

RELOKASI HIPOSENTER DAN TOMOGRAFI GELOMBANG P MENGUNAKAN METODE INVERSI SIMULTAN DI WILAYAH PAPUA

RELOCATION OF HYPOCENTERS AND P WAVE TOMOGRAPHY FROM SIMULTANEOUS INVERSION METHOD IN PAPUA

Arif Rachman Hakim^{1*}, Supriyanto Rohadi², Jajat Jatnika³

¹Balai Besar Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Wilayah V Jayapura, Entrop Jayapura

²Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta

³Pusat Gempa Bumi dan Tsunami BMKG, Jl. Angkasa I no 2 Kemayoran Jakarta Jakarta

*E-mail: hakiem87@gmail.com

Naskah masuk: 10 Januari 2017; Naskah diperbaiki: 28 November 2017; Naskah diterima: 22 Desember 2017

ABSTRAK

Papua merupakan bagian dari pulau *New Guinea*, yang memiliki tatanan tektonik sangat kompleks, dimana tektonik papua dipengaruhi 4 lempeng utama yaitu Lempeng Australia, Lempeng Pasifik, Lempeng Filipina dan Lempeng Eurasia, serta sesar lokal aktif seperti Sesar Sorong, Sesar Yapen, dan lainnya. Tatanan tektonik yang sangat kompleks ini, menjadikan Papua menarik untuk dikaji lebih lanjut. Penelitian ini dilakukan untuk mendapatkan posisi sumber gempa yang akurat sehingga didapatkan gambaran struktur bawah permukaan dengan merelokasi sumber gempa dan tomografi gelombang P menggunakan program simulPS12, yang secara simultan menghitung kecepatan 3-D gelombang P dengan hasil relokasinya. Data yang digunakan adalah katalog gempa PGR V Jayapura hasil analisa seiscomp3 dari tahun 2010 hingga 2015, dengan 19 stasiun pencatat. Hasil relokasi gempabumi memperlihatkan adanya perubahan sebesar 75%, baik secara kedalaman maupun secara lintang ataupun bujur, dengan nilai RMS mendekati 0. Sedangkan hasil tomogram pada penampang horisontal menunjukkan resolusi yang baik pada kedalaman 30 km dan 50 km, yang di indikasikan sebagai zona dengan kecepatan rendah berasosiasi dengan sesar sorong dan manokwari trench. Pada penampang vertikal didapatkan tomogram yang juga mengindikasikan zona lemah teridentifikasi sesar sorong, patahan ransiki dan manokwari trench.

Kata Kunci : relokasi, tomografi, struktur kecepatan, gelombang P, Papua.

ABSTRACT

Papua is the western part of the island of *New Guinea* with a very complex tectonic structure due to four tectonic plates, i.e. the Australian, Pacific, Philippine and Eurasian Plates; and the local active faults like Sorong, Yapen and others. The very complex tectonic setting makes the Papua region interesting to study further. This study was conducted to determine the pattern of tectonic region of Papua, using a simultaneous method of simulPS12. This research was conducted to obtain accurate earthquake source position so as to obtain the description of subsurface structure by relocating earthquake source and wave tomography P using simulPS12 program, which simultaneously calculate speed 3-D wave P with the result of its relocation. The data used is the PGR V Jayapura earthquake catalog based on the SeisComp3 analysis results from 2010 to 2015, with 19 recording stations. The result of the relocation of earthquakes showed a change of 75%, both in depth and in latitude or longitude, and the RMS value is close to zero. While the resulting tomogram on the horizontal cross section shows a good resolution at a depth range of 30 km to 50 km, which is indicated as the zone with low wave speed, associated with the Sorong fault and Manokwari trench.

Keywords : Relocation, tomography, velocity structure, Papua.

1. Pendahuluan

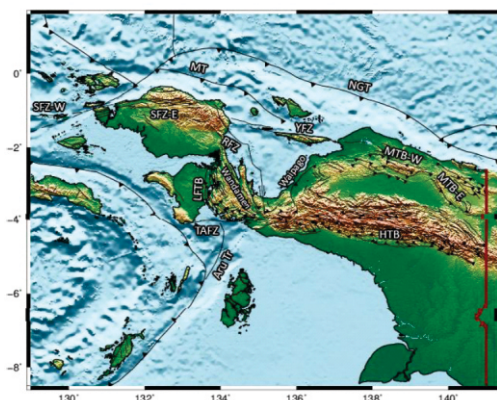
Papua merupakan bagian dari pulau *New Guinea*, dimana wilayah ini dibagi menjadi dua yaitu bagian barat adalah Indonesia, sedangkan bagian Timur adalah Negara Papua Nugini. Tatanan tektonik Papua

dipengaruhi 4 Lempeng utama yaitu Lempeng Australia, Lempeng Pasifik, Lempeng Filipina dan Lempeng Eurasia, Serta Lempeng Mikro, seperti Lempeng Mikro Solomon, Lempeng Mikro Bismarck [1], serta Sesar Lokal Aktif seperti Sesar Sorong, Lajur Anjak Mamberamo, Sesar Yapen

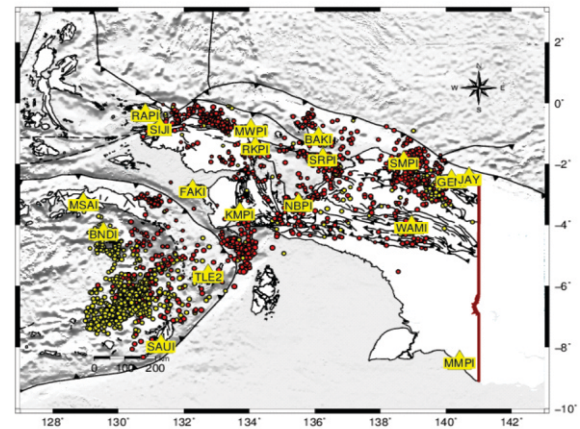
(gambar 1), yang menjadikan tatanan tektonik Papua sangat kompleks, sehingga menarik untuk dikaji.[2] Dengan Kondisi tektonik tersebut wilayah Papua memiliki tingkat kerawanan gempa dan tsunami cukup tinggi. Upaya mitigasi bencana gempa dan tsunami diperlukan, salah satunya dengan kajian tektonik untuk mengetahui struktur bawah permukaan, sehingga didapatkan pola tektonik sebagai data dukung dalam upaya pemetaan daerah rawan gempa dan tsunami secara baik.

Posisi hiposenter atau sumber gempa yang akurat sangat dibutuhkan untuk analisis kegempaan selanjutnya, dalam penentuan ketepatan posisi hiposenter ditentukan oleh beberapa faktor, diantaranya: waktu tiba gelombang, fase gelombang, geometri jaringan dan model kecepatan yang digunakan. *Update* posisi sumber gempa dilakukan untuk mendapatkan posisi sumber gempa yang lebih tepat[3]. Tomografi seismik secara simultan menghitung waktu tiba gelombang untuk mendapatkan model kecepatan dan relokasi hiposenter.

Penelitian ini bertujuan untuk mendapatkan posisi sumber gempa yang akurat dan model kecepatan di wilayah Papua serta gambaran bawah permukaan dengan menggunakan data hasil pengamatan Pusat Gempabumi Regional V Jayapura. Pada penelitian ini digunakan program SimulPS12[4], dimana program ini mampu menghitung inversi simultan antara penentuan model kecepatan dan relokasi sumber gempa[5].



Gambar 1. Peta tektonik dan sesar wilayah Papua [2].



Gambar 2. Peta sebaran gempabumi dan stasiun penerima, periode November 2010 – Desember 2015 [6].

2. Metode Penelitian

Data yang digunakan pada penelitian ini yaitu data *arrival format* berupa parameter waktu kejadian gempa, lokasi, kedalaman, magnitudo, serta catatan waktu tiba gelombang P dan Gelombang S pada tiap stasiun. Data dari katalog repo gempa BBMKG V (pusat gempabumi regional V) dari bulan November 2010 hingga Desember 2015, dengan kriteria data magnitude terendah skala 3, data yang digunakan minimal 6 stasiun pencatat, data sebelumnya direlokasi dulu sehingga mendapatkan variasi kedalaman yang baik, data sebanyak 1500 event hasil relokasi dengan batasan wilayah penelitian, yaitu Pulau Papua dengan koordinat 128° - 142° BT dan 9° LS - 0°.

Tomografi Seismik. Tomografi seismik adalah teknik mencitrakan struktur bumi secara dua atau tiga dimensi, dengan parameter berupa waktu penjalaran suatu gelombang seismik, dari sumber (*source*) yang melewati suatu medium tertentu[7] dan tercatat pada stasiun (*receiver*). Penjalaran suatu gelombang seismik dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$T_{ij} = \int_{source}^{receiver} u ds \quad (1)$$

dimana T_{ij} waktu tempuh gelombang seismik dari sumber (i) ke stasiun (j), u adalah perlambatan (*slowness*) dan ds adalah panjang lintasan gelombang seismik dari sumber ke stasiun. Sedangkan waktu tiba (*arrival times*) gelombang seismik pada stasiun dapat dinyatakan dengan persamaan :

$$t_{ij} = \tau_i + T_{ij} \quad (2)$$

dengan t_{ij} = waktu tiba yang tercatat di stasiun, T_{ij} adalah waktu tempuh gelombang seismik dan τ_i adalah waktu kejadian gempa [8].

Residual time ialah selisih waktu antara waktu tiba gelombang pada stasiun penerima (t_{ij}^{obs}) dengan waktu tiba gelombang hasil perhitungan berdasarkan model kecepatan awal (t_{ij}^{cal}). Residual time dapat dinyatakan dalam persamaan berikut, yang didapat dari perhitungan waktu tiba kalkulasi dari persamaan (1) dan (2):

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \int_{source}^{receiver} \delta u ds \quad (3)$$

Dimana, Δx_k perubahan hiposenter, $\Delta \tau_i$ waktu kejadian gempabumi (*origin time*) dan δu adalah perlambatan atau *slowness*. Turunan parsial dari hiposenter ($\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k}$) sebanding dengan perkalian antara perlambatan dengan vektor sinar gelombang seismik[9], sehingga persamaan (3) dapat ditulis dalam bentuk diskrit sebagai berikut dengan Parameter model kecepatan disimbolkan dengan m_i :

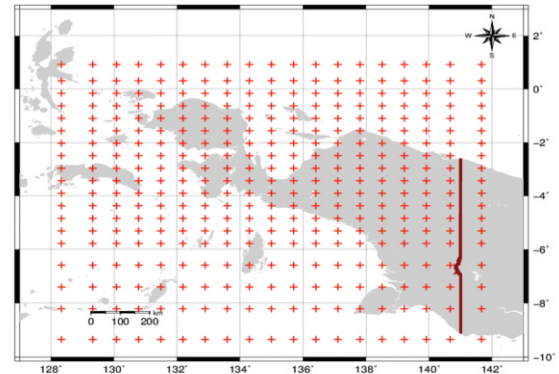
$$r_{ij} = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_k} \Delta x_k + \Delta \tau_i + \sum_{i=1}^L \frac{\partial T_{ij}}{\partial m_i} \Delta m_i \quad (4)$$

Parameterisasi model ialah penentuan grid (gambar 3) dan kecepatan model awal yang digunakan dalam proses inversi tomografi, dimana grid yang digunakan tidak uniform [10]. Penentuan besaran parameterisasi berdasarkan distribusi gempa dan distribusi stasiun (gambar 4), penentuan besaran parameterisasi berpengaruh pada kualitas resolusi yang dihasilkan.

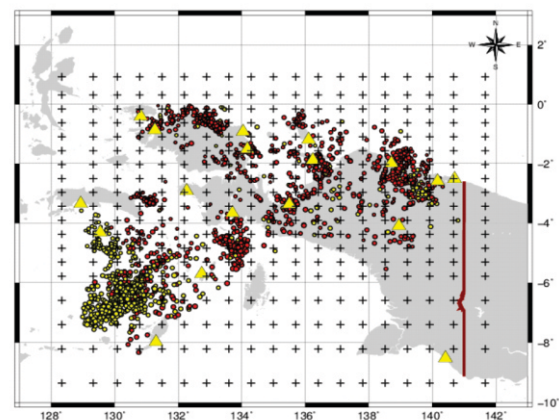
Uji resolusi setelah tahap inversi tomografi bertujuan untuk melihat resolusi yang dihasilkan, dan dilakukan sebelum interpretasi terhadap tomogram hasil inversi data observasi. Hasil resolusi dipengaruhi oleh distribusi gempa dan stasiun pencatat. Dalam uji resolusi dikenal juga uji *checkerboard* atau model papan, digunakan untuk menguji model menggunakan metode pemodelan kedepan.[11], Uji *checkerboard* dilakukan dengan penetapan ukuran grid berdasar distribusi gempabumi, posisi stasiun dan struktur kecepatan referensi yang baik. Apabila hasil yang didapatkan dari proses uji resolusi sama mendekati model awal, maka hasil inversi tomografi sudah baik.

Penentuan nilai redaman (damping) untuk mendapatkan nilai redaman (damping) optimum. Pada penelitian ini, nilai redaman dilakukan beberapa kali dengan memberikan nilai tertentu. Nilai redaman dicari untuk mendapatkan nilai redaman yang

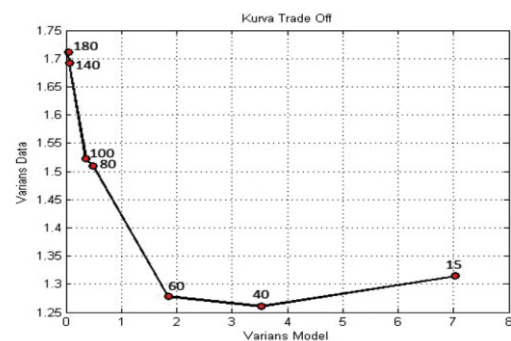
optimum, nilai redaman optimum dilakukan agar meningkatkan nilai varian model dan menurunkan varian data[5]. Pada penelitian ini didapatkan nilai redaman optimum dengan nilai redaman 40 (gambar 5).



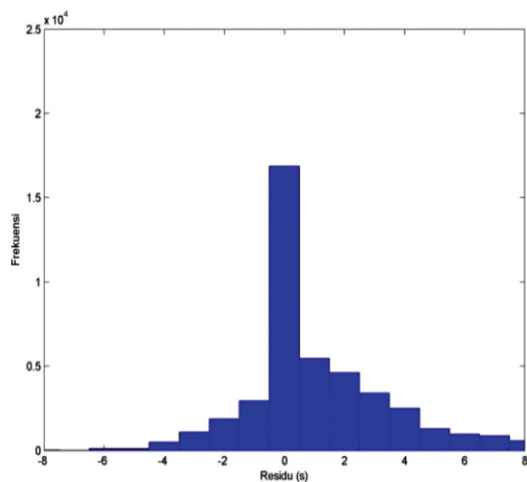
Gambar 3. Parameterisasi model pada wilayah Papua.



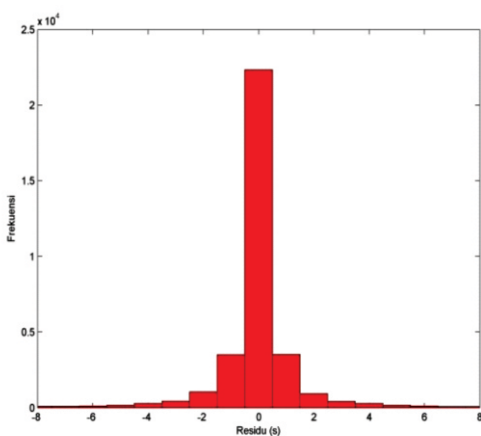
Gambar 4. Parameterisasi model pada wilayah Papua berdasarkan sebaran gempabumi dan stasiun pencatat.



Gambar 5. Kurva *trade off*, memperlihatkan varians data dengan varian model dimana terlihat damping 40 merupakan *damping optimum*.



(a)



(b)

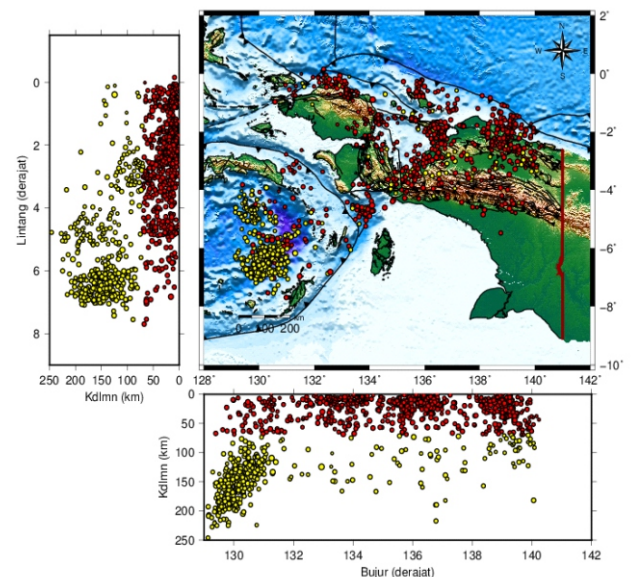
Gambar 6. Histogram nilai residual, selisih waktu tempuh observasi dan waktu tempuh perhitungan, dimana warna biru sebelum relokasi (a) dan merah sesudah relokasi (b) menunjukkan peningkatan pada nilai 0.

Sebagai validasi dari penelitian relokasi hiposenter dibuat perbandingan antara frekuensi nilai residual sebelum dan setelah relokasi hiposenter (gambar 6). Validasi ini dilakukan untuk menguji keakuratan hasil relokasi, hasil relokasi dikatakan baik jika nilai waktu residual mendekati nol.

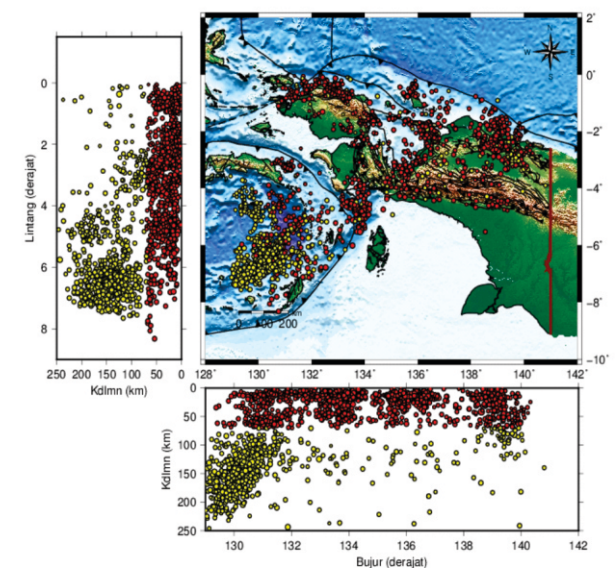
3. Hasil dan Pembahasan

Sebaran hasil relokasi gempabumi, menunjukkan adanya liniasi geologi terhadap zona sesar, dimana titik gempabumi terjadi mengelompok pada bagian/ zona sesar tertentu (gambar 7), hasil relokasi memperlihatkan perubahan terhadap suatu titik gempabumi secara kedalaman dan lintang atau pun bujur. Kejadian gempabumi sebelum relokasi sebanyak 1500 *event*, setelah direlokasi dengan *simulPS12* didapatkan 1115 *event*, sebanyak 74 %

gempabumi mengalami perubahan baik secara kedalaman maupun lintang dan bujur. Dengan melihat nilai residual sebelum dan sesudah relokasi, nilai residual sesudah relokasi mengalami peningkatan mendekati 0, dengan nilai residual mendekati 0 maka selisih waktu observasi dan perhitungan tidak jauh berbeda dan hasil relokasi dikatakan sudah baik.



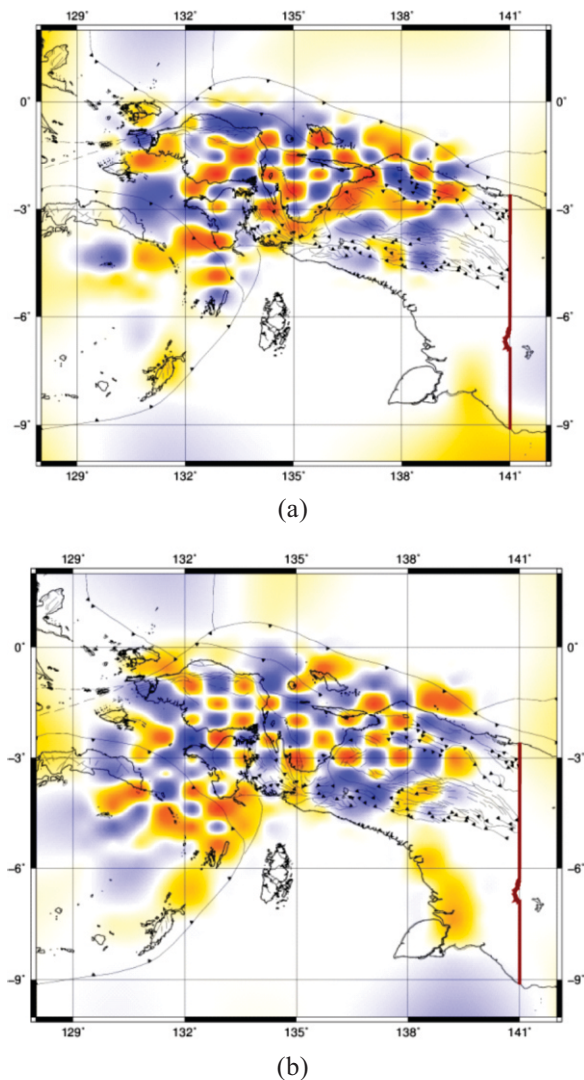
(a)



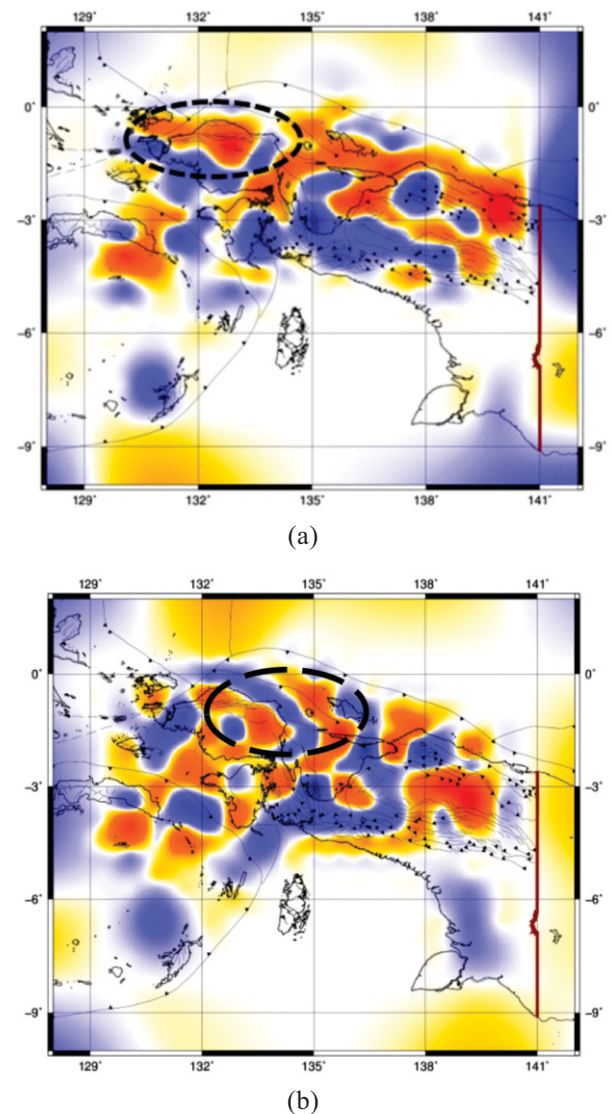
(b)

Gambar 7. Peta Sebaran gempabumi dan cross section setelah (a) dan sebelum (b) relokasi.

Struktur Kecepatan gelombang P pada penampang horisontal. Pada penampang horisontal, model kecepatan gelombang P didapatkan hasil yang cukup baik pada kedalaman 30 dan 50 km, karena setelah proses uji validasi menggunakan *checkerboard* dengan nilai anomali positif dan negatif 10% dari kecepatan awal, pada kedalaman 30 dan 50 km hasil *checkerboard* kembali ke bentuk papan catur (gambar 8). Pada gambar 9, memperlihatkan citra penampang horisontal anomali kecepatan gelombang P pada kedalaman 30 dan 50 km, pada kedalaman ini teridentifikasi adanya zona anomali kecepatan rendah berasosiasi dengan zona *Sorong Fault* dan *Manokwari Trench*.

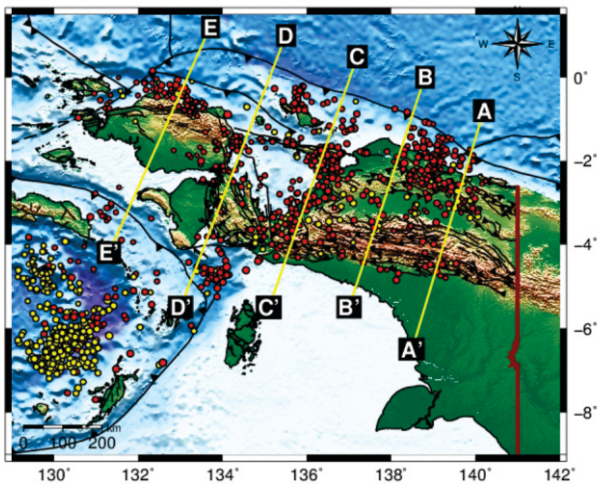


Gambar 8. *Checkerboard* kedalaman 30 km (a) dan *checkerboard* kedalaman 50 km (b).

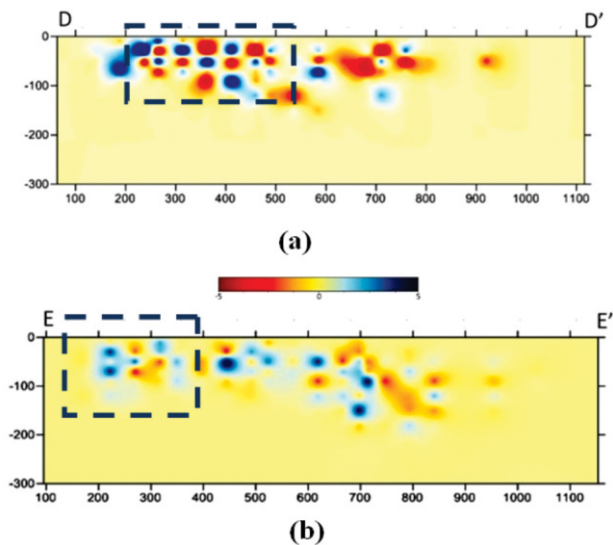


Gambar 9. (a) Citra kecepatan gelombang P pada kedalaman 30 km dan (b) Citra kecepatan gelombang P pada kedalaman 50 km.

Struktur kecepatan gelombang P pada penampang vertikal. Pada penampang vertikal, dilakukan dengan membagi wilayah penelitian dengan 5 potongan (gambar 10). Hasil potongan vertikal menunjukkan adanya asosiasi zona kecepatan rendah dengan zona sesar di wilayah penelitian dan zona yang memiliki rigiditas batuan lemah, akan tetapi dalam uji resolusi didapatkan resolusi yang kurang baik pada setiap potongan sehingga mempengaruhi dalam interpretasi.



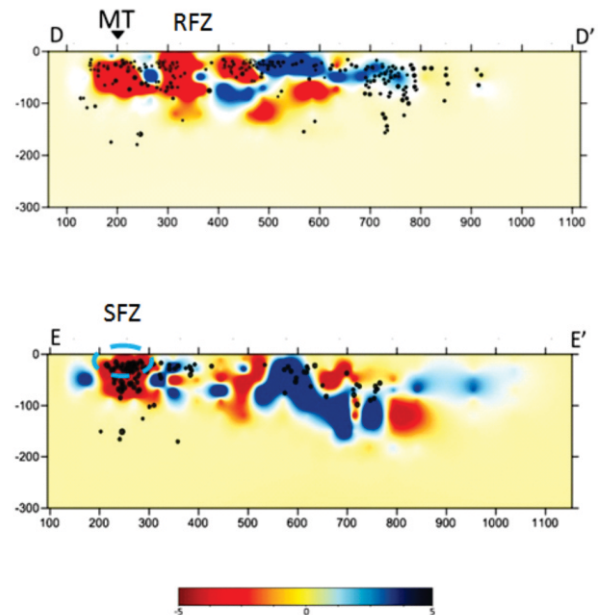
Gambar 10. Proyeksi potongan melintang di wilayah penelitian, terdapat 5 proyeksi potongan melintang.



Gambar 11. (a) Checkerboard potongan D-D' dan (b) checkerboard potongan E-E'.

Uji resolusi *checkerboard* penampang vertikal dengan nilai anomali positif dan negatif 10% dari kecepatan awal diperlihatkan pada gambar 11, penampang vertikal yang baik terdapat pada potongan melintang D-D' dan potongan melintang E-E' ditandai garis kotak putus-putus.

Hasil Tomogram struktur kecepatan gelombang P pada daerah penelitian ditunjukkan pada gambar 12, yang menggambarkan adanya anomali positif ditandai warna biru dan anomali negatif ditandai dengan warna merah. Anomali positif menandakan daerah tersebut memiliki nilai kecepatan gelombang lebih tinggi, dan menandakan kepadatan struktur yang lebih padat



Gambar 12. (a) Potongan vertikal daerah D-D' zona anomali negatif berasosiasi dengan titik gempa bumi yang mengindikasikan adanya sesar (Manokwari Trench dan Ransiki Fault) dan (b) Potongan vertikal daerah E-E', lingkaran putus-putus di indikasikan Sorong Fault yang berasosiasi dengan anomali negatif.

Anomali negatif yang ditandai dengan warna merah, menandakan adanya daerah yang memiliki nilai kecepatan gelombang yang lebih lemah atau rendah. Zona dengan anomali negatif biasanya, merupakan daerah-daerah yang memiliki tingkat kepadatan batuan yang lemah atau zona hancuran dan zona lelehan atau dapur magma pada daerah pegunungan aktif.

Pada penelitian ini terlihat adanya zona lemah, terlihat melalui penampang horisontal yang memiliki uji resolusi *checkerboard* yang baik. Kedalaman 30 km dan 50 km memperlihatkan uji resolusi yang baik, dan pada hasil citra struktur kecepatan gelombang P, mengindikasikan anomali kecepatan negatif berasosiasi dengan zona sesar Sorong dan palung Manokwari. Palung Manokwari memiliki kedalaman sekitar 20 km dengan panjang segmen 218,1 km [12], dan menurut Sabtaji [2], dalam penelitiannya yang merelokasi tiap zona patahan yang ada di Papua, palung Manokwari memiliki kedalaman 100 km. Untuk Sorong *fault*, Irsyam dkk [12] menjelaskan bahwa kedalaman untuk Sorong *fault* rata-rata memiliki kedalaman sekitar 3 km hingga 18 km, dan menurut Sabtaji [2] Sorong *fault*, berkisar 29 km.

Pada gambar 9, terlihat zona lemah yang terdapat garis lingkaran putus-putus, tampak jelas warna merah

atau zona anomali rendah berada pada sekitar daerah Manokwari *trench* dan Sorong *fault*. Dilihat dari penelitian sebelumnya, yang sudah dijelaskan diatas, maka penelitian ini mendapatkan kedalaman pada Manokwari *trench* dan Sorong *fault* berkisar antara 30 km hingga 50 km.

Hasil potongan vertikal D-D' memperlihatkan, adanya zona lemah berasosiasi dengan titik gempabumi, yang memperlihatkan bahwa zona lemah dengan anomali negatif merupakan daerah yang memiliki tingkat seismisitas tinggi dan merupakan zona hancuran ataupun sesar, terlihat pada gambar 12, teridentifikasi Manokwari *trench* dan Ransiki *fault zone*. Hasil potongan E-E' teridentifikasi zona lemah anomali negatif berasosiasi dengan Sorong *fault*. Terlihat dari sebaran titik gempabumi berada pada zona dengan nilai anomali negatif.

4. Kesimpulan

Hasil relokasi gempabumi pada daerah penelitian, lebih banyak disebabkan oleh patahan atau sesar lokal, terlihat kedalaman rata – rata sekitar 50 km, dengan kedalaman paling dalam sekitar ± 200 km yang kemungkinan disebabkan oleh subduksi utara papua atau *New Guinea Trench*.

Hasil tomogram struktur kecepatan gelombang P, memperlihatkan adanya zona lemah atau anomali negatif yang berasosiasi dengan patahan lokal aktif yaitu Manokwari *trench* dan Sorong *fault*, patahan lokal aktif ini teridentifikasi pada kedalaman antara 30 km sampai 50 km, dan terlihat juga dari penampang vertikal dengan *overlay* potongan melintang gempabumi dengan pencitraan struktur gelombang P, terlihat gempabumi terjadi pada daerah yang memiliki anomali negatif, dimana anomali negatif ini berasosiasi dengan zona sesar atau zona hancuran.

Daftar Pustaka

[1] Baldwin, S.L., Fitzgerald, P.G., dan Webb, L.E., Tectonic of the New Guinea Region, *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 495-520, DOI: 10.1146/annurev-earth-040809-152540, 2012.

[2] Sabtaji, A., Struktur Kecepatan 1-D Gelombang P dan Relokasi Gempa Bumi Menggunakan Metode Double – Difference di Wilayah Papua Bagian Barat, Tesis, Program Studi Magister Sains Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung. 2015.

[3] Nugroho. H. Widiyantoro, S. dan Ibrahim, G. “Penentuan hiposenter gempabumi dengan menggunakan metode guided grid search dan model struktur kecepatan tiga dimensi,” *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, vol. 8, hal. 48-60, 2007.

[4] Evans, J.R., Eberhart-Philips, D., Thurber, C.H. User's Manual for SIMULPS12 for Imaging Vp and Vp/Vs : A Derivative of the “Thurber” Tomographic Inversion SIMUL3 for Local Earthquakes and Explosions, U.S. Geological Survey. USGS-OFR-94-431. 1994.

[5] Jatnika, J., Nugraha, A.D., Wandono., Relokasi Sumber Gempa Di Daerah Sumatera Bagian Utara Menggunakan Hasil Inversi Simultan Relokasi Dan Kecepatan Gelombang P Tiga Dimensi, *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, Vol 16, No.2. hal: 113-121. 2015.

[6] Balai Besar Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika Wilayah V Jayapura, *Laporan Gempa Tahunan 2015*. 2016.

[7] Widiyantoro, S., Seismisitas dan Model Subduksi di Indonesia Resolusi Tinggi, Seminar dan Pameran HAKI 2008: Pengaruh Gempa dan Angin Terhadap Struktur. 2008.

[8] Nugraha, A.D, Syahputra, A, Fatkhan, Pemrograman Ray Tracing – Metode Pseudo Bending Medium 2-D Untuk Menhitung Waktu Tempuh Antara Sumber dan Penerima, *Jurnal Geofisika*, ISSN : 0854-4352, 2011.

[9] Thurber, C. H., Local earthquake tomography: velocities and Vp/Vs theory, H. M. Iyer and K. Hirahara, *Seismic Tomography: Theory and Practice*, pp. 563– 583, Chapman and Hall, London. 1993.

[10] Rohadi, S., Widiyantoro, S., Nugraha, A. D., Pencitraan Struktur 3D Kecepatan Gelombang Seismik Menggunakan Metode Tomografi Double-Difference dan Data Gempa di Jawa Tengah, *JTM* Vol. XIX No. 2, hal 82-94. 2012.

[11] Humpherys, E., and Clayton, R. W., Adaption of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085. 1988.

[12] Irsyam, M., Sengara, W., Aldiamar, F., Widiyantoro, S., Triyoso, W., Hilman, D., Kertapati, E., Meilano, I., Suhardjono, Asrurifak, M., dan Ridwan, M., Ringkasan Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia, Bandung-Indonesia. 2010,