

PENCITRAAN TOMOGRAFI AMBIENT NOISE UNTUK MENENTUKAN MODEL KECEPATAN GELOMBANG RAYLEIGH DI PULAU JAWA

Muhajir Anshori¹, Sukir Maryanto¹, Tri Deni Rahman²

¹Jurusan Fisika FMIPA Univ. Brawijaya

²BMKG Tretes

Email: muhajir.anshori@bmgk.go.id

Abstract

Tomography *ambient noise* telah diterapkan untuk menggambarkan model kecepatan grup gelombang Rayleigh pada bagian kerak bumi Pulau Jawa. Data penelitian adalah data *waveform* komponen vertikal periode Januari - Desember 2011 dari 12 seismograf jaringan Ina Tews BMKG di Pulau Jawa. Pengolahan data *waveform* dilakukan mulai dari tahap persiapan data *waveform* harian, pengkondisian sinyal hingga kroskorelasi sinyal antar pasangan stasiun yang menghasilkan fungsi *green* empiris dari medium dimana sinyal tersebut menjalar. Estimasi travel time grup gelombang Rayleigh untuk periode 5s dan 20 s diperoleh dari *picking* waktu tunda hasil kroskorelasinya masing-masing diperoleh sebanyak 36 dan 22 jejak. Proses tomografi dilakukan dengan menggunakan *software fms1 v1.1* dimana pemodelan *forward* dan *invers* dilakukan secara iteratif. Hasil pemodelan untuk periode 5s menunjukkan sebaran anomali negatif bersesuaian dengan sebaran gunung api dan dataran antar gunung api yang berumur kuartar. Untuk periode 20s, wilayah Pulau Jawa bagian barat memiliki anomali kecepatan yang lebih rendah daripada jawa bagian timur. Hal ini mengindikasikan adanya aktifitas tektonik wilayah Pulau Jawa bagian barat yang lebih kompleks.

Kata kunci : tomografi, *ambient noise*, kroskorelasi, rayleigh, jawa

I. PENDAHULUAN

Pulau Jawa berada pada zona pertemuan antara 2 lempeng besar dunia yaitu Lempeng Indo-Australia yang bergerak relatif ke utara menunjam dibawah lempeng Eurasia yang bergerak relatif ke selatan. Kondisi tersebut menyebabkan Pulau Jawa memiliki tatanan geologi dan tektonik yang cukup kompleks ditandai dengan adanya jalur pegunungan yang membentang dari ujung barat hingga ujung timur Pulau Jawa. Rangkaian bencana tektonik dan vulkanik yang sering terjadi menyebabkan studi tentang struktur bawah permukaan Pulau Jawa menjadi menarik untuk dipelajari. Beberapa publikasi ilmiah dalam bidang geofisika banyak mengulas tentang kondisi geologi dan tektonik Pulau Jawa.

Tomografi seismik adalah suatu metode untuk menggambarkan kondisi bawah permukaan bumi menggunakan data-data seismik yang terekam dipermukaan bumi. Sebagian besar tomografi seismik dilakukan menggunakan data *waveform* dari gempabumi yang terjadi disuatu wilayah serta terekam pada beberapa jaringan peralatan seismograf. Untuk wilayah dengan tingkat seismisitas yang tinggi, metode ini cukup bagus memberikan informasi tentang struktur bawah permukaan bumi. Untuk daerah yang bersifat *aseismik* metode ini sulit diterapkan karena dalam pelaksanaannya sangat tergantung pada kejadian gempabumi sebagai sumber dan jaringan seismograf yang merekamnya. Meskipun

Pulau Jawa memiliki tingkat seismisitas yang cukup tinggi, namun sebaran pusat gempa bumi yang relatif dominan berada pada daerah selatan dapat mengakibatkan tidak meratanya resolusi citra tomografi yang dihasilkan oleh tomografi gempabumi.

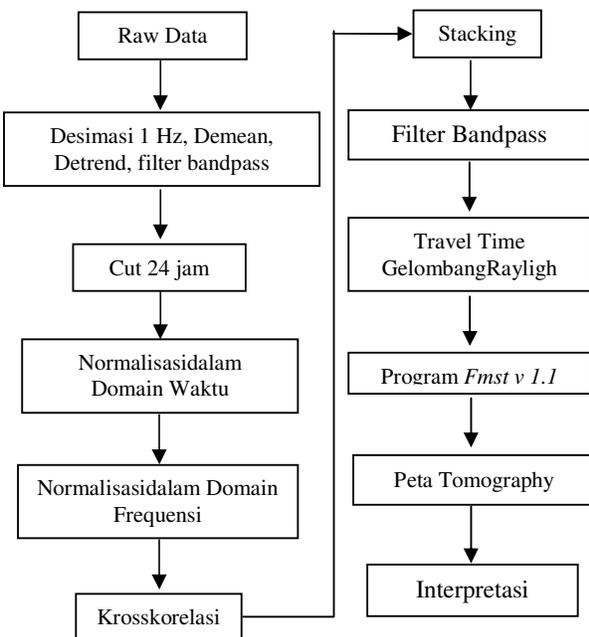
Sebuah metode baru tentang tomografi mulai dikembangkan sekitar tahun 2004 oleh Campillo yaitu dengan menggunakan sinyal *ambient noise* sebagai bahan utamanya. Penelitian ini telah dilakukan diberbagai belahan dunia seperti Kalifornia, Amerika Serikat (Moschetti et al. 2008), Korea Selatan (Cho et al. 2006), Tibet (Yao et al. 2006), Eropa (Yang et al. 2007), New Zealand (Lin et al. 2007), Australia (Saygin E. et al 2011) serta beberapa daerah lainnya. *Ambient noise* adalah gelombang elastis yang menjalar melalui bumi dan bukan dibangkitkan oleh gempabumi maupun ledakan (Stehly, 2006). *Ambient noise* seringkali dikesampingkan karena sifatnya yang tidak impulsif. Sinyal ini biasanya dibuang atau tidak diperhitungkan dalam analisis data seismik. Namun sebuah metode baru mampu membuktikan bahwa sinyal *ambient noise* ternyata dapat berguna untuk memberikan informasi tentang kondisi bawah permukaan bumi. Dengan menggunakan tomografi *ambient noise*, resolusi citra tomografi tidak lagi tergantung pada kejadian gempabumi melainkan hanya tergantung pada sebaran jaringan seismograf yang ada.

Tomografi gelombang Rayleigh yang memanfaatkan *waveform* gempa bumi hanya mampu menggambarkan perturbasi dengan periode diatas 20s, karena periode dibawahnya biasanya akan mengalami atenuasi sebelum dapat direkam oleh seismograf. Tomografi *ambient noise* mampu menggambarkan kecepatan gelombang Rayleigh dengan periode dibawah 20s, sehingga dapat menggambarkan struktur bumi yang lebih dangkal yaitu kerak bumi serta mantel bagian atas.

Penelitian tomografi di Pulau Jawa yang dilakukan oleh Widyantoro et al (1998) menginterpretasi struktur bumi dengan kedalaman lebih dari 350 km menggunakan gelombang P dan S. Pada penelitian ini akan di gambarkan model kecepatan 2 dimensi gelombang Rayleigh pada kerak bumi bagian atas Pulau Jawa menggunakan estimasi *travel time* gelombang Rayleigh dari hasil kroskorelasi sinyal *ambient noise*.

Bahan penelitian yang adalah data *waveform* komponen vertikal seismograf broadband dari 12 stasiun jaringan *Indonesia Tsunami Early Warning System* (InaTews) BMKG yang tersebar di Pulau Jawa mulai Bulan Januari sampai dengan Desember 2011.

II. METODOLOGI



Gambar 1. Diagram alir penelitian

II.1 Tomografi

Tomografi merupakan suatu teknik khusus yang dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran bagian dalam dari suatu obyek berupa bendapadatan pame motong atau mengirisnya. Caranya dengan melakukan pengukuran-pengukuran di luar obyek tersebut dari berbagai arah untuk membuat proyeksi-proyeksi, kemudian merekonstruksinya (Munadi, S, 1992).

II.2 Ambient Noise

Ambient noise biasajuga dikenalsebagai getaran alam adalah gelombang elastis yang menjalarmelalui bumi dan bukit dan bangkitkan oleh gempa bumi maupun ledakan (Stehly, 2006). *Noise* berasal dari 2 sumber utama yaitu alam dan manusia. Pada frekuensi rendah yaitu di bawah 1 Hz sumber *ambient noise* adalah alam sedangkan frekuensi di atas 1 Hz sumber utamanya adalah aktivitas manusia seperti lalu lintas kendaraan.

Rangkaian studi tentang *ambient noise* telah mendapat banyak perhatian akhir-akhir ini. Hal terpenting adalah kroskorelasi *noise* seismik antara 2 stasiun mampu mempelajari model penjalaran gelombang antara 2 stasiun tersebut. Tomografi menggunakan gelombang permukaan yang diukur menggunakan fungsi *green* empiris telah menjadi alat yang bernilai untuk menentukan struktur kerak bumi dengan resolusi tinggi.

II.3 Metode Ekspansi Deret

Metode ekspansi deret (Stewart, 1987) mengasumsikan obyek yang diteliti menjadi kumpulan dari sel-sel diskrit. Sinar yang dipancarkan sumber merambat melalui sebagian sel. Sinar tersebut merambat menuju penerima dan memberikan proyeksi dari parameter yang adapada masing-masing sel. Berdasarkan data data yang diterima dapat ditentukan struktur dari obyek tersebut.

Metode ekspansi deret melakukan perbaikan secara iteratif terhadap fungsi model hasil perhitungan (M^{est}) hingga konvergen mendekati fungsi model sebenarnya (M^{true}). Proses perbaikan ini dikerjakan dengan melakukan perbandingan fungsi data yang diamati (P^{obs}) dengan fungsi data prakiraan (P^{pre}). Untuk mendapatkan fungsi data prakiraan (P^{pre}) digunakan forward modelling. Untuk suatu rangkaian sumber dan penerima, fungsi model

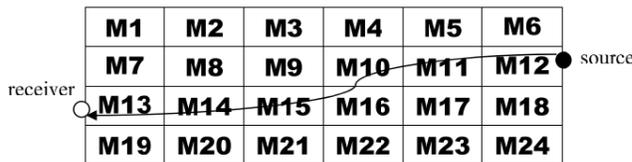
$M(r)$ penjalaran sinar gelombang dapat dituliskan dengan:

$$P^{obs} = \int_{ray} M^{true}(r) dr$$

Penjalaran satu buah sinar gelombang yang melalui fungsi model diskrit dapat dituliskan dengan persamaan dalam bentuk diskrit.

$$P_i = \sum_{j=1}^J M_j S_j$$

Dimana M_j merupakan fungsi model hasil perhitungan untuk sel ke- j , S_j adalah panjang sinar gelombang yang melalui sel ke- j dan J adalah total sel pada fungsi model.



Gambar 2. Contoh penjalaran sinar gelombang pada model sel

Penjalaran suatu sinar gelombang seperti terlihat pada gambar di atas melalui 7 buah sel. Sel sel pada model yang tidak dilalui sinar gelombang akan memiliki nilai $S_j=0$. Untuk mendapatkan informasi mengenai sel-sel yang belum diketahui maka dirambatkan sinar gelombang ini dengan menambahkan pasangannya sumber penerima lebih banyak lagi. Persamaan yang melibatkan seluruh sinar gelombang yang melalui fungsi model adalah

$$P_i = \sum_{j=1}^J M_j S_{ij}, i=1, \dots, I$$

Dimana I adalah total sinar gelombang, S_{ij} adalah panjang sinar ke- i yang melalui sel ke- j , M_j adalah fungsi model diskrit untuk sel ke- j , dan J adalah total sel.

Persamaan tersebut merupakan formulasi untuk pemodelan ke depan yang digunakan dalam ekspansi deret tomografi seismik. Persamaan tersebut dapat digunakan untuk memodelkan secara efektif jika $P_i, i=1, \dots, I$, merupakan data real (waktu tempuh) dan fungsi model $M_j, j=1, \dots, J$, merupakan fungsi model

sebenarnya namun belum diketahui.

Dapat juga dituliskan dengan

$$P_i^{obs} = \sum_{j=1}^J M_j^{true} S_{ij}, i=1, \dots, I$$

Persamaan sebanyak n buah di atas dapat dituliskan dalam bentuk matriks sebagai berikut :

$$d = Gm$$

Dimana :

d : vektor data

m : vektor model

G : perator linear untuk memprediksi data dari model

Persamaan di atas menghubungkan perambatan dari obyek yang diteliti dengan waktu tempuh dari obyek yang terukur. Apabila kita mengukur waktu tempuh dan mengetahui geometri dari sinar, maka perambatan dari persamaan di atas dapat dihitung sebagai berikut.

$$m = G^{-1}d$$

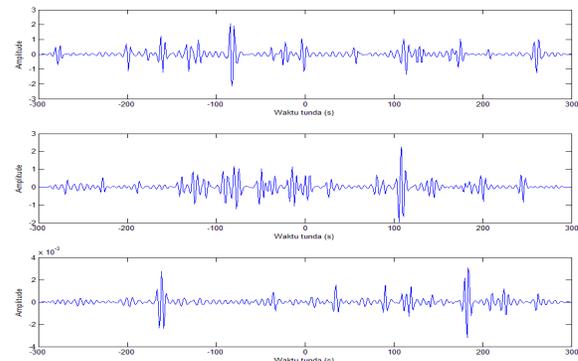
$$m = (G^T G^{-1}) G^{-1} G^T d$$

Akan

tetapi persamaan di atas dalam prakteknya sulit untuk dipecahkan karena matriksnya terlampau besar dan jarang sehingga cenderung singular. Untuk memecahkan masalah tersebut dapat digunakan metode inverse matriks Singular Value Decomposition (SVD).

III. HASIL DAN PEMBAHASAN

Setelah semua proses persiapan data waveform harian selesai langkah berikutnya adalah melakukan operasi kroskorelasi data waveform harian antar stasiun. Waveform harian hasil kroskorelasi antar stasiun di stack sejumlah data yang tersedia dilakukan operasi Filter Bandpass Gaussian dengan pusat periode 5s.



Gambar 3. Hasil stacking sinyal

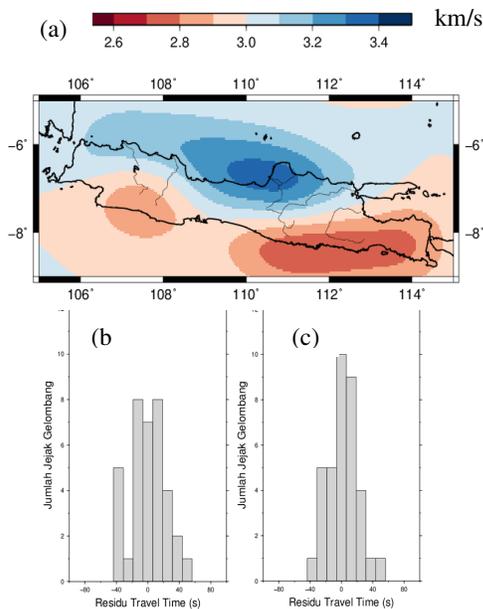
Untuk mengidentifikasi dan menghilangkan pengukuran yang kurang bagus

III.1 Uji Resolusi

Uji resolusi tomografi dilakukan dengan membuat model kecepatan awal homogen sebesar 3 km/s. Untuk membuat data *travel time* sintesis, ditentukan terlebih dahulu model papan catur yaitu model dengan kecepatan positif dan negatif dari nilai kecepatan awalnya tersusun secara berselang-seling. Data *travel times* sintesis dibuat berdasarkan model tersebut lalu ditambahkan noise gaussian terhadap data.

Proses inversi dilakukan terhadap data sintesis untuk menguji seberapa bagus geometri sumber dan penerima mampu menggambarkan dengan baik daerah penelitian. Daerah dengan jumlah jejak gelombang yang mencukupi akan memberikan model akhir serupa dengan model papancatur semula, sedangkan daerah dengan jumlah jejak gelombang rendah akan menghasilkan efek polesan.

III.2 Periode 5s



Gambar 4. (a). Peta kecepatan grup gelombang Rayleigh periode 5s. (b,c). Histogram *travel time* residu untuk model awal dan akhir tomografi.

Peta kecepatan gelombang Rayleigh pada periode 5s sensitif terhadap kerak bumi bagian

agar diperoleh hasil tomografi yang terpercaya, maka digunakan kriteria *Signal to Noise Ratio* (SNR) untuk memilih data. Sinyal dengan nilai SNR >4 dipilih untuk selanjutnya dibaca waktu tiba estimasi gelombang Rayleigh-nya

atas dengan kedalaman mencapai 8 km (Nicolson, 2012). Zona dengan kecepatan rendah 2.7 – 2.9 km/s teridentifikasi secara jelas membujur arah timur - barat di bagian selatan Jawa timur (gambar 4) berasosiasi dengan barisan gunung api kuartar dan dataran antar gunung api berumur kuartar yang mendominasi sebagian besar wilayah Jawa timur. Hal ini juga sesuai dengan penelitian oleh (Hasan, et al, 2008) yang menyatakan bahwa Jawa Timur memiliki cekungan sedimen Tersier yang tebalnya mencapai 6 km. Pusat cekungan terletak di tengah-tengah Jawa Timur (di sekitar Sragen, Karanganyar, Ngawi, Madiun, Nganjuk, Kediri, Bojonegoro, Jombang dan Mojokerto) berarah barat-timur.

Wilayah Jawa Tengah secara umum masih berada dalam daerah dimana resolusi peta dapat diterima dengan baik. Daerah tersebut memiliki nilai kecepatan gelombang Rayleigh yang relative rendah di bagian selatan serta meningkat ke arah utara. Sulit untuk menjelaskan kaitan antar variasi nilai kecepatan gelombang Rayleigh dengan kondisi fisiografi daerah tersebut mengingat kompleksnya komposisi litologi yang ada sedangkan resolusi yang ada masih relative besar.

Untuk wilayah Jawa Barat kecepatan grup gelombang Rayleigh juga bergradasi dari rendah ke tinggi mulai dari bagian selatan menuju arah utara. Anomali rendah yang berada pada wilayah Jawa Barat bersesuaian dengan letak zona gunung api kuartar dan zona bandung yang merupakan suatu depresi dimana sebagian besar zona ini terisi oleh endapan vulkanik muda produk dari gunung api sekitarnya. Nilai kecepatan meningkat ke arah utara serta dengan zona bogor yang terbentuk dari batuan sedimen laut dalam dengan umur yang lebih tua yaitu pada zaman Pliosen-Plistosen.

IV. PENUTUP

Hasil pemodelan kecepatan gelombang Rayleigh di Pulau menggunakan tomografi *ambient noise* untuk periode 5s menghasilkan sebaran zona kecepatan rendah bersesuaian dengan sebaran gunung api kuartar dan dataran antar gunung api berumur kuartar di Pulau Jawa.

DAFTAR PUSTAKA

- [1] Afnimar. 2009. Seismologi. Bandung. Penerbit ITB.
- [2] Barmin, M.P., Ritzwoller M.H., dan Levshin, A.L., 2001. A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography. *Pure Applied Geophysics.*, 158, 1351 – 1375.
- [3] Bemmelen, R.W. Van. 1949, *The Geology Indonesia*. The Hague Martinus.
- [4] Bensen, G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M. dan Yang Y. 2007. Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad band surface wave dispersion measurements *Geophysics Journal International*.
- [5] Hasan M. A dan Nurwidiyanto M.I., 2008. Estimasi Penyebaran Sedimen Cekungan Jawa Timur Dengan Metode Gravity Universitas Diponegoro Semarang.
- [6] Lin, F.-C., Ritzwoller, M.H., Townend, J., Savage, M. & Bannister, S., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand, *Geophys. J. Int.*, in press 10.1111/j.1365–246X.2006.03028.x.
- [7] Lowrie, William, (2007), *Fundamentals of Geophysics*, Second edition Cambridge University Press.
- [8] Nicolson H., Curtis A., Baptie B. Dan Galetti E. . 2011. Seismic Interferometry and Ambient Noise Tomography in the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*.
- [9] Saygin E., Kennet B. 2008. Ambient Seismic Noise Tomography of Australian Continent Research School of Earth Science, The Australian National University.
- [10] Shearer P.M. 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press
- [11] Sholihin, A., Bagus, J.S., 2007. Analisis disperse gelombang Rayleigh struktur geologi bawah permukaan studi kasus : daerah pasirputih dalegangresik, FMIPA ITS Surabaya.
- [12] Stewart, R.R.. 1987. Tomographic inversion via the conjugate gradient method. *Geophysics*, 52, 179-185.
- [13] Susilawati, I. 2009. *Teknik Pengolahan Isyarat Digital*. Universitas Mercubuana Yogyakarta.
- [14] Widyantoro, S. 2008. Seismisitas dan Model Zona Subduksi di Indonesia Resolusi Tinggi. Seminar dan pameran HAKI
- [15] Wapenaar, K., 2003. Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* 68 (5), 1756-1759
- [16] Wapenaar, K., 2004. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary homogeneous medium by crosscorrelation. *Physics Review E* 69, 046610.
- [17] Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L. & Shapiro, N.M., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, 168, 259–274.