

MODEL KECEPATAN GELOMBANG SEISMIK 1 DIMENSI WILAYAH PAPUA

*Ramadhan Priadi**, *Emi Ulfiana*, *Puji Ariyanto*

*Prodi Geofisika, Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika,
Tangerang Selatan*

**Email : koresponden@emailku.net*

ABSTRAK

Hiposenter adalah salah satu parameter penting dari gempa bumi. Persebaran hiposenter salah satunya sering digunakan untuk mitigasi bencana, pun untuk mengetahui karakteristik seismisitas suatu daerah. Tingkat akurasi penentuan hiposenter sangat dipengaruhi oleh model kecepatan gelombang seismik. Setiap wilayah memiliki model kecepatan yang berbeda terkait struktur bawah permukannya juga berbeda. Artinya, sangat diperlukan suatu model kecepatan lokal untuk menunjang tingkat akurasi hiposenter yang lebih baik. Penelitian ini bertujuan untuk menentukan model kecepatan lokal 1 dimensi wilayah Papua, sebagai salah satu wilayah dengan tingkat seismisitas yang sangat aktif. Model kecepatan diperoleh menggunakan metode inversi Coupled Hypocenter-Velocity yang dijalankan menggunakan program Velest 3.3. Data yang digunakan berasal dari katalog gempa BMKG, sebanyak 392 kejadian gempa bumi di Papua pada tahun 2017. Digunakan sebanyak 24 stasiun jaringan BMKG. Model kecepatan inisial yang digunakan adalah model kecepatan 1 dimensi IASP91. Hasil penelitian menunjukkan kecepatan gelombang seismik lebih cepat dari model kecepatan IASP91 pada kedalaman hingga 7 km, lebih lambat hingga kedalaman 20 km, dan lebih cepat hingga kedalaman 171 km. Nilai RMS residual hingga iterasi ke-6 adalah 0.682643 dengan GAP rata-rata sebesar 190.

Kata kunci : *Hiposenter, model kecepatan, metode inversi Coupled Hypocenter-Velocity*

ABSTRACT

Hypocenter is one of the important parameters of an earthquake. Hippocentral dissemination one of them is often used for disaster mitigation, even to know seismicity characteristics of a region. The accuracy of the hypocenter determination is strongly influenced by the seismic wave velocity model. Each region has a different speed model associated with the structure under its surface is also different. That is, it is necessary a local velocity model support the level of accuracy of a better hypocenter. This study aims to determine the local velocity model of one dimension of Papua region, as one region with a very active level of seismicity. The velocity model is obtained using the coupled hypocenter-velocity inversion method that is run using the Velest 3.3 program. The data used comes from BMKG earthquake catalog, as many as 392 earthquake events in Papua in 2017. Used as many as 24 stations BMKG network. The initial velocity model used is the IASP91 velocity model. The interim results show that the seismic wave velocity is faster than the IASP91 speed model at a depth of up to 7 km, slower to a depth of 20 km, and faster to a depth of 171 km. The residual RMS value until the 6th iteration is 0.682643 with an average GAP of 190. Kuncihiposenter, seismic wave, velocity model.

Keywords : *factual, purpose, principal results, no references, conclusions*

1. PENDAHULUAN

Tatanan tektonik Papua dipengaruhi oleh pertemuan pergerakan lempeng Indo-Australia yang bergerak ke utara dan lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat (Ibrahim, 2010). Selain itu, tatanan tektonik Papua juga dipengaruhi oleh adanya sistem pensesaran atau patahan aktif, seperti sesar Sorong dan sesar-sesar lokal. Hal tersebut adalah penyebab utama aktifnya seismisitas di wilayah Papua, yang ditandai dengan seringnya terjadi gempa bumi, baik gempa berkekuatan kecil, sedang pun kuat.

Salah satu parameter penting gempa bumi adalah hiposenter. Persebaran hiposenter sangat bermanfaat untuk mitigasi bencana, termasuk untuk mengetahui karakteristik seismisitas suatu daerah (Ikmahtiar, 2017). Adanya pengetahuan tentang karakteristik seismisitas pada suatu daerah dapat menjadi langkah awal dalam analisis PSHA (*Probabilistic Seismic Hazard Analysis*). Terkait pentingnya akurasi dari sebuah hiposenter, maka perlu ditinjau pengaruh yang dapat menjadi tolak ukur kualitas hiposenter. Model kecepatan gelombang seismik adalah parameter penting yang sangat berperan dalam penentuan hiposenter. Semakin tepat model kecepatan yang digunakan, maka hiposenter yang didapatkan akan menjadi lebih akurat (Rachman & Nugraha, 2012).

Model kecepatan yang digunakan dalam perhitungan hiposenter saat ini, masih menggunakan model kecepatan gelombang seismik global, baik itu IASP91, Ak135, dan lain sebagainya. Kecepatan gelombang seismik dipengaruhi oleh struktur lapisan bawah permukaan yang dilewati oleh gelombang seismik (Clewell & Simon, 1950). Hal tersebut menunjukkan bahwa kecepatan gelombang seismik di setiap tempat berbeda-beda, yang disebabkan perbedaan struktur lapisan bawah permukaan yang berbeda. Oleh karenanya, penggunaan model kecepatan gelombang seismik global kurang tepat digunakan dalam penentuan hiposenter yang lebih akurat (Salomo J. Sianipar, Setyonegoro, & Hardy, 2016).

Penentuan model kecepatan lokal gelombang seismik sangat penting dilakukan. Oleh

karenanya, penelitian ini bertujuan untuk membuat model kecepatan lokal gelombang seismik 1-Dimensi wilayah Papua yang diharapkan dapat menjadi acuan dalam penentuan hiposenter yang lebih akurat. Penelitian menggunakan metode inversi *Coupled Hypocenter-Velocity* yang dikembangkan oleh *Kisling et.al* (1995) dalam program *Velost 3.3. Velocity-Hypocenter*. Metode *Coupled Hypocenter-Velocity* merupakan metode relokasi gempa dan koreksi stasiun secara bersamaan menggunakan prinsip metode Geiger yang telah dimodifikasi (Garini & Madlazim, 2014), di mana model kecepatan baru menggunakan persamaan *Kisling*. Prinsip metode ini adalah melakukan inversi secara simultan terhadap model kecepatan dan hiposenter pada fase pertama waktu tiba gelombang P (Pujol, 1988). Prosedur prinsip untuk metode inversi simultan dalam program. Secara umum, lokasi pusat gempa menunjukkan hubungan antara kegempaan dan sesar tektonik utama.

2. METODE PENELITIAN

Data yang digunakan merupakan data waktu tiba kejadian gempa bumi yang ada di wilayah Papua sebanyak 392 event gempa bumi pada periode waktu tahun 2017. Wilayah penelitian mencakup batas koordinat $1,59^{\circ}$ LU – $10,3^{\circ}$ LS dan $130,21^{\circ}$ – $141,1^{\circ}$ BT. Model inisial yang digunakan adalah model kecepatan gelombang seismik IASP91 yang ditunjukkan pada tabel

Terdapat tiga inputan awal yang diperlukan untuk menjalankan *Velost 3.3*, yaitu data waktu tiba gelombang seismik, model kecepatan inisial, dan data stasiun (Garini & Madlazim, 2014). Persamaan model *Couple Hypocenter-Velocity* dapat dituliskan sebagai berikut:

Gambar 1 memperlihatkan alur pengolahan data menggunakan *velost 3.3*. Hasil yang didapatkan berupa relokasi model kecepatan, relokasi hiposenter dan koreksi stasiun.

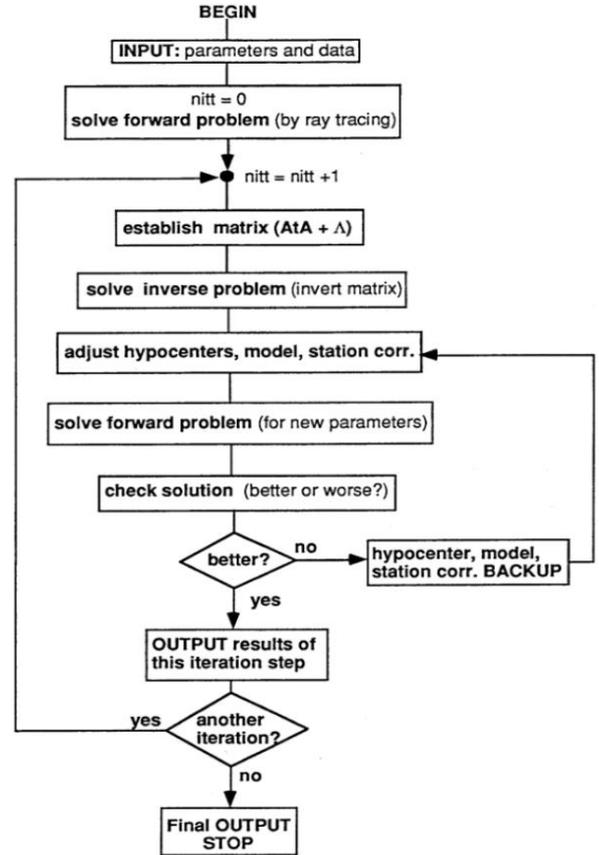
Tabel 1. Model Kecepatan global gelombang P IASP91

n Layer	Depth (km)	Intial Velocity
1	-3	4.8
2	0	5.8
3	2	5.8
4	4	5.8
5	7	5.8
6	10	5.8
7	15	5.8
8	20	6.5
9	25	6.5
1	35	8.04
1	40	8.04
1	50	8.04
1	60	8.04
1	71	8.05
1	81	8.05
1	100	8.05
1	120	8.19
1	140	8.19
1	171	8.3
2	210	8.52
2	271	8.88

Masing masing solusi tersebut diperoleh dengan membandingkan perhitungan waktu tempuh kalkulasi t_{cal} dan waktu tempuh observasi t_{obs} sehingga diperoleh nilai residual dari selisi t_{cal} dan t_{obs} (Salomo J. Sianipar et al., 2016). Total residual disebut

$$\begin{aligned}
 t_{ress} &= t_{obs} - t_{cal} \\
 &= \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k \\
 &+ \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i \\
 &+ e
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

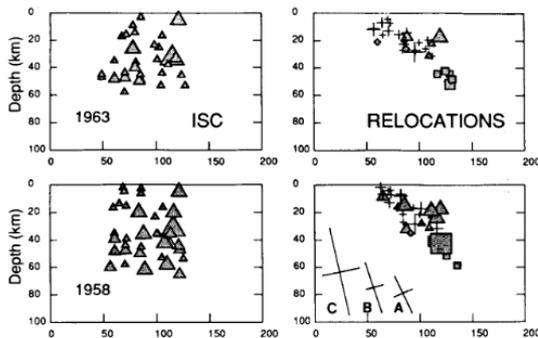
sebagai RMS (Root Mean Square) residual. Solusi yang paling baik adalah hasil perhitungan dengan RMS terkecil.



Gambar 1. Diagram alur proses penentuan model kecepatan gelombang P baru dari Kissling (1995).

Metode yang digunakan untuk merelokasi hiposenter adalah metode Joint Hypocenter Determination (JHD). Metode JHD merupakan generalisasi dari metode Geiger dengan memperhitungkan koreksi stasiun untuk waktu tiba gelombang sebagai parameter tambahan dalam menentukan sejumlah gempa (Ratchkovsky, Pujol, & Biswas, 1998). Metode ini secara simultan akan menginversi waktu tempuh sekelompok hiposenter untuk mendapatkan lokasi hiposenter yang lebih akurat (Havskov & Bormann, n.d.) serta besaran koreksi stasiun sebagai koreksi terhadap kesalahan akibat pemilihan model kecepatan gelombang 1

dimensi yang digunakan (Quintero & Kissling, 2001).

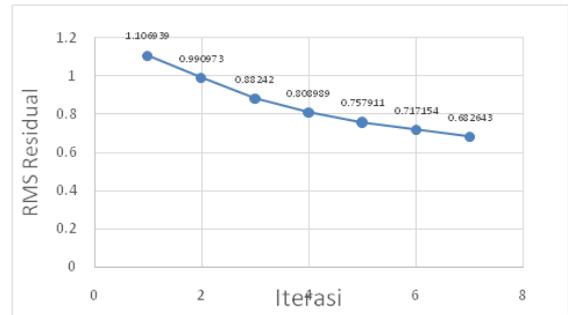


Gambar 2 perbandingan data ISC 1963 dengan data hasil relokasi menggunakan JHD

Perbandingan antara data gempa sebelum dan sesudah direlokasi diperlihatkan pada gambar 2. Koreksi stasiun digunakan untuk memasukkan variasi kecepatan kearah lateral yang tidak diperhitungkan pada penggunaan model kecepatan 1 dimensi (Kissling et al., 1995). Digunakan 1 stasiun referensi yang mencatat event terbanyak sebagai koreksi terhadap stasiun lainnya.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil yang diperoleh dari pengolahan data menghasilkan tiga output yaitu model kecepatan lokal, koreksi stasiun, dan relokasi hiposenter. Dari hasil pengolahan data diperoleh jika nilai RMS residual awal sebesar 1.106939 dan semakin menurun nilainya dengan banyaknya iterasi yang dilakukan, hal tersebut ditunjukkan oleh gambar 3. Dilakukan sebanyak 6 kali iterasi yang menghasilkan nilai RMS residual akhir sebesar 0.682643. Dari hasil tersebut dapat diidentifikasi jika perhitungan yang dilakukan relative cukup akurat karena menghasilkan nilai RMS residual dibawah 1. Nilai GAP yang diperoleh berkisar antara 104 hingga 334 dengan rata-rata gap 190. Nilai GAP yang diperoleh lebih besar dari 180 hal ini mungkin disebabkan oleh sebaran stasiun seismic di wilayah Papua yang masih kurang memadai.



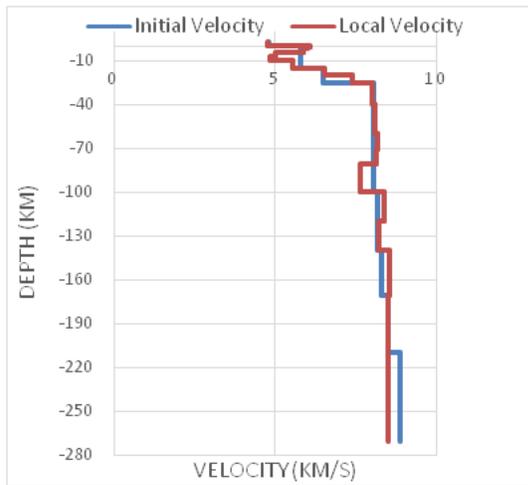
Gambar 3 Grafik iterasi-RMS residual

Initial velocity yang digunakan untuk memperoleh hasil model kecepatan lokal 1 dimensi menunjukkan terdapat perbedaan antara initial velocity dan kecepatan lokal yang ditunjukkan oleh table 2. Dari table 2 terlihat jika pada kedalaman 0 km hingga 2 km model kecepatan lokal hampir sama dengan initial velocity namun pada kedalaman 4 km hingga 20 km kecepatan lokal lebih lambat dari pada initial velocity dengan kecepatan yang berkisar antara 5.86 km/s hingga 6.53 km/s.

Kemudian Pada kedalaman 25 km hingga 81 km kecepatan lokal kembali lebih lambat dibandingkan initial velocity. Pada kedalaman 100 km hingga kedalaman 171 km model kecepatan lokal lebih cepat dibandingkan initial velocity. Saat kedalaman 210 km hingga 270 km menjadi lebih lambat dibandingkan dengan initial velocity. Perbedaan antara model kecepatan lokal dan initial velocity disebabkan karena struktur bawah permukaan tanah di setiap wilayah memiliki karakteristik yang berbeda-beda sehingga menyebabkan perbedaan model kecepatan. Terlihat jelas perbedaan model kecepatan lokal dan initial velocity pada grafik perbandingan yang ditunjukkan oleh gambar 4.

Tabel 2. Model Kecepatan lokal gelombang P daerah Papua dan sekitarnya

n Layer	Depth (Top Bottom)	Local velocity
1	-3.00... 0.00 km	4.77 km/s
2	0.00... 2.00 km	6.09 km/s
3	2.00... 4.00 km	6 km/s
4	4.00... 7.00 km	5.86 km/s
5	7.00... 10.00 km	5.03 km/s
6	10.00... 15.00 km	4.84 km/s
7	15.00... 20.00 km	5.53 km/s
8	20.00... 25.00 km	6.53 km/s
9	25.00... 35.00 km	7.41 km/s
10	35.00... 40.00 km	8.01 km/s
11	40.00... 50.00 km	8.01 km/s
12	50.00... 60.00 km	8.08 km/s
13	60.00... 71.00 km	8.08 km/s
14	71.00... 81.00 km	8.18 km/s
15	81.00...100.00 km	8.14 km/s
16	100.00...120.00 km	7.66 km/s
17	120.00...140.00 km	8.4 km/s
18	140.00...171.00 km	8.2 km/s
19	171.00...210.00 km	8.55 km/s
20	210.00...271.00 km	8.52 km/s
21	271.00... km	8.88 km/s



Gambar 4. Grafik perbandingan Model kecepatan inisial dan lokal

Selama Pengolahan terdapat koreksi stasiun yang dilakukan terhadap 24 stasiun seismic dengan satu stasiun bertindak sebagai stasiun referensi. Stasiun referensi yang dipilih adalah FAKI dengan kordinat stasiun 2.9193 LS dan 132.2489 BT. Stasiun FAKI dijadikan sebagai stasiun referensi karena mencatat lebih banyak event dibandingkan stasiun seismic lainnya, selain itu FAKI juga dipilih karena perekaman gelombang seismicnya yang relatif bagus. Stasiun FAKI mencatat 234 dari 392 event yang terekam.

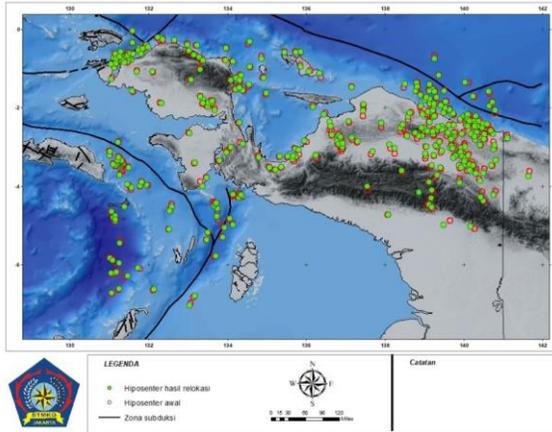
Setiap stasiun seismic memiliki waktu delay terhadap perekaman gelombang seismic. Pada stasiun FAKI, LBMI, dan MWPI memiliki waktu delay yang negatif, hal ini menunjukkan jika ketiga stasiun seismic tersebut memiliki waktu tiba gelombang P lebih cepat sampai ke stasiun seismic. Waktu delay tiap stasiun diperlihatkan oleh table 3 dengan stasiun seismic sebanyak 24 stasiun. Perbedaan waktu delay stasiun dipengaruhi oleh banyak factor salah satu factor paling umum adalah keadaan struktur bawah permukaan yang tidak homogen melainkan heterogen serta karakteristik bedrock yang berbeda-beda di setiap stasiun.

Tabel 3. Daftar stasiun beserta koreksinya (Delay time)

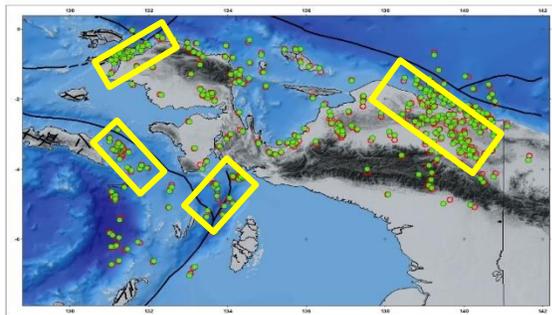
stasiun	phase	nobs	delay
AAII	P	19	0.0012
BNDI	P	77	0.1306
FAKI	P	234	0.0
GENI	P	196	0.4717
JAY	P	123	0.0527
KMPI	P	58	0.3113
KRAI	P	12	0.43
LBMI	P	7	-0.5686
MMPI	P	13	0.6774
MSAI	P	32	0.3723
MWPI	P	45	-0.1374
NLAI	P	4	0.5434
RKPI	P	188	0.3698
SAUI	P	20	0.4617
SIJI	P	153	0.2118
SMPI	P	202	0.3676
SRPI	P	170	0.2555
SWI	P	65	0.0696
WAMI	P	90	1.3385
NBPI	P	152	0.6615
RAPI	P	94	-0.1129
OBMI	P	23	-0.4503
BSMI	P	79	0.4745
AAI	P	4	-0.3242

Hiposenter awal yang diperoleh direlokasi menggunakan metode JHD sehingga diperoleh hasil relokasi yang diperlihatkan oleh gambar 5. Dari peta sebaran hiposenter terlihat jika terjadi perbedaan antara hiposenter awal dan hiposenter setelah dilakukan relokasi. Hasil relokasi menunjukkan hiposenter yang *tercluster* pada wilayah yang berdekatan. Hiposenter hasil relokasi lebih rapat dibandingkan hiposenter awal. Pada gambar 7 hiposenter yang telah direlokasi lebih condong mendekati arah zona subduksi dibandingkan dengan hiposenter awal.

Relokasi hiposenter yang dilakukan juga memberikan koreksi kedalaman terhadap

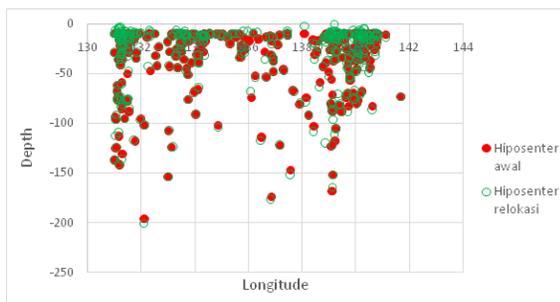


Gambar 5. Peta sebaran hiposenter sebelum dan sesudah relokasi



Gambar 6. Cluster hiposenter setelah direlokasi

parameter kedalaman yang lama. Kedalaman hasil relokasi diperlihatkan oleh gambar 7. Hasil yang diperoleh tidak terlalu signifikan untuk gempa dalam, namun sangat signifikan perubahannya pada gempa-gempa dangkal.



Gambar 7. Perbedaan lintang dan kedalaman hiposenter awal dan hiposenter hasil relokasi

4. KESIMPULAN

Model kecepatan lokal 1 dimensi wilayah Papua lebih lambat dibandingkan model kecepatan IASP91 pada kedalaman 4 km hingga 20 km dengan kecepatan yang berkisar antara 5.86 km/s hingga 6.53 km/s. Namun pada kedalaman 100 km hingga 171 km model kecepatan lokal 1 dimensi untuk wilayah Papua jauh lebih cepat dibandingkan dengan model kecepatan IASP91 dengan kecepatan berkisar antara 8.14 km/s hingga 8.4 km/s. Nilai RMS residual hingga iterasi ke-6 adalah 0.682643 dengan GAP rata-rata sebesar 190. Hasil relokasi dari 392 event yang ada di Papua menunjukkan hiposenter yang lebih condong mengarah ke zona subduksi. Perbedaan model kecepatan diakibatkan karena setiap wilayah memiliki struktur geologi yang berbeda-beda. Karena hiposenter sangat berpengaruh terhadap model kecepatan yang digunakan, maka model kecepatan lokal 1 dimensi yang dianggap sangat bagus untuk dijadikan sebagai input dalam menentukan hiposenter dibandingkan model kecepatan global untuk studi lanjutan mengenai gempa bumi.

UCAPAN TERIMA KASIH

Terimakasih kepada Pusat Gempa Nasional, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika yang telah menyediakan data katalog gempa bumi sehingga penelitian ini dapat diselesaikan dengan baik serta terima kasih pula kepada teman-teman yang turut memberikan dukungan dalam pembuatan paper ini.

DAFTAR PUSTAKA

- Clewell, D. H., dan Simon, R. F. 1950. Seismic wave propagation. *Geophysics*, 15(1), 50–60.
- Garini, S. A., dan Madlazim, E. R. 2014. Relokasi Hiposenter Gempa Bumi di Sulawesi Tengah dengan Menggunakan Metode Geiger dan Coupled Velocity-Hypocenter. *J. Mhs. Teknol. Pendidik*, 3.
- Havskov, J., dan Bormann, P. (n.d.). Topic

- Seismic source location.
- Husen, S., dan Hardebeck, J. 2010. Earthquake location accuracy. *CORSSA*.
- Ibrahim, G. 2010. Tektonik dan Mineral di Indonesia. *Jakarta, Puslitbang BMKG*.
- Ikmahtiar, T. 2017. Pengaruh Hiposenter Terhadap Ketelitian Penentuan Bidang Patahan Teraktifkan Menggunakan Metode Hc-Plot Di Wilayah Papua. *Inovasi Fisika Indonesia*, 6(3).
- Imposa, S., Fournon, J.-P., Raffaele, R., Scaltrito, A., dan Scarfi, L. 2009. Accurate hypocentre locations in the Middle-Durance Fault Zone, South-Eastern France. *Central European Journal of Geosciences*, 1(4), 416–423.
- Kissling, E., Kradolfer, U., dan Maurer, H. 1995. Program VELEST user's guide-Short Introduction. *Institute of Geophysics, ETH Zurich*.
- Musumeci, C., Di Grazia, G., dan Gresta, S. 2003. Minimum 1-D velocity model in Southeastern Sicily (Italy) from local earthquake data: an improvement in location accuracy. *Journal of seismology*, 7(4), 469–478.
- Nina, I. (n.d.). 2012, Estimasi Model Kecepatan Lokal Gelombang Seismik 1D Dan Relokasi Hiposenter Di Daerah Sumatera Barat Menggunakan Hypo-GA Dan Velest 3.3. *Jurnal*.
- Pujol, J. 1988. Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(3), 1179–1189.
- Quintero, R., dan Kissling, E. 2001. An improved P-wave velocity reference model for Costa Rica. *Geofisica Internacional*, 40(1), 3–19.
- Rachman, T. D., dan Nugraha, A. D. 2012. Penentuan Model 1-D Kecepatan Gelombang P Dan Relokasi Hiposenter Secara Simultan Untuk Data Gempabumi Yang Berasosiasi Dengan Sesar Sumatra Di Wilayah Aceh Dan Sekitarnya. *Journal of JTM*, 19(1).
- Ratchkovsky, N. A., Pujol J., dan Biswas N. N. 1997. Relocation of earthquakes in the Cook Inlet area, south central Alaska, using the joint hypocenter determination method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 620–636.
- Ratchkovsky, N. A., Pujol J., dan Biswas, N. N. 1998. Relocation of shallow earthquakes in southern Alaska using Joint Hypocenter Determination method. *Journal of Seismology*, 2(1), 87–102.
- Salomo, J. S., Setyonegoro W., dan Hardy T. 2016. *Struktur Kecepatan Gelombang P Regional Satu Dimensi Wilayah Perairan Banda*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2883.5605>