

**MODEL KECEPATAN 1D GELOMBANG P DAN RELOKASI HIPOSENTER
WILAYAH SULAWESI UTARA DAN SEKITARNYA MENGGUNAKAN METODE
COUPLE VELOCITY-HYPOCENTER****Christy S. Tumangkeng¹⁾, Donny R. Wenas²⁾, Sixtus I. Umboh³⁾**^{1,2,3} Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Negeri Manado
email: tumangkengchristy@gmail.com**ABSTRACT**

North Sulawesi is in a complex tectonic interaction which is the relative movement of three Eurasian macro plates, the Pacific plate, the Philippine plate, and the Maluku Sea micro plate. The active tectonic movement results in high earthquake activity in the region of North Sulawesi and its surroundings. This results in the importance of accurate earthquake parameter information, one of which is by conducting research on local wave velocity. The purpose of this study is to determine the velocity of 1D P waves and relocate the earthquake hypocenter and determine the correction stations in North Sulawesi and surrounding areas with coordinate boundaries 0.17166°S- 2.742781°N and 119.5212°E- 125.5067°E using the Couple Velocity-Hypocenter method with Velest software. The results of simultaneous inversion processing are carried out until the 50th iteration which obtains the wave velocity fluctuates at several depths but in general the denser layers of the earth's compilers will increase the wave velocity, the improvement of the RMS from an average of 1.71 to 0.49 and the correction of the stations obtained is at intervals of 0.39 to 20.91.

Keywords: Coupled Velocity-Hypocenter Method, 1D Velocity Model Of P Wave, North Sulawesi.

PENDAHULUAN

Indonesia adalah salah satu negara dengan kondisi tektonik yang aktif karena terletak pada daerah pertemuan tiga lempeng besar dunia yaitu lempeng Eurasia, lempeng Indo-Australia dan lempeng Pasifik. Selain ketiga lempeng besar tersebut, ada juga satu lempeng mikro yang membentuk struktur tektonik Indonesia yaitu lempeng mikro Laut Filipina. Interaksi lempeng-lempeng yang saling konvergen tersebut menghasilkan zona-zona pertemuan lempeng yang menyebabkan wilayah Indonesia rawan terhadap bencana gempa bumi tektonik.

Salah satu wilayah di Indonesia yang rawan terhadap gempa bumi tektonik adalah wilayah Sulawesi Utara dan sekitarnya. Sulawesi Utara berada pada interaksi tektonik yang kompleks yaitu pergerakan relatif tiga lempeng makro Eurasia, lempeng Pasifik, lempeng Filipina, dan lempeng mikro Laut Maluku. Lempeng Laut Maluku menunjam ke kedua arah sisi, ke bawah Lempeng Eurasia di arah barat dan Lempeng Filipina di arah timur. Selain pergerakan lempeng Sulawesi Utara dan sekitarnya juga berada pada beberapa sesar atau patahan, seperti sesar Gorontalo, sesar Kotamobagu, sesar Amurang dan sesar Manado.

Untuk pemahaman yang baik terhadap kondisi tektonik dan bahaya gempa bumi, diperlukan

informasi parameter gempa bumi yang akurat. Parameter yang dihasilkan dari sistem monitoring gempa bumi di Indonesia oleh BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) saat ini memiliki tingkat akurasi yang rendah karena berfokus pada kecepatan informasi untuk peringatan dini tsunami. Keakuratan penentuan posisi gempa bumi bergantung pada model kecepatan awal yang digunakan. Model kecepatan dipengaruhi oleh struktur geologi pada suatu wilayah. Menurut Kissling (1988) dalam penentuan posisi hiposenter gempa bumi yang akurat, model kecepatan merupakan prioritas utama.

Penentuan hiposenter gempa bumi di Sulawesi Utara dan sekitarnya yang dilakukan oleh BMKG masih menggunakan model kecepatan global. Penggunaan model kecepatan global dalam penentuan hiposenter dapat menghasilkan residual yang besar. Salah satu parameter penting yang diperlukan untuk menghasilkan posisi gempa bumi yang akurat adalah tersedianya model kecepatan gelombang seismik dalam skala lokal atau regional dengan tingkat presisi tinggi. Berdasarkan hubungan antara posisi gempa bumi, model kecepatan dan kondisi geologi yang kompleks, maka dapat disimpulkan bahwa pulau Sulawesi memerlukan model kecepatan lokal sehingga hiposenter gempa bumi yang didapat

memiliki keakuratan tinggi.

Penelitian ini dilakukan dengan tujuan menentukan model kecepatan wilayah Sulawesi Utara dan sekitarnya dalam skala lokal yang akan dibandingkan dengan model kecepatan global kemudian di lanjutkan dengan membandingkan posisi hiposenter, koreksi stasiun dan relokasi gempa sehingga penentuan parameter gempabumi menjadi lebih akurat.

KAJIAN TEORI

Gempa bumi adalah gerakan atau getaran pada kulit bumi yang disebabkan oleh tenaga endogen. Tenaga endogen adalah tenaga yang berasal dari dalam bumi yang disebabkan oleh perubahan pada kulit bumi (Bayong, 2006). Menurut Howel (dalam Mulyo, 2004) yang mendefinisikan bahwa pengertian gempa bumi adalah getaran atau serentetan getaran dari kulit bumi yang bersifat tidak abadi dan kemudian menyebar ke segala arah. Gempa bumi berasal dari kerak bumi yang notabene tidaklah jauh dari bawah tanah. Kerak bumi tersebut kemudian pecah yang membentuk suatu potongan-potongan besar yang saling berpasangan. Potongan ini disebut dengan lempeng. Tumbukan antara dua lempeng tersebut menyebabkan salah satu dari lempeng kerak akan terdorong ke bawah. Umumnya lempeng samudera di laut menumbuk lempeng benua yang lebih tipis di darat. Lempeng samudera yang jatuh tersebut kemudian bergesekan dengan lempeng di atasnya yang mampu menyebabkan gempa bumi dan tsunami.

Gelombang seismik adalah gelombang elastik gempabumi yang menjalar ke seluruh bagian dalam bumi dan melalui permukaan bumi, akibat adanya lapisan batuan yang patah secara tiba-tiba atau adanya suatu ledakan (Gunawan, 2012). Dapat juga dianalogikan sebagai gelombang yang menjalar seperti pada suatu kolam air yang dijatuhkan di atasnya sebutir batu. Air mengalami gangguan dan gelombangnya terpancar keluar dari pusat awalnya mencapai jarak terjauh kolam. Akan tetapi partikel air yang terganggu tersebut tak bergeser dalam arah pergerakan gelombang. Gelombang utama gempabumi bumi terdiri dari dua tipe, yaitu gelombang bodi (body wave) dan gelombang permukaan (surface wave).

Parameter gempa bumi merupakan informasi yang berkaitan dengan kejadian gempa bumi. Parameter sumber gempabumi yang sering dianalisis meliputi:

1. Waktu Awal

Waktu asal gempabumi atau origin time adalah waktu suatu gempabumi terjadi di sumbernya pada kedalaman tertentu di lapisan bumi. Pada waktu tersebut akumulasi tegangan (stress) terlepas dalam bentuk penjarangan gelombang gempabumi. Waktu asal dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik dalam satuan UTC (Universal Time Coordinated).

2. Arah dan Kedalaman

Arah gempabumi menunjukkan arah lokasi datangnya gempabumi terjadi sesuai arah mata angin. Sedangkan kedalaman sumber gempabumi adalah jarak hiposenter dihitung tegak lurus dari permukaan bumi. Kedalaman dinyatakan oleh besaran jarak dalam satuan km.

3. Lokalisasi Media Homogen

Sumber gempabumi atau episenter adalah titik di permukaan bumi yang merupakan refleksi tegak lurus dari hiposenter atau fokus gempabumi. Lokasi episenter dibuat dalam sistem koordinat kartesian bola bumi atau sistem koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat lintang dan bujur. Kedalaman sumber gempabumi adalah jarak hiposenter dihitung tegak lurus dari permukaan bumi dalam satuan km.

4. Lokalisasi Media Heterogen

Secara umum tidak mungkin untuk merumuskan waktu jalar gempabumi pada medium heterogen tiga dimensi. Oleh karena itu, digunakan pendekatan dengan menggunakan metode Geiger. Bila diasumsikan medium heterogen ke arah vertikal saja, maka secara teoretis waktu jalar gempabumi merupakan fungsi dari jarak.

5. Magnitudo

Kekuatan gempabumi atau magnitudo adalah ukuran kekuatan gempabumi yang menggambarkan besarnya energi yang terlepas pada saat gempabumi terjadi dan hasil pengamatan seismograf. Richter memperkenalkan konsep magnitudo (kekuatan gempabumi di sumbernya) secara umum dengan satuan skala Richter.

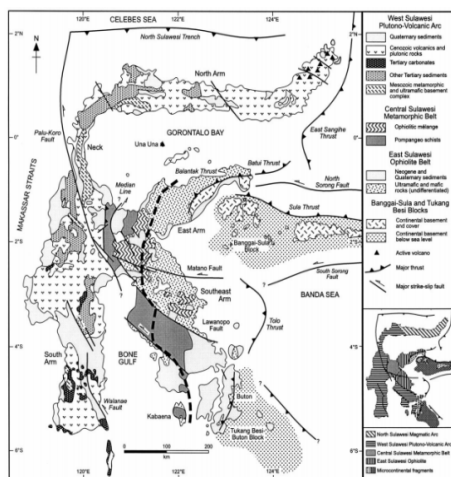
6. Energi Gempa

Bentuk energi yang dilepaskan saat terjadinya gempabumi antara lain adalah energi deformasi gelombang. Energi deformasi dapat dilihat pada perubahan bentuk volume sesudah terjadinya

gempabumi, seperti misalnya tanah naik, tanah turun, pergeseran batuan, dan lain-lain. Sedangkan energi gelombang akan menggetarkan medium elastis di sekitarnya dan akan menjalar ke segala arah.

7. Intensitas Kerusakan

Tingkat kerusakan akibat gempabumi dinyatakan juga dalam intensitas. Intensitas dihitung berdasarkan pengamatan visual langsung terhadap kerusakan akibat gempabumi, dan intensitas ini dapat memberikan gambaran nilai kekuatan gempabumi pada pusat gempanya. Perbedaan magnitudo dengan intensitas dari suatu gempabumi adalah magnitudo dihitung dari catatan alat sedangkan intensitas didasarkan atas akibat langsung dari getaran gempabumi. Magnitudo mempunyai harga yang tetap untuk sebuah gempa, tetapi intensitas berbeda dengan perubahan tempat.



Gambar 1. Peta Geologi Sulawesi (Hall and Wilson, 2000)

Berdasarkan struktur litotektonik, Sulawesi dan pulau-pulau sekitarnya dibagi menjadi empat (Gambar 1), yaitu; Mandala barat (*West & North Sulawesi Volcano-Plutonic Arc*) sebagai jalur magmatik yang merupakan bagian ujung timur Paparan Sunda, Mandala tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*) berupa batuan malihan yang ditumpangi batuan banchuh sebagai bagian dari blok Australia, Mandala timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*) berupa ofiolit yang merupakan segmen dari kerak samudera berimbrikasi dan batuan sedimen berumur Trias-Miosen dan yang keempat adalah Fragmen Benua Banggai-Sula-Tukang Besi, kepulauan paling timur dan tenggara Sulawesi yang merupakan pecahan benua yang berpindah ke arah barat karena strike-slip faults dari New Guinea.

Sulawesi Utara dan Sekitarnya terletak pada pertemuan tiga lempeng besar, yaitu Eurasia, Pasifik, dan Indo-Australia, serta sejumlah lempeng mikro yang menyebabkan kondisi tektoniknya kompleks. Dalam bukunya Tektonik dan Mineral di Indonesia, Gunawan (2010) menjelaskan bahwa :“Di bagian utara sulawesi, interaksi lempeng filipina dengan lempeng mikro laut maluku yang merupakan pecahan lempeng pasifik membentuk semenanjung Minahasa yang dikelilingi sesar (patahan) aktif, seperti Palung Minahasa di sebelah utara, Sesar Palukoro dan Matano di sisi barat dan selatan, Palung Sangihe di sisi timur, Sesar Gorontalo di bagian tengah serta sesar-sesar kecil lainnya seperti Sesar Bolmong, Sesar Amurang dan Sesar Manado di sebelah timurnya.” Keberadaan patahan-patahan aktif di wilayah Sulawesi Utara dan sekitarnya inilah yang menyebabkan bumi Sulawesi Utara sering bergetar akibat gempabumi.

Dalam penelitian ini digunakan metode coupled velocity-hypocenter. Metode Coupled Velocity Hypocenter merupakan metode yang digunakan untuk merelokasi hiposenter gempabumi dan koreksi stasiun secara bersamaan, serta mendapatkan model kecepatan gelombang seismik 1D yang baru dari daerah penelitian dengan menggunakan prinsip Geiger. Model kecepatan gelombang seismik merupakan salah satu parameter gempabumi yang sangat berpengaruh terhadap penentuan hiposenter gempabumi. Semakin tepat model kecepatan yang digunakan dalam penelitian maka akan semakin akurat pula hiposenter yang didapatkan (Rachman dan Nugraha, 2012).

Model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan yang digunakan adalah model 1D, hal ini dilakukan sebagai bentuk penyederhanaan masalah terhadap model bawah permukaan sebenarnya. Model kecepatan gelombang seismik 1D biasa digunakan sebagai prosedur dalam penentuan lokasi gempa dan sebagai inisial model untuk seismik tomografi (Kissling, 1995; Kissling et al. 1994).

Pembaharuan model kecepatan, koreksi stasiun dan relokasi gempa bumi dapat dilakukan dengan menggunakan software VELEST, dimana pembaharuan tersebut menggunakan persamaan Kissling (1995). Persamaan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut :

$$r = t_{obs} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{f=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} + e \quad \dots (1)$$

Dalam tahapan berikutnya, nilai-nilai tersebut digunakan dalam *forward modeling* untuk

memperoleh nilai t_{cal} baru yang akan dibandingkan misfitnya dengan t_{cal} sebelumnya. Tahapan tersebut merupakan tahapan dalam VELEST untuk satu iterasi. Dalam setiap iterasinya, tercantum nilai RMS antara data waktu tempuh observasi dan waktu tempuh perhitungan, sehingga jumlah iterasi dapat diatur hingga memenuhi kriteria RMS yang diharapkan.

METODE PENELITIAN

Pada penelitian ini digunakan data gempabumi yang didapatkan dari kantor BMKG Stasiun Geofisika Manado yang terjadi pada periode 1 Januari 2019 – 31 Desember 2019 dengan yang digunakan yaitu sebanyak 106 gempabumi. Data tersebut akan dianalisis untuk memperoleh hasil model kecepatan, relokasi hiposenter dan koreksi stasiun yang lebih akurat dari sebelumnya. Alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini antara lain perangkat keras Laptop untuk menjalankan Software yang digunakan, *Software* Microsoft Excel untuk plotting model kecepatan baru serta pembuatan grafik, *Software Generic Mapping Tool (GMT)* untuk memvisualisasikan hasil relokasi, *Software VELEST* untuk menentukan hasil kecepatan gelombang seismik serta merelokasi hiposenter, *Software Python 3.8* untuk menkonversi data bulletin BMKG menjadi data input Velest dan Notepad++ untuk membuat dan mengedit script proses pengolahan data.. Dalam penelitian ini digunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* yang telah terintegrasi langsung dalam *software velest*. Metode Couple Velocity-Hypocenter merupakan metode yang digunakan untuk merelokasi hiposenter gempabumi dan koreksi stasiun secara bersamaan, serta mendapatkan model kecepatan gelombang seismik 1D yang baru dari daerah penelitian dengan menggunakan prinsip Geiger. Dalam pengolahan data dengan *velest* memerlukan 4 jenis *input file* antara lain data gempa bumi, kontrol parameter, model kecepatan awal, dan data stasiun yang digunakan. Setelah didapatkan hasil model baru kecepatan 1D gelombang P, relokasi hiposenter dan nilai koreksi stasiun maka dipetakan menggunakan GMT.

HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Model Kecepatan

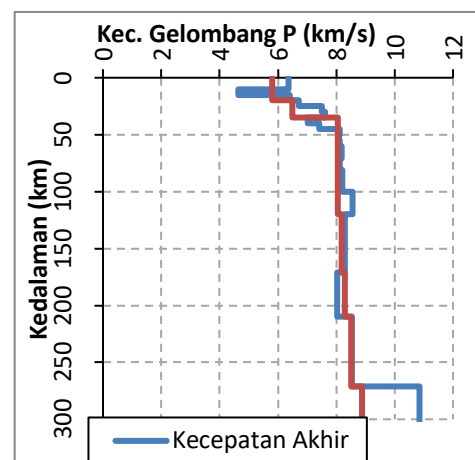
Tabel 1 dibawah menunjukkan hasil akhir model kecepatan gelombang P 1-D yang baru dengan menggunakan model kecepatan IASP91

sebagai model kecepatan awal (input untuk *velest*). Terlihat bahwa terdapat beberapa perbedaan kecepatan gelombang awal dan akhir pada kedalaman yang sama, namun secara umum semakin dalam maka semakin tinggi nilai kecepatan gelombang seismiknya.

Tabel 1. Model Kecepatan Baru

Kedalaman (km)	Vp awal (km/s)	Vp akhir (km/s)
-3 s.d 0	4,8	4,78
0 s.d 10	5,8	6,36
10 s.d 15	5,8	4,64
15 s.d 20	5,8	6,41
20 s.d 25	6,5	6,72
25 s.d 30	6,5	7,51
30 s.d 35	6,5	7,62
35 s.d 40	8,04	7,01
40 s.d 45	8,04	7,42
45 s.d 50	8,04	8,12
50 s.d 55	8,04	8,10
55 s.d 60	8,04	8,12
60 s.d 71	8,04	8,18
71 s.d 81	8,05	8,11
81 s.d 100	8,05	8,21
100 s.d 120	8,05	8,55
120 s.d 140	8,19	8,30
140 s.d 171	8,19	8,29
171 s.d 210	8,3	8,02
210 s.d 271	8,52	8,54
>271	8,88	10,85

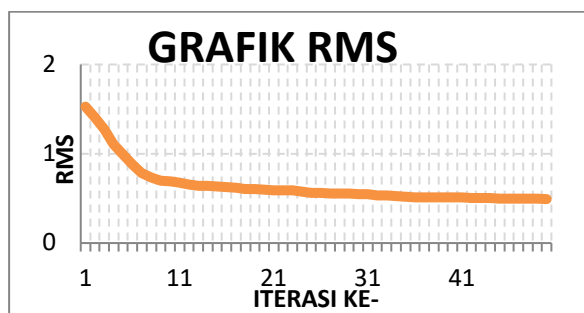
Model struktur kecepatan gelombang P hasil pemodelan menggunakan Velest memiliki 20 lapisan, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.



Gambar 2. Perbandingan model kecepatan IASP91 yang diperbaharui dengan model awalnya

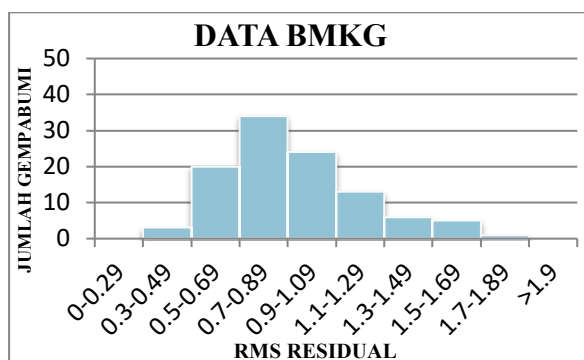
Hasil yang didapatkan pada kedalaman terendah -3 kilometer, model kecepatan IASP91 bernilai 4.80 km/s sedikit lebih cepat dari pada model kecepatan setelah di perbaharui yang bernilai 4.78 km/s, sedangkan pada kedalaman tertinggi 271 kilometer, model kecepatan IASP91 bernilai 8.88 lebih lambat dari pada model kecepatan setelah di perbaharui yang bernilai 10.85 km/s.

Model kecepatan IASP91 menunjukkan bahwa semakin besar kedalamannya maka akan semakin besar pula kecepatan gelombang P, sedangkan pada model kecepatan velest terdapat pada beberapa kedalaman yang mengalami fluktuasi. Hal ini menunjukkan bahwa semakin rapat lapisan penyusun bumi maka akan semakin besar kecepatan gelombangnya.



Gambar 3. Kurva nilai RMS pada setiap iterasi

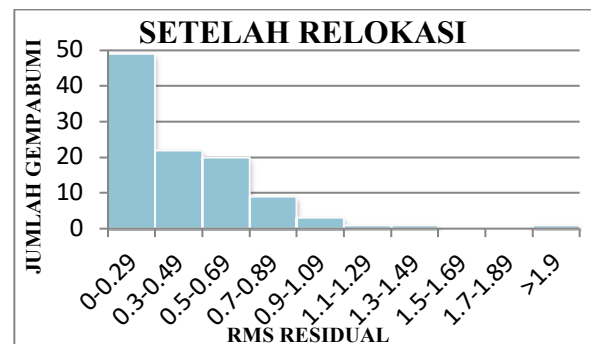
Pada penentuan model kecepatan gelombang P 1-D dan relokasi hiposenter, proses *inversi* simultan dilakukan sampai iterasi ke-50. Pada Gambar 3 diatas ditunjukkan kurva iterasi terhadap RMS, dimana mulai pada iterasi ke-31 nilai RMS sudah konvergen. Dalam penelitian ini nilai RMS tertinggi berada pada iterasi ke-1 dengan nilai 1.5282, sedangkan nilai RMS terendah berada pada iterasi ke-50 dengan nilai 0,4923. Pada hasil keluaran keseluruhan didapatkan nilai rata-rata RMS sebesar 0.6461



Gambar 4. Histogram RMS Sebelum Relokasi

Dari data yang dimiliki oleh BMKG, nilai RMS yang terlihat mempunyai nilai rata-rata RMS sebesar 1.00 dan terbilang sudah bagus karena masih di bawah 2.00 namun parameter gempabumi akan lebih baik jika nilai RMS mendekati 0. Dari gambar 4 terlihat bahwa rentang RMS yang paling banyak berada pada nilai 0.70-0.89 dengan jumlah sebanyak 34 event gempa bumi, sedangkan RMS terendah bernilai 0.32 dan RMS tertinggi bernilai 1.70.

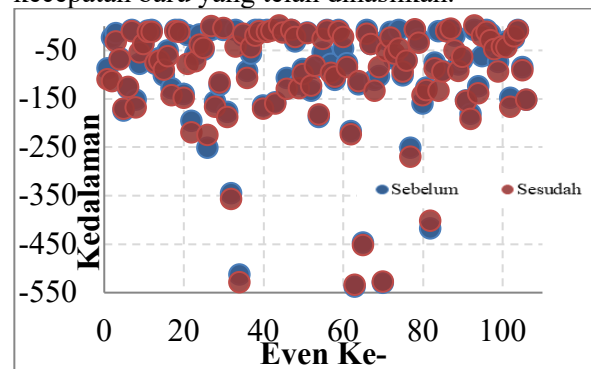
Hasil relokasi menggunakan model kecepatan baru memiliki nilai RMS yang lebih bagus. Rata-rata RMS baru sebesar 0.41 dengan nilai sebagian besar di bawah 1. Dari gambar 5 terlihat bahwa rentang RMS yang paling banyak berada pada nilai 0.00-0.29 dengan jumlah sebanyak 49 even gempa bumi, sedangkan RMS terendah bernilai 0.003 dan RMS tertinggi bernilai 2.16.



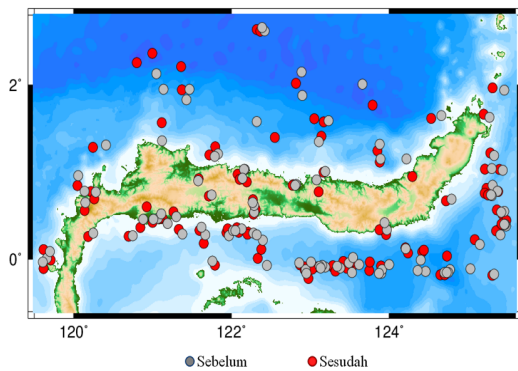
Gambar 5. Histogram RMS Setelah Relokasi

B. Relokasi Hiposenter Gempa Bumi

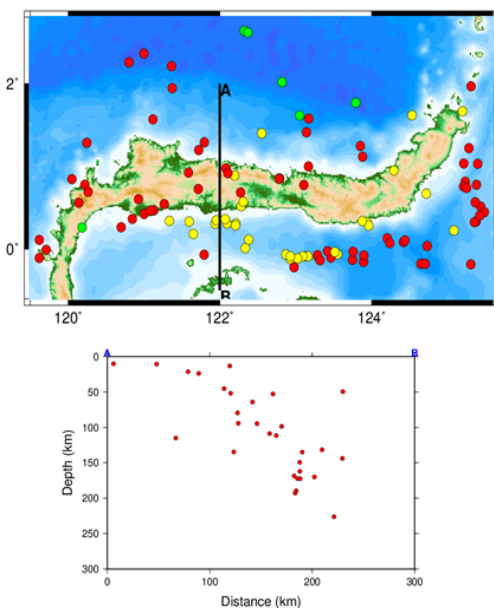
Selain mendapatkan model kecepatan gelombang seismik, dari pengolahan menggunakan Velest juga didapatkan hiposenter gempabumi baru. Proses relokasi hiposenter gempabumi menggunakan metode *Coupled Velocity-Hypocenter* dimana dilakukan perhitungan parameter ulang menggunakan model kecepatan baru yang telah dihasilkan.



Gambar 6. Kedalaman Gempa Sebelum dan Sesudah Relokasi



Gambar 7. Peta Lokasi Gempa Sebelum dan Setelah Relokasi



Gambar 8. Hasil Relokasi Kedalaman dan Cross Section

Relokasi hasil perhitungan menggunakan metode *coupled velocity hypocenter* menunjukkan bahwa posisi hiposenter gempa bumi tidak terlalu jauh dengan letak hiposenter awal dari data BMKG. Hal ini terlihat pada Gambar 6 dan 7 yang menunjukkan tidak ada perubahan yang signifikan pada lokasi maupun kedalaman hiposenter. Gempabumi di wilayah penelitian didominasi gempabumi kedalaman menengah dengan rentang kedalaman sekitar 100-200 km. Gempabumi-gempabumi kedalaman menengah ini berasosiasi dengan struktur tektonik berupa tunjaman lempeng laut Sulawesi dari arah utara ke bawah semenanjung Minahasa yang termasuk lempeng Eurasia. Sementara itu, juga terdapat gempabumi dengan kedalaman dangkal yang juga berasosiasi dengan struktur tunjaman tersebut. Gempabumi kedalaman dangkal juga berhubungan dengan adanya sesar-sesar lokal di wilayah Gorontalo.

Struktur tunjaman Laut Sulawesi dari arah

utara dapat terlihat jelas pada gambaran *cross section* atau irisan melintang hiposenter gempabumi baru. Pada irisan melintang yang ditunjukkan pada Gambar 8 berikut terlihat kedalaman hiposenter gempabumi semakin ke arah selatan semakin dalam. Gempabumi yang terdekat dari titik A di utara memiliki kedalaman sekitar 5 km, dan semakin ke selatan menuju titik B hiposenter gempabumi semakin dalam hingga hiposenter terdalam berada di dekat titik B dengan kedalaman sekitar 240 km.

C. Koreksi Stasiun

Koreksi stasiun merupakan perbaikan waktu yang dibutuhkan gelombang sampai pada stasiun pencatat. Hasil *output* koreksi stasiun adalah berupa nama stasiun dan selisih waktu yang diperlukan gelombang untuk sampai pada stasiun pencatat. Selisih waktu positif dikarenakan kecepatan penjalaran gelombang primer untuk sampai ke stasiun perekam lebih lambat dari kecepatan yang diperkirakan oleh model, sehingga waktu tempuh gelombang primer untuk sampai ke stasiun perekam menjadi lebih lama dibandingkan waktu tempuh gelombang primer menuju stasiun referensi. Nilai koreksi stasiun positif mengindikasikan bahwa struktur batuan stasiun seismik tersebut tersusun atas batuan sedimen atau pasir yang menyebabkan gelombang P merambat lebih lambat untuk sampai pada stasiun pencatat, sedangkan waktu negatif menunjukkan waktu gelombang P lebih cepat sampai pada stasiun pencatat dan diperkirakan batuan di sekitar wilayah stasiun yang bernilai negatif tersusun oleh batuan padat. Pada Tabel 2 yang berisi stasiun-stasiun seismik beserta koreksi stasiunnya, dapat dilihat bahwa koreksi stasiun OBMI adalah 0.00 karena OBMI dijadikan sebagai stasiun referensi. Pada tabel tersebut juga dapat diketahui bahwa nilai koreksi terbesar bernilai 20.910 pada stasiun GTOI dan koreksi stasiun terkecil bernilai 0.3914 pada stasiun SMSI.

Tabel 2. Koreksi Stasiun

Sta	Longitude	Latitude	Delay
APSI	121.6487E	0.9108S	17.744
GTOI	123.0105E	0.6358N	20.910
KMSI	123.9807E	0.5745N	14.119
LUWI	122.7717E	1.0418S	14.271

MPSI	119.8980E	0.3374N	20.627
MRSI	121.9406E	0.4771N	0.9044
PCI	119.8366E	0.9054S	15.293
PSSI	125.4000E	2.7400N	12.161
SMSI	122.3700E	0.9900N	0.3914
MNI	124.8400E	1.4400N	13.847
TMSI	124.9200E	1.2900N	0.9714
OBMI	127.6400E	1.3400S	0.0000

KESIMPULAN

Kesimpulan yang dapat diperoleh dari penelitian tentang model kecepatan lokal 1D gelombang P relokasi hiposenter dan koreksi stasiun di wilayah Sulawesi Utara dan sekitarnya dengan menggunakan metode *coupled velocity-hypocenter* adalah sebagai berikut:

- Pada model kecepatan IASP91 menunjukkan bahwa semakin besar kedalamannya maka akan semakin besar pula kecepatan gelombang P, sedangkan pada model kecepatan *velest* terdapat pada beberapa kedalaman yang mengalami fluktuasi. Ini menunjukkan bahwa setiap wilayah memiliki model kecepatan gelombang yang berbeda sesuai dengan kondisi geologi bawah permukaan.
- Dengan menggunakan metode inversi melalui program *Velest*, diperoleh juga relokasi hiposenter yang mengalami perbaikan nilai RMS dari rata-rata 1.71 menjadi 0.492
- Dalam penelitian digunakan 12 buah stasiun seismik, semua stasiun seismik memiliki koreksi waktu bernilai positif. Nilai koreksi tertinggi bernilai 20.910 pada GTOI dengan stasiun referensi OBMI.

DAFTAR PUSTAKA

- Bayong Tjasyono H.K. (2006). Ilmu Kebumihan dan Antariksa. Bandung: PT. Remaja Rosdakarya - UPI.
- Gunawan S.M. Taufik (2012): "Gempa Bumi Edisi Populer" BMKG, ISBN: 978-979-1241-24-3
- Hall, R. & Wilson, M. E. J., (2000): "Neogene Sutures In Eastern Indonesia " *Journal of Asian Earth Science*, 18, 781-808.
- Ibrahim, Gunawan. (2010). Tektonik Dan Mineral di Indonesia. Jakarta: Puslitbang BMKG.
- Kissling, E. (1988): "Geotomography with Local

Earthquake Data" Reviews of Geophysics, Vol 26, No 4 / November 1988, ETH Zuerich.

Kissling, E, Kradolfer, Maurer, (1995): "Velest User's Guide" short Introduction, Institute of Geophysics, ETH Zuerich.

Kissling, E, Ellsworth, W.L, Eberhart-Phillips, D, Kradolfer, U, (1994): "Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography" *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No B10 pp 19.635-19.646, USGS.

Mulyo, A. (2004): "Pengantar Ilmu Kebumihan: Pengetahuan Geologi Untuk Pemula" ISBN 979-730-552-X

Rachman, T. D., & 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).

Tjasyono HK., Bayong (2006): "Ilmu Kebumihan dan Antariksa/ Bayong Tjasyono HK" Bandung: Remaja Rosdakarya.

W. Spakman and R. Hall (2010): "Surface deformation and slab-mantle interaction during Banda arc subduction rollback" *Nature Geoscience*, 3(8):562-566, 08, doi:10.1038/ngeo917.