terlihat dalam lampiran). Hal ini disebabkan karena kecepatan gelombang P lebih besar daripada kecepatan gelombang S yaitu dengan acuan rule of thumb dimana $V_s = 1/\sqrt{3} V_p$. Dalam pengolahan data dilakukan proses *filtering* untuk meningkatkan perbandingan sinyal terhadap

noise atau SNR (*signal to noise ratio*) yang tinggi. Dalam penelitian ini digunakan filter Butterworth dengan menghilangkan sinyal berfrekuensi lebih rendah dari 1Hz dan frekuensi lebih tinggi dari 40Hz. Filter ini membuat gelombang yang akan kita picking terlihat lebih jelas atau vibrasi gelombang sebelum onset gelombang P sudah terlihat clean (Puspito, 1996). Selain filter Butterworth diperlukan proses *Remove Mean* untuk mengkalibrasi simpangan gelombang sehingga akan didapat nilai amplitudo yang sebenarnya.

Dari hasil regresi linear data-data pada diagram Wadati, didapat persamaan garis $t_s - t_p$ terhadap t_p . Karena di hiposenter $t_s - t_p$ akan bernilai nol, maka titik potong garis hasil regresi dalam diagram Wadati dengan sumbu t_p adalah pendekatan waktu terjadinya gempa atau *origin time* (t_0). Berdasarkan analisis diatas didapatkan *origin time* yaitu 12:00:26.407. *Event* yang memiliki nilai $t_s - t_p$ jauh lebih besar dibanding nilai $t_s - t_p$ dapat dianggap sebagai gempa teleseismik karena nilai $t_s - t_p$ jauh lebih besar dibanding nilai $t_s - t_p$, sedangkan *event* yang memiliki nilai $t_s - t_p$ relatif lebih kecil dapat dianggap sebagai gempa mikroseismik.

Kesimpulan

Dari analisa seismogram, diketahui fasa gelombang P tiba lebih dahulu daripada fasa gelombang S. *Origin time* didapatkan dari hubungan $t_s - t_p$ terhadap t_p . *Origin time* yang didapat dari *event* tersebut ialah 12:00:26.407. Hasil penentuan pusat gempa Lombok tanggal 2 Maret 2014 menggunakan metode lingkaran tiga stasiun menunjukkan bahwa nilai episenter yang diperoleh dari masing-masing stasiun berada pada rentang 2,312–3,356 km, sedangkan nilai hiposenter berada pada kisaran 13,482–26,646 km. Kedalaman yang dihitung berada antara 3,199–4,825 km, yang mengindikasikan bahwa kejadian tersebut termasuk dalam kategori gempa dangkal.

Perbedaan nilai episenter dan hiposenter antarstasiun mencerminkan variasi waktu tiba gelombang P dan S yang diterima oleh masing-masing stasiun akibat perbedaan jarak relatif terhadap sumber gempa. Variasi ini merupakan karakteristik umum dalam penerapan metode lingkaran tiga stasiun, di mana posisi lingkaran hasil perhitungan dapat saling bergeser karena ketidakpastian waktu tiba maupun kondisi lokal stasiun.

Temuan ini menunjukkan bahwa metode lingkaran cukup efektif untuk memberikan estimasi awal lokasi pusat gempa, meskipun perbedaan hasil pada tiap stasiun menunjukkan perlunya koreksi dengan metode tambahan – seperti metode Wadati atau inversi waktu tiba – untuk meningkatkan akurasi penentuan parameter sumber. Secara keseluruhan, hasil penelitian ini memberikan gambaran awal yang

konsisten mengenai karakteristik gempa Lombok 2 Maret 2014 dan kedalamannya yang dangkal.

Ucapan Terimakasih

Penulis menyampaikan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada seluruh pihak yang telah memberikan dukungan, kontribusi, dan kerja sama sehingga kegiatan ini dapat terlaksana dengan baik dan lancar.

Referensi

- Afnimar. (2009). *Seismologi: Petunjuk pelaksanaan praktikum seismologi* (Edisi 2014). Bandung: Penerbit ITB.
- Dwiyanti, N. E., Kunchayani, A., Palupi, I. R., Raharjo, W., & Andini, D. S. (2021). Earthquake epicenter and hypocenter on 4 and 24 September 2020 based on Earthquake Waveform Data Geophysical Station, BMKG Yogyakarta, Indonesia. *Proceedings of the 14th SEGJ International Symposium*.
- Havskov, J., & Alguacil, G. (2010). *Instrumentation in earthquake seismology*. Springer.
- Lay, T. & Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press, Inc., Cambridge, MA, 521 p.
- Rochman, J. P. G. N., Santosa, B. J., & Firdaus, F. R. (2012). Model struktur 1-D kecepatan gelombang P di daerah Minahasa. *Jurnal Fisika dan Aplikasinya*, 8(2), 1–4.
- Puspito, N.T. (1996). "Struktur Kecepatan Gelombang Gempa Dan Koreksi Stasiun Seismologi Di Indonesia". *JMS*, Vol. 1, No. 2, hal. 20–39.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Stein, S., Wysession, W. (2003), "An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure" by Seth Stein and Michael Wysession. <http://doi.org/10.1785/gssrl.74.6.824>
- U.S. Geological Survey. (n.d.). Earthquake facts and faults. U.S. Department of the Interior. Retrieved September 13, 2025, from <https://pubs.usgs.gov/publication/7000006>
- Wadati, K. (1933). On the travel time of earthquake waves. *Geophysical Magazine*, 7(3), 101–111.