

Relokasi Gempabumi di Pulau Bali Bagian Utara Tahun 2015-2017 dengan menggunakan Metode *Double Difference* (DD)

Earthquake Relocation in Northern Bali Island in 2015-2017 using Double Difference Method (DD)

Nandaru Diaz¹, Komang Ngurah Suarbawa^{1*}, Adityo Mursitantyo²

¹Program Studi Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Udayana, Kampus Bukit Jimbaran, Badung, Bali, Indonesia 80361

²Balai Besar Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Wilayah 3 Denpasar

Email: nandaru_diaz@student.unud.ac.id; *suarbawa@unud.ac.id; adityo.mursitantyo@bmgk.go.id

Abstrak – Telah dilakukan penelitian tentang relokasi gempabumi tahun 2015-2017 di Bali Utara dengan menggunakan metode *Double Difference* (DD). Relokasi gempabumi penting dilakukan untuk mendapatkan lokasi gempa bumi dengan keakuratan yang tinggi, analisis struktur kecepatan, identifikasi sumber sesar, pemetaan sebaran gempabumi dan analisis kegempaan. Hasil relokasi menunjukkan adanya perpindahan lokasi kumpulan gempabumi yang terbentuk bergerak mendekati sumber gempabumi yaitu bidang sesar. Relokasi menggunakan HypoDD menunjukkan peningkatan kualitas apabila dilihat dari nilai RMS *residual time*, dimana nilai RMS *residual time* sesudah relokasi menunjukkan nilai yang mendekati nol yaitu berkisar 0,000 - 0,01, yang menunjukkan hasil perhitungan dan hasil observasi semakin mendekati nilai yang sesungguhnya.

Kata kunci: relokasi, sesar, gempabumi, HypoDD, RMS *residual time*

Abstract – A research about earthquake relocation in Northern Bali Island in 2015 – 2017 using the Double Difference (DD) method has been carried out. Earthquake relocation is important to get some informations about earthquake locations with high accuracy, fault zone identification, earthquake distribution and seismic analysis. The results of the relocation indicated that there was a displacement of the location of earthquake that formed moving closer to the earthquake source namely a fault. Relocation using HypoDD program gave high accurate result indicated by the RMS residual time value close to zero e.g. 0,000 - 0.01 which mean the results of calculations and observations are closed to the real value.

Key words: relocation, fault, earthquake, HypoDD, RMS *residual time*

1. Pendahuluan

Adanya aktivitas tektonik di Pulau Bali dipengaruhi oleh tumbukan antara lempeng Indo-Australia dan Busur Sunda. Tumbukan ini menyebabkan timbulnya 2 pusat gempabumi yaitu pada zona subduksi Jawa yang dimulai dari Selat Sunda di bagian barat dan berakhir di Pulau Banda di bagian timur dan pusat-pusat gempa bumi pada patahan naik belakang busur Flores dikenal sebagai patahan belakang busur Flores (*Flores back arc thrust*) [1]. *Flores back arc thrust* terjadi sebagai reaksi terhadap tekanan yang timbul pada busur kepulauan Nusa Tenggara karena adanya tumbukan antara busur Flores dengan dorongan Lempeng Indo-Australia [2]. Patahan lain juga ditemukan di utara Pulau Alor dan disisi timur busur belakang zona subduksi Jawa yang biasa dikenal sebagai patahan belakang busur Wetar yang membentang dari Flores sampai Sumbawa. Diperkirakan bahwa patahan tersebut disebelah barat berlanjut sampai ke Cekungan Bali yang terletak di utara Pulau Bali [3]. Penelitian mengenai tektonik Pulau Bali sangat menarik untuk diteliti, dimana posisinya diapit oleh dua sumber gempa bumi di selatan dan utara menjadikan Pulau Bali sebagai kawasan seismik yang aktif dan kompleks.

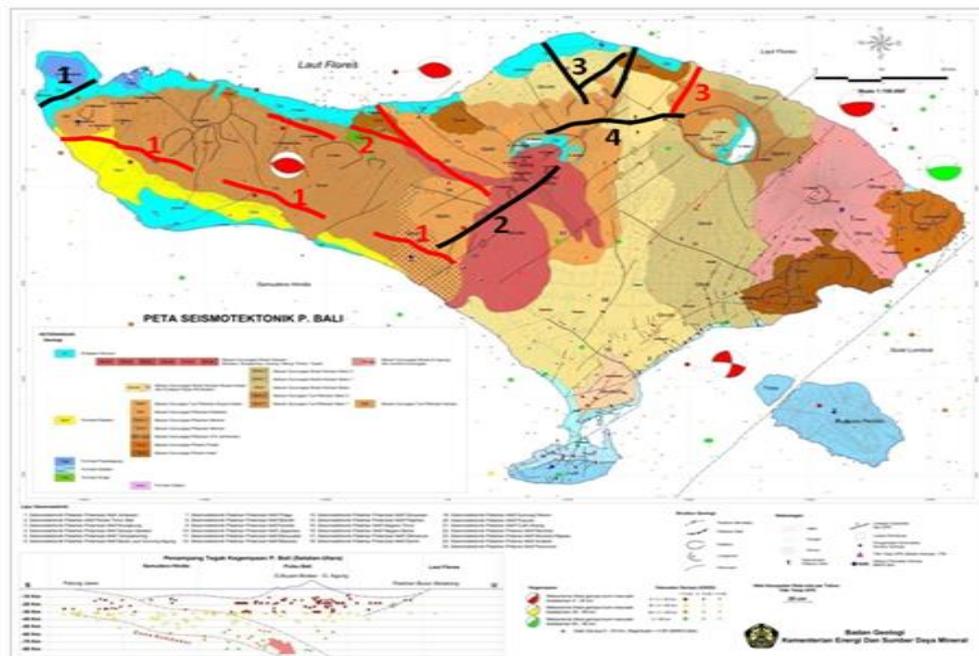
Dalam studi mengenai kerawanan gempa bumi di utara Pulau Bali diperlukan penjelasan mengenai kondisi tektonik secara mendetail. Salah satu cara memahami kondisi tektonik tersebut adalah melalui analisis parameter lokasi gempabumi yang akurat. Analisis hiposenter dilakukan dengan merelokasi data gempabumi yang sudah ada dengan tujuan untuk menentukan ulang lokasi gempabumi yang mendekati nilai sebenarnya sehingga dapat digunakan untuk identifikasi sumber sesar, pemetaan sebaran gempabumi dan analisis kegempaan. Pada penelitian ini metode yang digunakan untuk merelokasi gempabumi adalah metode *Double Difference* (DD). Metode DD adalah suatu metode relokasi hiposenter yang dikembangkan dari metode Geiger dengan menggunakan data waktu tempuh residual dari pasangan gempabumi dengan melakukan koreksi-

koreksi ke setiap stasiun seismograf [4]. Metode DD diaplikasikan untuk merelokasi gempa bumi di Pulau Bali bagian utara dengan menggunakan program *HypoDD*.

2. Landasan Teori

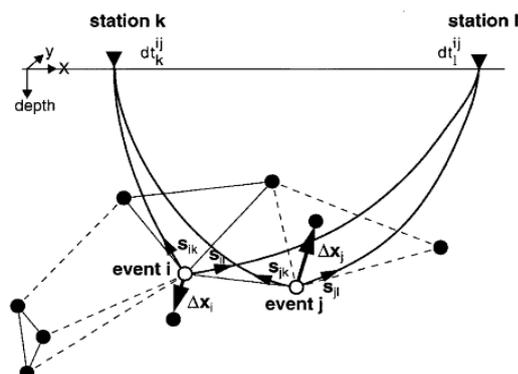
Secara tektonik wilayah Bali bagian utara merupakan bagian dari kerangka sistem tektonik Indonesia yang aktif. Daerah ini termasuk dalam jalur gempabumi Mediteranian dan berada pada zona pertemuan lempeng tektonik. Pertemuan lempeng ini bersifat konvergen dimana keduanya bertumbukan yang menyebabkan lempeng Indo-Australia menyusup ke bawah lempeng Eurasia dimana Pulau Bali berada atas tumbukan kedua lempeng tersebut. Hal ini menyebabkan Pulau Bali dan sekitarnya rentan terhadap aktivitas seismik sehingga rawan terjadi gempabumi. Selain kerawanan seismik akibat aktivitas benturan lempeng di samudera Hindia selatan Bali, kawasan Laut Bali utara juga rawan gempa akibat adanya patahan naik belakang busur di utara Kepulauan Sunda Kecil yaitu Bali Nusa Tenggara Barat dan Nusa Tenggara Timur yang dikenal sebagai Flores *back arc thrust*. Patahan ini terbentuk akibat tunjaman balik lempeng Eurasia terhadap lempeng Indo-Australia [1].

Kondisi tektonik Pulau Bali menunjukkan adanya 2 kategori sesar yaitu sesar aktif dan sesar potensial aktif yang ditunjukkan pada Gambar 1. Sesar aktif ditunjukkan oleh garis warna merah yang meliputi Sesar Negara, Sesar Seririt dan Sesar Tejakula sedangkan sesar potensial aktif ditunjukkan pada garis warna hitam yang meliputi Sesar Gilimanuk, Sesar Batukau dan Sesar Jagaraga.



Gambar 1. Peta seismotektonik Pulau Bali [4].

Pada penelitian ini relokasi gempabumi yang dilakukan menggunakan metode DD. Ilustrasi metode DD dapat dilihat pada Gambar 2.



Gambar 2. Ilustrasi metode *Double-Difference* [5].

Pada metode DD perhitungan waktu tempuh residual antara kedua gempa bumi yaitu gempa bumi i dan gempa bumi j yang tercatat pada stasiun k dan l yang saling berdekatan dalam satu kelompok dapat dirumuskan dengan persamaan 1 [4]:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (1)$$

dimana dr_k^{ij} adalah selisih waktu tempuh residu gempa bumi i dan j ke stasiun k , t^{obs} adalah waktu tempuh observasi (direkam oleh stasiun penerima), t^{cal} adalah waktu tempuh kalkulasi (diperoleh dari perhitungan), t_k^i adalah waktu tempuh gempa bumi i ke stasiun k dan t_k^j adalah waktu tempuh gempa bumi j ke stasiun k .

Residu dari *travel time* untuk dua kejadian gempa bumi dihitung melalui selisih diferensial kejadian i dan j terhadap masing-masing parameter (x, y, z, t). Persamaan 1 secara sederhana ditulis dalam persamaan 2 [4]:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (2)$$

dimana dr_k^{ij} adalah selisih waktu tempuh residu gempa bumi i dan j ke stasiun k , Δm^i adalah perturbasi gempa bumi I dan t_k^i adalah waktu tempuh gempa bumi i ke stasiun k . $\Delta m = \Delta dx, \Delta dy, \Delta dz, \Delta d\tau$ merupakan perubahan parameter gempa bumi. Persamaan (2) disusun kedalam bentuk matriks untuk sejumlah n gempa bumi yang diamati di stasiun k . Matriks persamaan yang digunakan untuk setiap stasiun dapat dinyatakan dengan persamaan 3[4]:

$$WGm = Wd \quad (3)$$

dimana W adalah matrik diagonal pada pembobotan, G adalah matrik turunan parsial waktu tempuh terhadap parameter gempa bumi (matrik $M \times 4N$), m adalah perturbasi hasil perhitungan ($4N \times 1$), d adalah waktu tempuh residual untuk seluruh pasangan gempa bumi ($M \times 1$), M adalah jumlah observasi DD dan N adalah jumlah gempa bumi.

Selisih waktu tempuh residual (Δd) merupakan matriks *residual time* berdimensi $M \times 1$, M adalah jumlah data observasi DD. G merupakan matriks Jacobi yang berdimensi $M \times 4N$, N adalah jumlah gempa. Perturbasi hasil perhitungan (Δm) merupakan matriks yang berdimensi $4N \times 1$ dan W merupakan matriks diagonal yang berfungsi sebagai pembobotan dalam persamaan perhitungan waktu tempuh gelombang. Persamaan 3 untuk kejadian i dan j dengan 4 stasiun dapat dijabarkan pada matrik berikut [4]:

$$\begin{bmatrix} \Delta d_1^{ij} \\ \Delta d_2^{ij} \\ \Delta d_3^{ij} \\ \Delta d_4^{ij} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_1^i}{\partial x_0} & \frac{\partial t_1^i}{\partial y_0} & \frac{\partial t_1^i}{\partial z_0} & 1 & \frac{\partial t_1^i}{\partial x_0} & \frac{\partial t_1^i}{\partial y_0} & \frac{\partial t_1^i}{\partial z_0} & 1 \\ \frac{\partial t_1^j}{\partial x_0} & \frac{\partial t_1^j}{\partial y_0} & \frac{\partial t_1^j}{\partial z_0} & 1 & \frac{\partial t_1^j}{\partial x_0} & \frac{\partial t_1^j}{\partial y_0} & \frac{\partial t_1^j}{\partial z_0} & -1 \\ \frac{\partial t_2^i}{\partial x_0} & \frac{\partial t_2^i}{\partial y_0} & \frac{\partial t_2^i}{\partial z_0} & 1 & \frac{\partial t_2^i}{\partial x_0} & \frac{\partial t_2^i}{\partial y_0} & \frac{\partial t_2^i}{\partial z_0} & -1 \\ \frac{\partial t_2^j}{\partial x_0} & \frac{\partial t_2^j}{\partial y_0} & \frac{\partial t_2^j}{\partial z_0} & 1 & \frac{\partial t_2^j}{\partial x_0} & \frac{\partial t_2^j}{\partial y_0} & \frac{\partial t_2^j}{\partial z_0} & -1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x^i \\ \Delta y^i \\ \Delta z^i \\ \Delta \tau^i \\ \Delta x^j \\ \Delta y^j \\ \Delta z^j \\ \Delta \tau^j \end{bmatrix} \quad (4)$$

Perbaikan lokasi gempa bumi terus dilakukan sampai didapatkan selisih residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi mendekati nol. Pada metode Geiger, penggunaan model kecepatan yang diasumsikan sudah mendekati keadaan sebenarnya, tetapi belum bisa menentukan lokasi sebenarnya. Model kecepatan yang tidak sesuai menyebabkan lokasi gempa bumi bergeser dari lokasi yang seharusnya sehingga sulit untuk menganalisa struktur yang dibentuk oleh distribusi gempa bumi, karena hal tersebut relokasi gempa bumi dengan metode DD diperlukan untuk mengetahui lokasi gempa bumi yang sebenarnya. Model kecepatan yang digunakan pada penelitian ini adalah Model Kecepatan Koulakov. Model kecepatan yang digunakan adalah kecepatan rambat gelombang Primer (P) yang merambat pada lapisan bawah permukaan bumi. Model kecepatan Koulakov dipilih karena sesuai dengan kondisi bawah permukaan bumi di wilayah Jawa dan sekitarnya yang mencakup Bali. Pada model kecepatan gelombang P Koulakov terdapat 11 lapisan pada kedalaman 0 - 310 km. Model Kecepatan Gelombang P Koulakov ditunjukkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Model kecepatan gelombang P Koulakov [6].

No	Kedalaman (km)	Kecepatan (km/s)
1	3	4,90
2	8	5,70
3	16	6,90
4	24	7,10
5	43	8,04
6	80	8,04
7	120	8,05
8	165	8,18
9	210	8,30
10	260	8,48
11	310	8,67

Relokasi gempabumi dengan menggunakan metode DD akan menghasilkan nilai residu yang kecil yaitu mendekati nol yang dibuktikan dengan nilai residu RMS (*root mean square residual time*) hasil output program *HypoDD*. Ketika nilai RMS *residual time* semakin mendekati nol maka hasil perhitungan menggunakan metode DD mendekati benar [7]. Residual waktu tempuh hasil relokasi menggunakan *HypoDD* yang semakin mendekati nol menunjukkan waktu tempuh kalkulasi nilainya sudah mendekati waktu tempuh observasi. Hal ini mengindikasikan model atau struktur kecepatan seismik hasil inversi yang dihasilkan dan digunakan untuk menghitung waktu tempuh kalkulasi sudah mendekati kondisi sebenarnya di bumi [8].

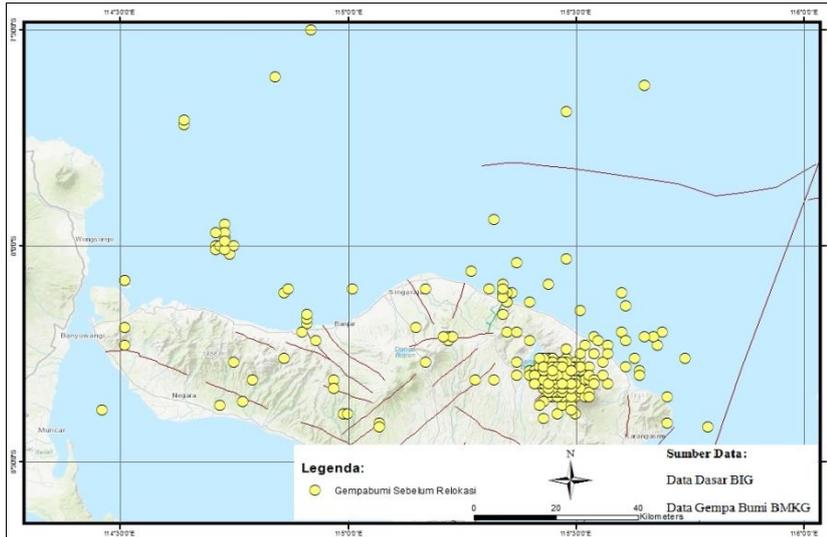
3. Metode Penelitian

Data yang digunakan merupakan data katalog gempabumi stasiun BMKG Wilayah 3 Denpasar dengan periode waktu 1 Januari 2015 sampai 31 Desember 2017 yaitu sebanyak 507 gempa bumi. Wilayah penelitian Pulau Bali bagian utara dengan koordinat 7,00 LS - 8,42 LS dan 114,35 BT - 115,80 BT. Format data terdiri dari parameter gempabumi berupa waktu tiba gelombang (*origin time*), lintang, bujur dan kedalaman. Stasiun yang digunakan adalah 48 stasiun yang tersebar di Bali dan sekitarnya. Data stasiun yang digunakan meliputi lintang dan bujur. Relokasi gempa bumi dengan metode DD dilakukan dengan program *HypoDD*. Program ini terdiri atas dua program yaitu program *ph2dt* untuk pengelompokan data gempabumi dan program *HypoDD* untuk merelokasi data gempabumi.

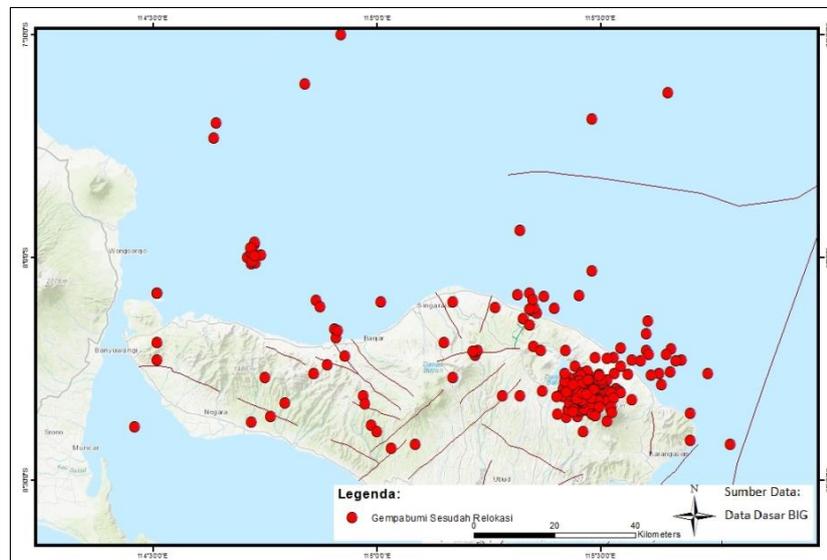
4. Hasil Dan Pembahasan

Relokasi gempabumi dengan menggunakan program *HypoDD* dilakukan pada data katalog gempabumi sebanyak 507 gempa bumi dengan fase yang digunakan yakni fase P dan S yang berjumlah 28523 fase P dan 2089 fase S yang berasal dari 48 stasiun. Hasil relokasi gempabumi menggunakan metode DD memberikan perubahan lokasi gempabumi berdasarkan pasangan gempabumi yang di kelompokkan oleh program *ph2dt*. Posisi gempabumi sebelum relokasi tersebar sehingga tidak dapat menunjukkan pola yang sesuai dengan sesar utamanya. Setelah direlokasi gempa-gempanya cenderung berkumpul membentuk kelompok pada satu garis kecenderungan yang mengikuti bidang sesarnya. Gambar 3 merupakan sebaran gempabumi sebelum relokasi dan Gambar 4 menunjukkan sebaran gempabumi sesudah direlokasi.

Pemetaan sebaran distribusi gempabumi setelah relokasi menggunakan metode DD menunjukkan adanya kelompok gempabumi yang terbentuk dan posisinya mendekati bidang sesar atau sumbernya. Hal ini menunjukkan hasil relokasi menggunakan metode DD sumber utama gempabumi adalah karena sesar-sesar aktif yang berada di Pulau Bali yaitu sesar Negara, Tejakula, Seririt dan Abang-Culik.



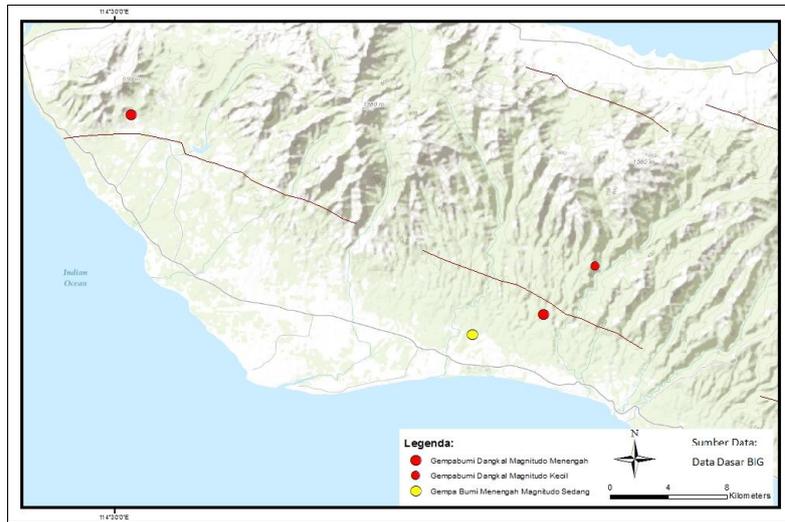
Gambar 3. Peta sebaran gempabumi sebelum relokasi tahun 2015-2017.



Gambar 4. Peta sebaran gempabumi sesudah relokasi tahun 2015-2017.

4.1 Sesar Negara

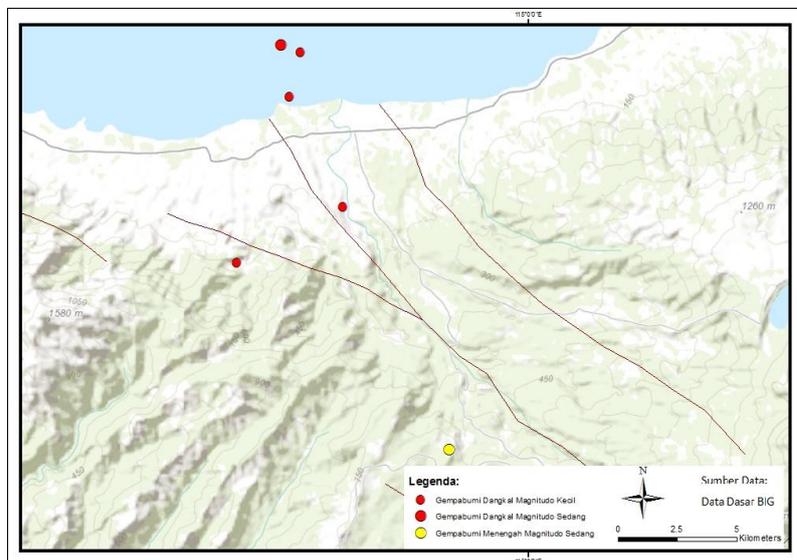
Sesar Negara terbagi menjadi Sesar Negara Barat dan Sesar Negara Timur yang membentang dari pantai barat Negara hingga perbukitan tenggara Negara sepanjang 16 km. Pada hasil penelitian ini ditemukan 4 gempabumi yang terjadi di sekitar sesar yang terbagi menjadi gempabumi kedalaman dangkal dengan magnitudo kecil sebanyak 1 kejadian dan magnitudo sedang sebanyak 2 kejadian serta 1 kejadian gempabumi kedalaman menengah dengan magnitudo sedang. Peta sebaran gempabumi yang terjadi akibat aktivitas sesar Negara ditunjukkan pada Gambar 5.



Gambar 5. Peta sebaran gempabumi sesudah relokasi tahun 2015-2017.

4.2 Sesar Seririt

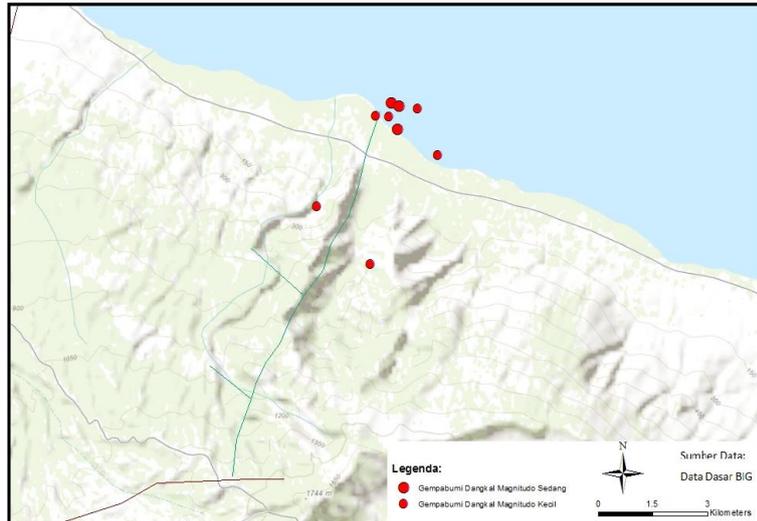
Sesar Seririt merupakan sesar naik yang tersegmentasi pada daerah Singaraja yang memanjang dari utara kecamatan Seririt hingga ke tenggara yaitu di kecamatan Pupuan sepanjang 11 km. Pada hasil penelitian ini ditemukan 6 gempabumi yang terbagi menjadi 4 gempabumi kedalaman dangkal dengan magnitudo kecil, 1 gempabumi kedalaman dangkal dengan magnitudo sedang dan 1 gempabumi kedalaman menengah dengan magnitudo kecil. Peta sebaran gempabumi yang terjadi akibat aktivitas Sesar Seririt ditunjukkan pada Gambar 6.



Gambar 6. Peta sebaran gempabumi Sesar Seririt tahun 2015-2017.

4.3 Sesar Tejakula

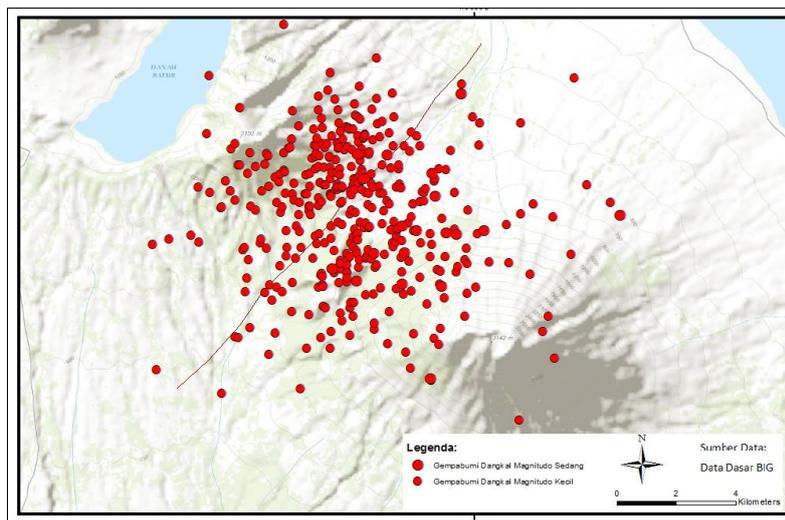
Sesar Tejakula yang merupakan sesar paling aktif di Bali yang merupakan sesar geser yang membentang 11 km. Pada tahun 2015-2017 menunjukkan adanya 6 kejadian gempabumi yang didominasi oleh gempabumi kedalaman dangkal yang terbagi menjadi 2 kejadian gempabumi dengan magnitudo kecil berada di darat dan 5 kejadian gempabumi bermagnitudo kecil berada di laut. Kedelapan kejadian gempabumi tersebut terbagi menjadi 5 kejadian gempabumi bermagnitudo kecil dan 3 kejadian gempabumi bermagnitudo sedang. Peta sebaran gempa bumi yang terjadi akibat aktivitas sesar Tejakula ditunjukkan pada Gambar 7.



Gambar 7. Peta sebaran gempabumi Sesar Tejakula tahun 2015-2017.

4.4 Sesar Abang-Culik

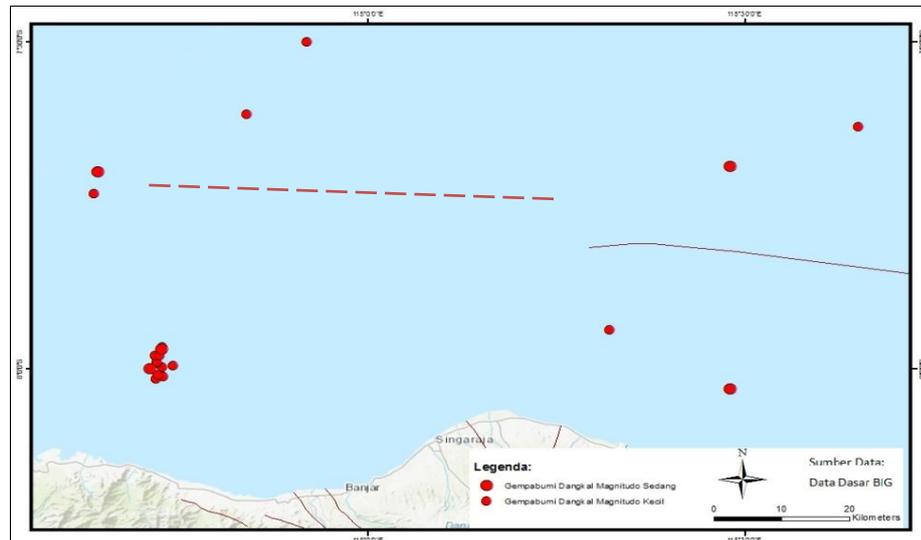
Pada sesar Abang-Culik banyak terjadi gempa bumi selama tahun 2015 sampai dengan tahun 2017 dengan jumlah gempabumi 398 kejadian yang keseluruhannya merupakan gempabumi kedalaman dangkal, 379 diantaranya adalah gempabumi dengan magnitudo kecil dan 19 kejadian gempabumi dengan magnitudo sedang. Hal ini dikarenakan adanya aktivitas tekto-vulkanik Gunung Agung. Aktivitas ini didominasi oleh gempa-gempa dangkal yang kemungkinan disebabkan oleh pergerakan magma Gunung Agung. Peta sebaran gempabumi yang terjadi akibat aktivitas sesar Abang-Culik ditunjukkan pada Gambar 8.



Gambar 8. Peta sebaran gempabumi Sesar Abang-Culik tahun 2015-2017.

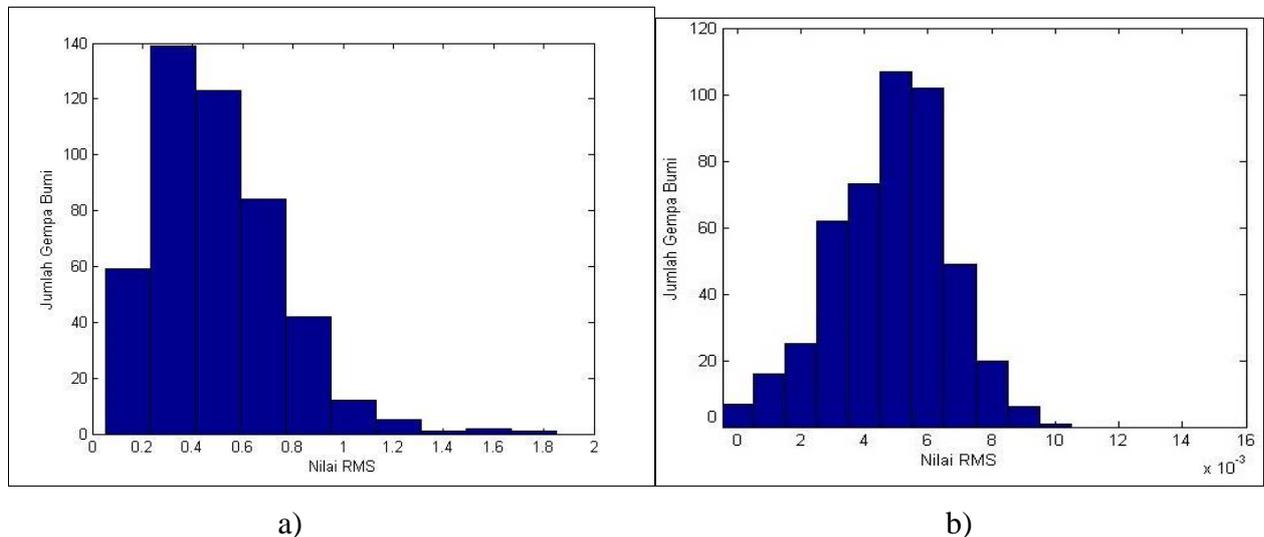
4.5 Flores Back Arc Thrust

Posisi *back arc thrust* berada di utara Pulau Bali yang terdapat gempa yang tersebar di beberapa titik yang didominasi oleh gempabumi dangkal bermagnitudo kecil hingga menengah. Garis putus-putus yang berada di utara Bali merupakan dugaan perpanjangan Flores *Back Arc Thrust* yang digambarkan hanya mencapai utara Bali bagian timur saja. Garis perpanjangan ini diduga terus memanjang sampai ke Jawa Timur dan menyatu dengan Sesar Kendeng [9]. Peta sebaran gempabumi yang terjadi akibat aktivitas *Back Arc Thrust* ditunjukkan pada Gambar 9.



Gambar 9. Peta sebaran gempabumi Flores *back Arc thrust* tahun 2015-2017.

Hasil relokasi menunjukkan peningkatan kualitas data kegempaan. Hal ini terlihat dari perbaikan nilai RMS *residual time*. RMS *residual time* sebelum relokasi adalah berkisar 0,052 sampai 1,851. Nilai residual yang cukup besar ini merupakan nilai residual pada fase gelombang P dan S dikarenakan tingkat ketidakpastian *picking* yang cukup besar. Setelah Setelah direlokasi RMS *residual time* berkisar 0,000 sampai 0,010. Histogram nilai RMS *residual time* sebelum relokasi ditunjukkan pada Gambar 11 (a) dan histogram nilai RMS *residual time* sesudah relokasi ditunjukkan pada Gambar 11 (b). Sumbu X menunjukkan nilai RMS dan sumbu Y menunjukkan jumlah gempabumi.



Gambar 10. Histogram nilai RMS *residual time*: (a) sebelum relokasi dan (b) sesudah relokasi.

Pada gambar di atas terlihat setelah direlokasi, RMS *residual time* secara kuantitas lebih banyak di kisaran nilai residual mendekati nol. Hal ini mengindikasikan model kecepatan seismik hasil inversi yang dihasilkan dan digunakan untuk menghitung waktu tempuh sudah mendekati kondisi sebenarnya di bumi.

5. Kesimpulan

Pemetaan relokasi gempabumi di Bali Utara dengan metode DD menunjukkan ada pergeseran lokasi gempabumi sebelum dan sesudah relokasi. Adapun hasil relokasi menggunakan metode DD menunjukkan kesesuaian bahwa penyebab gempabumi sesuai dengan sumber yang ada. Sumber tersebut adalah sesar yang menyebabkan terjadinya gempabumi di darat yaitu Sesar Negara, Sesar Seririt, Sesar Tejakula dan Sesar Abang-Culik serta Flores *back arc thrust* di utara pulau Bali yang menyebabkan gempabumi di Laut Bali.

Ucapan Terimakasih

Ucapan terima kasih penulis sampaikan kepada Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Balai Wilayah 3 Denpasar atas kesediaannya dalam memberikan data yang telah digunakan dalam penelitian ini.

Pustaka

- [1] Daryono, *Sejarah Gempa Merusak*, 2008, Available from <http://balai3.denpasar.bmkg.go.id/sejarah-gempa-merusak/>, diakses 5 Maret 2018.
- [2] Daryono, Identifikasi Sesar Naik Belakang Busur *Daerah* Bali Berdasarkan Seismisitas dan Solusi Bidang Sesar, *Artikel Kebumihan Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Tanggal 5 Januari 2011*, pp 15-21.
- [3] W. R. Hamilton, Tectonics of The Indonesia Region, *United States Geological Survey*, 1979.
- [4] F. Waldhauser and W. L. Ellsworth, A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 90, no. 3, 2000, pp. 1353-1368.
- [5] Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Balai Wilayah 3 Denpasar, *Kajian Sumber Gempabumi Lokal di Pulau Bali*, 2017.
- [6] I. Koulakov, A. Jakovlev, and B. G. Luehr, Anisotropic Structure Beneath Central Java from Local Earthquake Tomography, *Geochemistry Geophysics Geosystem (G3) An Electronic Journal of the Earth Sciences*, vol. 10, no. 2, 2009, pp. 1-31.
- [7] A. Wulandari, Relokasi Hiposenter Gempabumi Sumatera Barat Menggunakan Metode Double Difference (DD), *Skripsi*, Universitas Negeri Padang, Padang, 2016.
- [8] P. Supendi, Identifikasi Sesar Aktif di Jawa Barat Berdasarkan Penentuan Dan Relokasi Hiposenter serta Mekanisme Fokus Gempa Bumi, *Tesis Program Magister*, Institut Teknologi Bandung, Bandung, 2016.
- [9] M. Irsyam, Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017, *Badan Penelitian dan Pengembangan Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat*, 2017.