

Relokasi Hiposenter Daerah Sekitar Pacitan dengan Menggunakan Metode *Simulated Annealing*

Hipocenter Relocation Around Pacitan using Simulated Annealing

Joko Soesilo¹, Sutanto¹, Indriati Retno P², Wiji Raharjo²

¹Geological Engineering, UPN "Veteran" Yogyakarta - Indonesia

²Geophysical Engineering, UPN "Veteran" Yogyakarta - Indonesia

Naskah diterima 14 September 2017, selesai direvisi 22 Oktober 2018, dan disetujui 23 November 2018

e-mail : inder13101986@gmail.com

ABSTRAK

Zona subduksi merupakan salah satu sumber gempa bumi yang ada di Pulau Jawa. Berdasarkan pola penyebaran gunungapi, diketahui zona subduksi di Pulau Jawa semakin curam dari barat ke timur, terutama di Kabupaten Pacitan. Adanya perbedaan sudut zona subduksi ditengarai dapat menjadi penyebab munculnya gempa bumi besar di sekitar Pacitan sehingga diperlukan gambaran pola sebaran sumber gempa bumi (hiposenter). Relokasi hiposenter menjadi penting untuk menempatkan hiposenter mendekati arah pola zona subduksi. Dengan metode *simulated annealing*, hiposenter terpetakan lebih mendekati pola zona subduksi.

Kata Kunci: Hiposenter, Pacitan, *simulated annealing*, Zona Subduksi.

ABSTRACT

Subduction zone is one of earthquake source in Java. Based on volcano spreading, subduction zone is getting steeper from west to the east, especially in Pacitan. There is angle differences feared can cause earthquake around Pacitan. So description about hypocenter location is important. Hypocenter relocation is one way to place the hypocenter closer to the subduction zone direction. Based on simulated annealing method, the mapped hypocenter is closer to the pattern of subduction zone.

Keywords: Hypocenter, Pacitan, *Simulated Annealing*, Subduction zone.

PENDAHULUAN

Gempa bumi merupakan peristiwa yang hingga kini belum dapat diprediksi waktu dan tempat terjadinya. Gempa bumi terjadi karena adanya pelepasan energi secara tiba-tiba akibat pergerakan lempeng. Salah satu sumber gempa bumi berasal dari zona subduksi, di mana zona tersebut merupakan lempeng yang aktif. Di sebelah selatan Pulau Jawa, zona subduksi tergambar semakin curam dari Jawa Barat ke Jawa Timur, terutama terlihat di Jawa Tengah ke Jawa Timur. Hal ini dapat dilihat dari pola penyebaran rangkaian gunungapi yang makin menyempit dari Jawa Tengah ke Jawa Timur (Gambar 1).

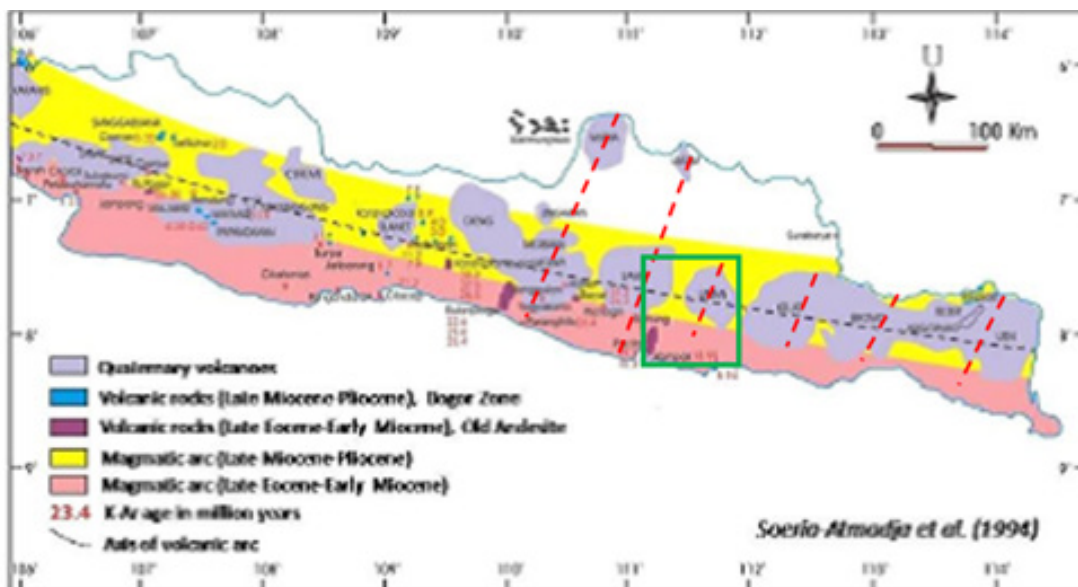
Salah satu daerah yang dilewati oleh penyempitan rangkaian gunungapi tersebut adalah Kabupaten Pacitan di Provinsi Jawa Timur. Akibat dari rangkaian proses vulkanisme, daerah ini kaya akan potensi mineralisasi tetapi juga rawan akan bencana longsor dan gempa bumi. Fokus penelitian ini adalah bencana gempa bumi dengan penggambaran pola zona subduksi di sekitar Pacitan dengan menggunakan katalog data gempa bumi yang bersumber dari USGS (United States Geological Survey).

Rangkaian gunungapi di Pulau Jawa diperkirakan telah ada sejak 45-20 juta tahun lalu (Smyth drr, 2008). Jalur gunungapi tersebut dikenal dengan Jalur Gunungapi tua atau Pegunungan Selatan

Jawa (Bemmelen, 1949). Selain itu ada juga jalur gunungapi muda yang berumur kurang dari 2.6 juta tahun lalu, tetapi proses vulkanismenya telah terjadi sejak Miosen Akhir (Soeria-Atmadja drr., 1994).

Pada Gambar 1, dapat dilihat bahwa pola penyebaran gunungapi di Pulau Jawa semakin menyempit dari Jawa Tengah ke Jawa Timur yang ditandai dengan garis putus-putus berwarna merah yang semakin memendek. Diketahui bahwa umur gunungapi yang terdapat di Jawa Timur memiliki kandungan mineral yang hampir sama dengan gunungapi di Jawa Tengah tetapi penyebaran gunungapi di Jawa Tengah lebih memanjang dari selatan ke utara. Pembentukan gunungapi di Pulau Jawa sendiri diperkirakan terjadi akibat adanya tumbukan lempeng yang membentuk gunungapi dan zona subduksi. Zona subduksi di bagian selatan Indonesia termasuk di sebelah selatan Pulau Jawa merupakan zona-zona sumber gempa bumi subduksi utama di Indonesia yang memberi kontribusi yang cukup signifikan bagi kejadian-kejadian gempa bumi di masa lalu maupun yang akan datang. Zona sumber gempa bumi sendiri didefinisikan sebagai daerah yang mempunyai potensi akan terjadinya gempa di masa mendatang (Irsyam drr, 2010).

Teori yang mendasari peristiwa gempa bumi adalah teori bingkask elastik. Teori tersebut menyebutkan



Gambar 1 Busur gunungapi Pulau Jawa (Soeria-Atmaja et al, 1994). Garis putus-putus berwarna merah merupakan pola penyempitan rangkaian gunungapi di pulau Jawa terutama Jawa Tengah dan Jawa Timur dan Kotak Hijau merupakan daerah penelitian.

bahwa gempa bumi terjadi apabila suatu medium tidak dapat menahan besarnya gaya yang bekerja pada medium tersebut. Hal ini berhubungan dengan daya elastisitas pada medium yang bersangkutan. Akibat adanya pergerakan lempeng (yang merupakan salah satu bentuk gaya), apabila gaya tersebut lebih besar dibandingkan dengan daya elastisitas batuan.

Pada peristiwa gempa bumi dikenal adanya gelombang elastik yang merambat pada medium yang dilaluinya (Karal dan Karrel, 1959 dalam Lee dan Stewart, 1981). Persamaan gerak gelombang tersebut diasumsikan melewati medium yang homogen dan isotropik sebagaimana dikemukakan oleh Fung ((1969, dalam Lee dan Stewart (1981)).

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 u_i \quad \dots\dots\dots (1)$$

dimana $\theta \equiv \sum_j \frac{\partial u_j}{\partial x_j}$ yang menandakan proses dilatasi, ρ adalah densiti, u_i adalah besarnya perubahan (deformasi) pada arah tertentu (x , y dan z), t adalah waktu, x_i adalah arah deformasi (x , y dan z) dalam sistem koordinat, λ dan μ adalah konstanta elastisitas. Dengan melakukan substitusi nilai θ pada persamaan (1), maka persamaan tersebut dapat ditulis menjadi :

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_j} \right) + \mu \nabla^2 u_i \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot u) + \mu \nabla^2 u \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla^2 u + \mu \nabla^2 u \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 u \quad \dots\dots\dots (5)$$

Dengan mengaplikasikan operasi curl pada u pada persamaan (3) maka akan didapat bentuk

$$\rho \frac{\partial^2 (\nabla \times u)}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot (\nabla \times u)) + \mu \nabla^2 (\nabla \times u) \dots (6)$$

dimana bentuk sehingga persamaan (6) dapat ditulis sebagai :

$$\frac{\partial^2 (\nabla \times u)}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 u \quad \dots\dots\dots (7)$$

Persamaan (6) dan (7) merupakan bentuk dari persamaan gelombang elastik $\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = v^2 \nabla^2 \psi$

sehingga dapat disimpulkan bahwa

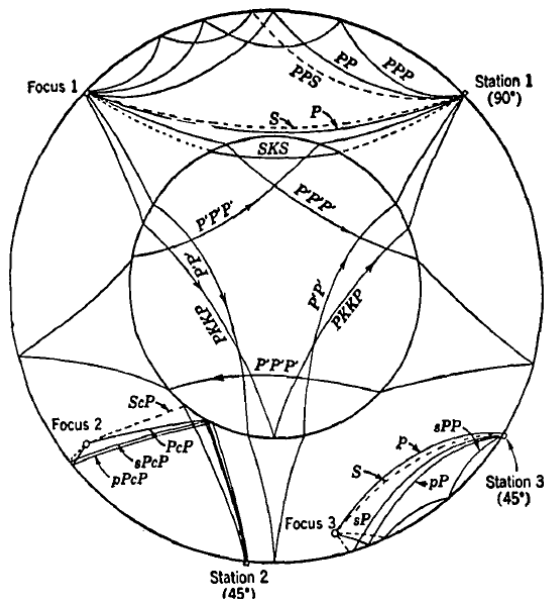
$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{dan} \quad v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \dots\dots\dots (8)$$

dimana ψ adalah persamaan gelombang dan v adalah kecepatan.

Sesuai dengan persamaan (8), dapat diketahui terdapat dua jenis kecepatan yaitu kecepatan gelombang P dan S. Keduanya dipengaruhi oleh densitas. Selain oleh densitas, juga dipengaruhi oleh modulus bulk dan modulus geser. Secara teori, semakin dalam bumi, maka densitas batuan semakin besar. Sesuai dengan persamaan (8), seharusnya jika densitas semakin besar maka kecepatan semakin kecil nilainya. Pada kenyataannya, semakin dalam, kecepatan gelombang P juga semakin meningkat. Karena semakin dalam, tekanan di bawah permukaan bumi juga semakin tinggi yang menyebabkan adanya perubahan volume. Akan tetapi perbandingan antara nilai tekanan lebih besar dari perubahan volume, sehingga modulus *bulk* juga semakin besar yang pada akhirnya mengakibatkan nilai kecepatan gelombang P juga besar.

Gelombang P dan S selanjutnya disebut sebagai gelombang badan. Karakteristik dari gelombang P adalah arah rambatan sejajar dengan arah penjalaran dan karakteristik gelombang S adalah arah rambatan tegak lurus arah penjalaran. Selain itu gelombang P dapat melewati fluida walaupun nilai kecepatannya sangat menurun. Gelombang P dan S umumnya merambat ke segala arah dan dapat berubah menjadi beberapa tipe gelombang sesuai dengan kondisi bawah permukaan. Beberapa jenis tipe gelombang dideskripsikan dengan baik oleh Leet (1950, dalam Neuman (2006)).

Pada Gambar 2 terlihat perubahan fase dari gelombang gempa bumi. Indeks K dan c menandakan bahwa gelombang gempa bumi melewati kulit inti dan inti bumi. Untuk menentukan lokasi hiposenter dapat menggunakan beberapa metode seperti metode tiga lingkaran. Akan tetapi pada penelitian ini tidak akan dibahas mengenai proses



Gambar 2. Beberapa tipe gelombang P dan S (Neuman, 2006).

menentukan letak hiposenter. Data yang digunakan adalah katalog gempa bumi (lokasi hiposenter) yang diunduh dari USGS dan ISC. Data gempa bumi tersebut kemudian direlokasi menggunakan metode *simulated annealing*. Relokasi sendiri merupakan salah satu metode untuk memperbaiki model bawah permukaan.

METODE PENELITIAN

Metode yang digunakan dalam proses relokasi hiposenter adalah *simulated annealing*. Metode ini didasari oleh sebuah proses pada termodinamika pembentukan kristal suatu substansi. Parameter model m mendefinisikan konfigurasi sistem dan fungsi objektif (misfit) sebagai energi. *Simulated annealing* sebenarnya termasuk dalam metode pencarian acak (*guided random search*). Model awal didefinisikan terlebih dahulu secara “a priori”. Kemudian ditentukan harga parameter model m_i secara acak dimana $m_{min} < m_i < m_{max}$. Harga tersebut diambil secara acak (R) dengan probabilitas antara 0 dan 1 kemudian dipetakan sebagai berikut :

$$m_i = m_i^{min} + R(m_i^{max} - m_i^{min}) \dots\dots\dots (9)$$

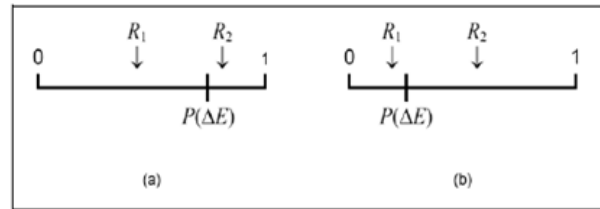
persamaan (9) merupakan persamaan yang digunakan untuk menghitung perturbasi model yang berguna untuk mengeksplorasi ruang model agar lebih terarah.

Misfit merupakan salah satu cara untuk

mendapatkan model yang terbaik yaitu dengan menetapkan harga ΔE . Jika $\Delta E \leq 0$ maka perturbasi model menghasilkan misfit atau nilai kesalahan terkecil dan sebaliknya. Perturbasi model dapat diterima dengan konsep probabilitas yang dirumuskan sebagai berikut :

$$P(\Delta E) = \exp\left(\frac{-\Delta E}{kT}\right) \dots\dots\dots (10)$$

model dihitung dengan menggunakan konsep iterasi, dimana suatu model akan berhenti pada iterasi ke- n apabila memenuhi syarat seperti diperlihatkan pada Gambar 3 (Grandis, 2009):



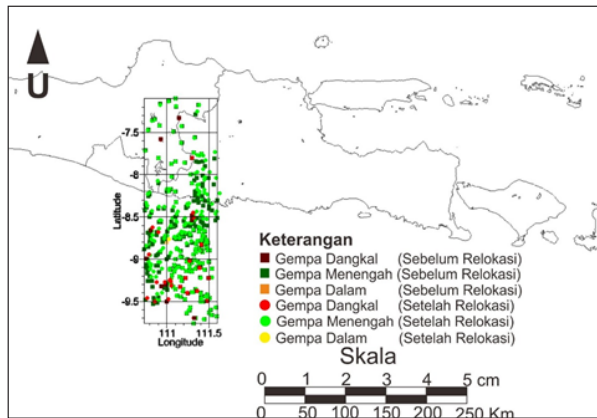
Gambar 3. (a) Bilangan P(ΔE) besar sehingga bilangan random R berada di R₁ dan model diterima (b) Bilangan P(ΔE) kecil sehingga bilangan random R berada di R₂ dan model ditolak (Grandis, 2009)

Secara umum, terdapat dua cara untuk melakukan perhitungan relokasi hiposenter, yaitu dengan metode *Grid Search* dan *Guided Random Search*. Metode *Simulated Annealing* termasuk dalam metode *Guided Random Search*. Metode ini relatif lebih rumit dibandingkan dengan metode *Grid Search* dalam proses perhitungannya karena melibatkan faktor probabilitas dan inisial model yang bersifat “a priori”, sehingga metode ini membutuhkan waktu perhitungan yang lebih lama dibandingkan metode *Grid Search*. Tetapi metode ini memiliki keunggulan yaitu dapat menghitung secara sistematis dan acak pada keseluruhan daerah penelitian untuk mendapatkan nilai kesalahan yang terkecil. Data hiposenter didapatkan dari USGS dan IRIS di sekitar daerah penelitian dari tahun 1970 sampai 2016 dengan magnitudo 2 SR sampai dengan ≥ 5 SR.

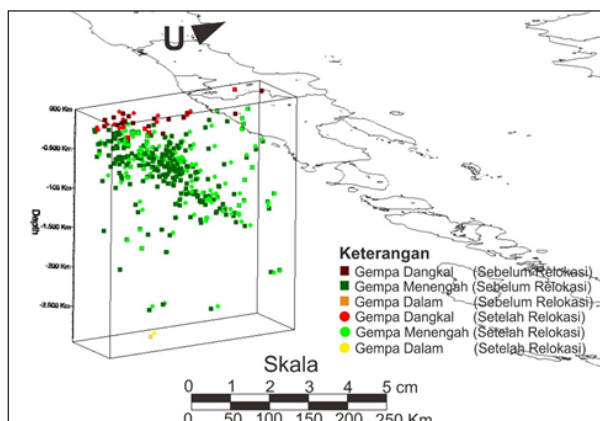
HASIL DAN PEMBAHASAN

Pacitan merupakan salah satu daerah di sebelah selatan Jawa Timur. Seperti telah diketahui bagian selatan Pulau Jawa merupakan salah satu

daerah dengan seismisitas tinggi. Pada Gambar 4 diperlihatkan hiposenter di sekitar Pacitan baik setelah direlokasi maupun sebelum direlokasi.



(a)



(b)

Gambar 4. (a) model 2D episenter di sekitar Pacitan;
(b) model 3D hiposenter di sekitar Pacitan.

Berdasarkan Gambar 4 (a) dapat dilihat bahwa hiposenter setelah direlokasi lebih berarah ke tenggara (panah warna biru). Terlihat bahwa setelah direlokasi model menjadi lebih baik dimana hiposenter menjadi lebih konvergen (terkumpul) sehingga lebih mudah dalam membuat model penunjaman zona subduksi seperti yang terlihat pada Gambar 4 (b) garis lengkung warna biru. Kedalaman sumber gempa bumi di sekitar Pacitan bervariasi dari kisaran ratusan meter sampai dengan 250 km dengan skala magnitudo rendah (sekitar 2 SR) sampai tinggi (sekitar 5 SR).

Berdasarkan sebaran data gempa dan pola penunjaman zona subduksi di sekitar Pacitan,

perkiraan mengenai sudut zona subduksi kurang lebih sebesar 49.5° . Untuk mendapatkan hasil perhitungan sudut zona subduksi yang lebih baik lagi, diperlukan lebih banyak data gempa bumi di sekitar daerah penelitian.

KESIMPULAN

Penentuan lokasi hiposenter menjadi penting karena berhubungan dengan lokasi sumber gempa bumi. Salah satu sumber gempa bumi yang ada di Pulau Jawa adalah sumber gempa bumi subduksi. Sudut zona subduksi di Pulau Jawa diperkirakan semakin curam dari barat ke timur apabila dilihat dari penyebaran gunungapinya, terutama dari Jawa Tengah ke Jawa Timur. Dengan menggunakan metode *simulated annealing* relokasi terhadap data hiposenter dilakukan. Berdasarkan pola sebarannya, hiposenter hasil relokasi bergeser ke arah tenggara dan lebih bersifat konvergen, sehingga lebih memudahkan dalam penggambaran zona subduksi. Kemudian didapatkan pula perkiraan sudut penunjaman zona subduksi di bawah Pacitan yaitu sekitar 49.5° berdasarkan sebaran data gempa bumi yang ada.

UCAPAN TERIMA KASIH

Tim penulis mengucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah membantu dalam penelitian ini yaitu Dikti, UPN "Veteran" Yogyakarta, dan asisten yang telah bersedia meluangkan waktunya dalam pengerjaan penelitian dan pembuatan paper.

DAFTAR PUSTAKA

- Bemmelen, R.W. Van., 1949. *The geology of Indonesia (2 vols)*. Government Printing Office, The Hague.
- Grandis, H., 2009. Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI), Bandung.
- Irsyam, Masyhur., I Wayan Sengara., Fahmi Aldiamar., Sri Widiyantoro., Wahyu Triyoso., Danny Hilman Natawidjaja., Engkon Kertapati., Irwan Meilano., Suhardjono., M. Asrurifak., M. Ridwan (Tim Revisi Peta Gempa Indonesia), 2010. *Ringkasan Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia 2010*. Bandung.

- Lee, W.H.K and Stewart, S.W., 1981. *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. Academic Press.
- Neumann, Frank., 2006. *Principles Underlying The Interpretation of Seismogram*. U.S Department of Commerce.
- Tim Revisi Gempa, 2010. *Ringkasan Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia*. BNPB, AIFDR, RISTEK, DPU, ITB, BMKG, LIPI, ESDM, Jakarta.
- Soeria-Atmadja, R., R.C. Maury, H. Bellon, H. Pringgoprawiro, M. Polve & B. Priadi., 1994. Tertiary magmatic belts in Java. *J. Southeast Asian Earth Sci.* 9, 1-2, p. 13-27.
- Smyth, H., Hall, R., and Nichols, G. J., 2008. Significant volcanic contribution to some quartz-rich sandstone, East Java. *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, 335–356.