

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

SKRIPSI

Oleh:

MUHAJIR ANSHORI

115090309111003



**JURUSAN FISIKA FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU
PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS BRAWIJAYA
MALANG
2014**

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

SKRIPSI

Sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Sains
dalam bidang fisika

Oleh:

MUHAJIR ANSHORI

115090309111003



**JURUSAN FISIKA FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU
PENGETAHUAN ALAM**

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

MALANG

2014

LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR

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

Oleh:

MUHAJIR ANSHORI

115090309111003

**Telah dipertahankan di depan Majelis Penguji
pada tanggal**

Dan dinyatakan memenuhi syarat untuk memperoleh gelar

Sarjana Sains dalam bidang Fisika

Pembimbing I

Pembimbing II

**Sukir Maryanto, Ph.D
NIP. 19710621 199802 1 001**

**Tri Deni Rahman, S. Si
NIP. 19831226 200604 1 003**

**Mengetahui
Ketua Jurusan Fisika
Fakultas MIPA Universitas Brawijaya**

**Adi Susilo, Ph.D
NIP. 19631227 1991103 1 002**

LEMBAR PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : MUHAJIR ANSHORI

NIM : 115090309111003

Jurusan : FISIKA

Penulisan Tugas Akhir berjudul :

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

Dengan ini menyatakan bahwa:

1. Isi dari tugas akhir yang saya buat adalah benar-benar karya sendiri dan tidak menjiplak karya orang lain, selain nama-nama yang termaktub di isi dan tertulis di daftar pustaka dalam tugas akhir ini.
2. Apabila di kemudian hari ternyata tugas akhir yang saya tulis terbukti hasil jiplakan, maka saya bersedia menanggung segala resiko yang akan saya terima.

Demikian pernyataan ini dibuat dengan segala kesadaran.

Malang, Nopember 2013

Yang menyatakan,

(Muhajir Anshori)

NIM. 115090309111003

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

ABSTRAK

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 fmst 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

AMBIENT NOISE TOMOGRAPHY IMAGING TO DETERMINE VELOCITY MODEL OF RAYLEIGH WAVE ON JAVA ISLAND

ABSTRACT

Ambient noise tomography has been applied to image the Rayleigh wave group velocity of the crust on the Java Island. The research data is the continous vertical waveform from Januari to December 2013 at 12 BMKG Ina Tews seismograph array on Java. Waveform data processing carried out starting from daily waveform data preparation, signal processing to crosscorrelations between pairs of the station that produce empirical green function of the mediun in which wave propagate. The estimations of Rayleigh wave group travel time for periode 5s and 20s are obtained from picking the delay time of crosscorrelation between pairs of station about 36 and 22 of raypath respectively.

Tomography process perform using *fmst v1.1* software where the forward and invers modelling has been done iteratively. Modelling result for the period 5s shows that the distributions of negative anomaly are associated well with the distribution of quarternary volcano and its surrounding plain. For the period of 20s, the western part of Java Island region has a low velocity anomaly than the eastern part. This indicates that the tectonic activity on western part of Java Island is more complex.

Keywords : *tomography, ambien noise, crosscorrelation, rayleigh, java*

KATA PENGANTAR

Alhamdulillah 'Aalamiin, segala puji hanya bagi Allah Tuhan semesta alam yang telah melimpahkan rahmat serta karunia-Nya. Berkat izin-Nya lah penulis dapat menyelesaikan tugas akhir yang berjudul *Pencitraan Tomografi Ambient Noise Untuk Menentukan Model Kecepatan Gelombang Rayleigh di Pulau Jawa* sebagai salah satu persyaratan untuk menyelesaikan pendidikan S-1 di Jurusan Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Brawijaya. Sholawat beriring salam juga semoga tercurah kepada Baginda Rasulullah SAW.

Selama pengerjaan tugas akhir ini penulis mendapat banyak bantuan dari berbagai pihak. Untuk itu pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan rasa terimakasih yang sebesar-besarnya kepada :

1. Allah SWT yang telah memberikan petunjuk dan rahmat-Nya kepada penulis.
2. Kedua orangtua penulis terutama ibunda, adek-adekq Ida dan Afan yang senantiasa berdoa demi keberhasilan penulis.
3. Bapak Adi Susilo, Ph.D selaku Ketua Jurusan Fisika atas masukan dan arahan selama penulis menempuh pendidikan di Universitas Brawijaya.
4. Bapak Sukir Maryanto, Ph.D selaku dosen pembimbing I yang telah bersedia meluangkan waktunya untuk memberikan masukan dan tambahan ilmu.
5. Bapak Dadang Permana, S.Si, M.Si selaku Kepala Stasiun Meteorologi Klimatologi dan Geofisika kelas II Tretes.

6. Bapak Nugroho Priyalaksana yang telah memberikan izin melaksanakan penelitian tugas akhir di kantor BMKG Tretes.
7. Bapak Tri Deni Rahman S.Si. selaku pembimbing II yang telah banyak membantu penulis demi terselesaikannya laporan ini.
8. Seluruh dosen Jurusan Fisika khususnya dan Fakultas MIPA umumnya yang telah memberikan banyak ilmu selama penulis menempuh pendidikan.
9. Seluruh karyawan Jurusan Fisika khususnya dan Fakultas MIPA umumnya yang telah memberikan pelayanan akademik.
10. Teman-teman kantor Mas Deni, Mas Zul, Fauzi dan Ana yang menjadi teman diskusi penulis selama pengerjaan tugas akhir.
11. Teman-teman seperjuangan Brina, Lia yang telah menemani penulis selama belajar di Universitas Brawijaya,
12. Semua pihak yang secara langsung maupun tak langsung telah memotivasi penulis untuk segera mungkin menyelesaikan tugas akhir ini.

Penulis menyadari dengan sepenuhnya bahwa laporan yang telah disusun ini masih sangat jauh dari sempurna. Segala saran dan masukan sangat penulis harapkan demi perbaikan diri penulis dimasa yang akan datang.

Malang, Nopember 2013

Penulis,

DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN JUDUL	i
LEMBAR PENGESAHAN	iii
LEMBAR PERNYATAAN	iv
ABSTRAK	v
KATA PENGANTAR	vii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xii
DAFTAR TABEL	xiv
DAFTAR LAMPIRAN	xv
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	3
1.3 Batasan Masalah.....	3
1.4 Tujuan Penelitian.....	4
1.5 Manfaat Penelitian.....	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1 Gelombang Seismik.....	5
2.1.1 Gelombang Badan.....	5
2.1.2 Gelombang Permukaan.....	6
2.2 Tomografi Seismik.....	8
2.2.1 Metode Expansi Deret.....	10

2.2.2 Singular Value Decomposition (SVD).....	12
2.3 Ambient Noise.....	14
2.4 Interferometri Seismik.....	15
2.4.1 Kroskorelasi	18
2.5 Penelitian Terdahulu.....	18
BAB III METODE PENELITIAN.....	21
3.1 Waktu dan Tempat Penelitian.....	21
3.2 Bahan dan Alat Penelitian	21
3.2.1 Bahan Penelitian	21
3.2.1 Alat Penelitian.....	23
3.3 Langkah Pelaksanaan Penelitian	23
3.3.1 Pengolahan Raw Data.....	24
3.3.2 Penentuan <i>Travel Time</i> Estimasi Gelombang Rayleigh	28
3.3.3 Program Tomografi 2 Dimensi.....	28
3.3.4 Uji Resolusi Tomografi	33
3.3.5 Pemodelan Gelombang Rayleigh	33
3.3.6 Interpretasi Data	35
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	37
4.1 Tatanan Geologi Pulau Jawa	37
4.2 Hasil Uji Resolusi Tomografi.....	39
4.3 Peta Kecepatan Grup Gelombang Rayleigh	41
4.3.1 Periode 5s	42
4.3.2 Periode 20s	45

BAB V KESIMPULAN DAN SARAN	49
5.1 Kesimpulan.....	49
5.2 Saran.....	49
DAFTAR PUSTAKA	51
LAMPIRAN	55

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1.1 Sebaran episenter gempa bumi Pulau Jawa.....	2
2.1 Pola gerakan partikel gelombang Rayleigh.....	7
2.2 Kecepatan fase dan kecepatan grup gelombang Rayleigh.....	8
2.3 Contoh penjalaran sinar gelombang pada model sel.....	11
2.4 Penjelasan metode interferometri seismik.....	16
2.5 Ilustrasi ekstraksi Gelombang Rayleigh menggunakan sinyal <i>ambient noise</i>	17
2.6 Contoh hasil tomografi <i>ambient noise</i> di Australia.....	19
3.1 Peta stasiun seismograf jaringan INA TEWS BMKG.....	22
3.2 Diagram alir penelitian.....	24
3.3 Pengolahan data waveform.....	26
3.4 Hasil stacking sinyal kroskorelasi periode 5s.....	27
3.5 Hasil stacking sinyal kroskorelasi periode 5s dan 20s.....	28
3.6 Diagram alir program tomografi 2 dimensi <i>fmst v1.1</i>	29
4.1 Fisografi bagian timur dan tengah Pulau Jawa.....	38
4.2 Fisografi Pulau Jawa bagian barat.....	38
4.3 Hasil uji resolusi tomografi periode 5s.....	40
4.4 Hasil uji resolusi tomografi periode 20s.....	41
4.5 Histogram standar deviasi proses iterasi periode 5s.....	42
4.6 Peta kecepatan grup Gelombang Rayleigh periode 5s.....	43
4.7 Peta anomali gaya berat Pulau Jawa.....	45
4.8 Histogram standar deviasi proses iterasi periode 20s.....	45

4.9 Peta kecepatan grup Gelombang Rayleigh periode 20s..... 46
4.10 Variasi kecepatan gelombang S di kerak bumi..... 47

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



DAFTAR TABEL

Halaman

4.1. Daftar stasiun INA TEWS 22

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



DAFTAR LAMPIRAN

	Halaman
Lampiran 1 Standar deviasi proses iterasi	55
Lampiran 2 Pasangan kroskorelasi antar stasiun	57
Lampiran 3 Nilai <i>travel time</i> observasi	63



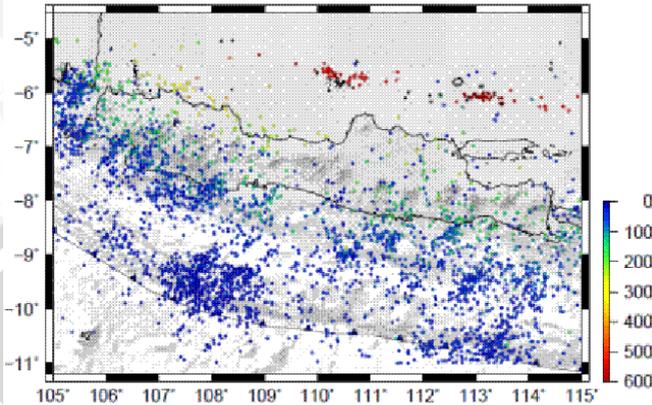
BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Pulau Jawa sebagai pulau dengan penduduk terpadat di dunia merupakan pulau terpenting di Indonesia karena menjadi pusat ekonomi dan pemerintahan. Pulau ini 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. Namun untuk daerah yang bersifat *aseismik* metode ini sulit diterapkan karena dalam pelaksanaannya sangat tergantung pada kejadian gempabumi sebagai sumber dan jaringan seismograf yang merekamnya sebagai penerima. 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.



Gambar 1.1. Sebaran episenter gempa bumi katalog NEIC periode Januari 1973 – Mei 2011 di wilayah Pulau Jawa. (Rohadi, S. 2012)

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 gempa bumi 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 yaitu Tomografi *Ambient Noise* 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 gempa bumi melainkan hanya tergantung pada sebaran jaringan seismograf yang ada.

Gelombang Rayleigh paling sering digunakan untuk pencitraan bawah permukaan bumi karena sifatnya yang dispersif yaitu mampu menjalar dengan kecepatan yang berbeda pada frekuensi yang berbeda. Hal ini berbeda dengan sifat gelombang badan. 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 gelombang seismik pada kedalaman yang lebih dangkal yaitu dengan menggunakan estimasi *travel time* gelombang Rayleigh dari hasil kroskorelasi sinyal *ambient noise*.

1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah pada penulisan Tugas Akhir ini adalah:

1. Bagaimana penerapan interferometri seismik dalam tomografi di Pulau Jawa ?
2. Bagaimana model kecepatan 2 dimensi gelombang Rayleigh pada kerak bumi di Pulau Jawa?

1.3 Batasan Masalah

Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui kondisi bawah permukaan bumi Pulau Jawa menggunakan tomografi *ambient noise*. Data *waveform* yang digunakan adalah *waveform continous* komponen vertikal dari seismograf jaringan Ina Tews BMKG di wilayah Pulau Jawa dari Bulan Januari sampai Desember 2011. Penghilangan response instrument pada sinyal tidak dilakukan mengingat seismograf yang digunakan memiliki tipe yang sama. Hasil citra tomografi yang diperoleh dibandingkan dengan data geologi regional Pulau Jawa.

1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan penulisan Tugas Akhir ini adalah sebagai berikut :

1. Menerapkan konsep interferometri seismik dalam tomografi gelombang Rayleigh di Pulau Jawa.
2. Menentukan model kecepatan 2 dimensi gelombang Rayleigh pada kerak bumi bagian atas di Pulau Jawa menggunakan tomografi *ambient noise*.
3. Menentukan model kecepatan 2 dimensi gelombang Rayleigh pada kerak bumi bagian bawah di Pulau Jawa menggunakan tomografi *ambient noise*.

1.5 Manfaat Penelitian

Tugas akhir ini bermanfaat untuk memberikan informasi tentang variasi nilai kecepatan gelombang Rayleigh di Pulau Jawa pada bagian kerak bumi. Hasil yang diperoleh diharapkan mampu menjadi *constraint* nilai kecepatan gelombang permukaan untuk penelitian – penelitian selanjutnya.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang yang merambat baik di dalam maupun permukaan bumi yang berasal dari sumber seismik. Dari sumber seismik ini akan muncul getaran pada kerak bumi yang diakibatkan adanya gangguan pada salah satu lapisan bumi. Getaran yang mencapai permukaan bumi pada umumnya menyebabkan pergerakan ke berbagai arah. Pergerakan tersebut dikenal dengan gempa bumi. Gelombang seismik akan mengalami osilasi partikel terhadap medium yang dilewatinya. Osilasi partikel medium terjadi akibat interaksi antara gaya gangguan melawan gaya-gaya elastik. Dari interaksi ini muncul gelombang longitudinal, gelombang transversal dan kombinasi diantara keduanya. (Afnimar, 2009:7)

2.1.1. Gelombang Badan

Berdasarkan tempat menjalarnya, gelombang seismik dapat dibedakan menjadi dua macam, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang badan ini terdiri dari dua tipe yaitu gelombang primer (*P*) dan gelombang sekunder (*S*). Gelombang primer (*P*) merupakan gelombang longitudinal yaitu gelombang dengan arah pergerakan partikelnya searah dengan arah rambat gelombang. Kemudian gelombang sekunder (*S*) adalah gelombang yang arah pergerakan partikelnya tegak lurus dengan arah rambat gelombang. Gelombang primer dan sekunder akan merambat meninggalkan sumber gempa pada saat yang bersamaan, tetapi gelombang primer akan mencapai seismometer terlebih dahulu dibandingkan dengan gelombang sekunder, karena kecepatan perambatan gelombang primer lebih cepat.

$$V_p = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad (2.1)$$

$$V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2} \quad (2.2)$$

Dimana :

V_p : kecepatan rambat gelombang P

V_s : kecepatan rambat gelombang S

λ : konstanta lame

μ : rigiditas medium

ρ : massa jenis medium

2.1.2. Gelombang Permukaan

Salah satu diantara jenis gelombang permukaan adalah Gelombang Rayleigh. Gelombang Rayleigh adalah jenis gelombang permukaan yang terjadi akibat adanya interferensi antara gelombang tekan dengan gelombang geser secara konstruktif. Gerakan partikel pada *wavefront* gelombang Rayleigh terdiri atas kombinasi gelombang P dan SV pada bidang vertikal dengan pola gerakan partikel secara *ellipse retrograde* seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.1. Gelombang Rayleigh merupakan salah satu jenis gelombang permukaan yang merambat pada medium *half space*. Karakteristik lain dari gelombang Rayleigh adalah amplitudonya menurun atau berkurang secara eksponensial terhadap kedalaman di bawah permukaan. Pada umumnya gelombang ini memiliki frekuensi rendah dengan spektrum yang tidak tajam. Gelombang Rayleigh merupakan jenis gelombang permukaan yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan dengan mudah yang diaplikasikan pada karakterisasi geoteknik. Hal tersebut dikarenakan gelombang Rayleigh mempunyai sifat yang unik, yaitu setiap perambatan gelombang yang melewati batas lapisan material bumi akan mengalami dispersi.

Berikut adalah persamaan gelombang Rayleigh yang menjalar pada medium *free surface*.

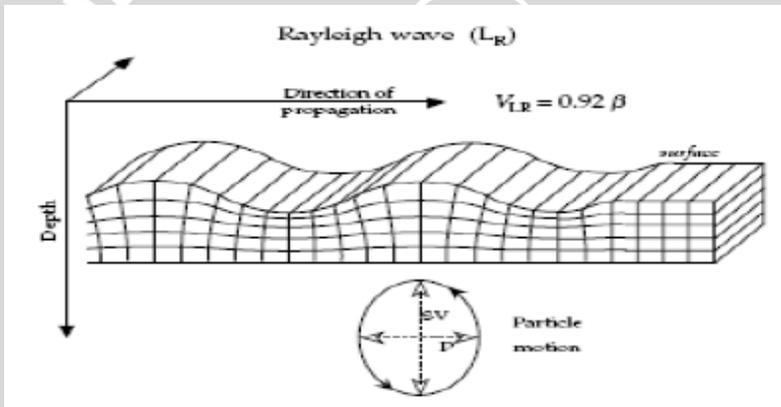
$$\left(2p^2 - \frac{1}{\beta^2}\right)^2 + 4p^2 \left(p^2 - \frac{1}{\alpha^2}\right)^{1/2} \left(p^2 - \frac{1}{\beta^2}\right)^{1/2} = 0 \quad (2.3)$$

Dimana :

p : perlambatan horizontal gelombang Rayleigh

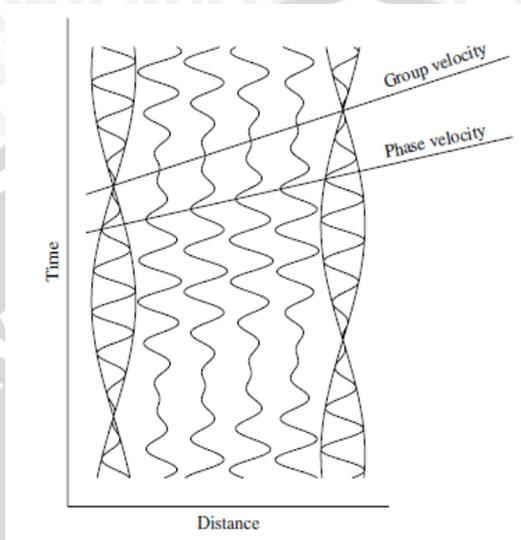
α : kecepatan rambat gelombang P

β : kecepatan rambat gelombang S



Gambar 2.1. Pola gerakan partikel gelombang Rayleigh (Lowrie, 2007)

Gelombang Rayleigh memiliki parameter kecepatan fase dan kecepatan grup yang berbeda. Kecepatan fase gelombang didefinisikan sebagai kecepatan penjalaran gelombang dengan frekuensi tunggal atau sinyal harmonik sinusoidal. Pada kenyataannya gelombang permukaan merupakan gabungan dari beberapa gelombang dengan frekuensi yang berbeda-beda. Ilustrasi penjelasan tentang kecepatan fase dan grup dapat dilihat pada gambar 2.2. Penjumlahan dari 2 buah atau lebih sinyal dengan frekuensi yang berbeda akan menghasilkan sinyal yang termodulasi. Kecepatan grup adalah kecepatan paket sinyal sedangkan kecepatan fase adalah kecepatan penjalaran setiap puncak sinyal.



Gambar 2.2. Kecepatan fase dan kecepatan grup gelombang Rayleigh (Shearer P. M. 2009)

2.2. Tomografi Seismik

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

Tomografi seismik serupa dengan *Computed Tomography Scan (CT scan)* pada dunia kedokteran, namun diaplikasikan pada bumi. Dokter dapat mengetahui kondisi organ dan tulang pasien tanpa harus melakukan pembedahan. Mesin *CT scan* menembakkan sinar X pada tubuh pasien ke segala arah. Mesin tersebut mampu menampilkan gambar tubuh pasien bagian dalam dari arah yang berbeda kemudian komputer akan mengkombinasikannya untuk menjadikan gambar 3 dimensi.

Dengan metode yang hampir sama dengan *CT scan*, seismologis menggunakan sinyal seismik untuk membuat pencitraan struktur dalam

bumi. Terdapat beberapa cara untuk melakukan tomografi seismik. Salah satunya adalah dengan mencatat waktu tiba gelombang yang pertama kali tercatat pada seismogram yaitu gelombang P. Metode ini biasa disebut dengan tomografi gelombang P. Dengan menggunakan jarak dimana gelombang menjalar menuju ke seismometer dan waktu dimana gelombang tersebut mulai terekam, seismologis dapat menghitung rata-rata kecepatan penjalaran gelombang seismik. Kemudian akan dapat dipetakan daerah dimana gelombang seismik menjalar lebih lambat ataupun lebih cepat dari nilai rata-ratanya. Seberapa cepat gelombang merambat adalah bergantung pada jenis material yang dilaluinya. Gelombang menjalar lebih cepat pada saat melewati material dingin, keras seperti lempeng samudra yang menunjam ke mantel, serta menjalar lebih lambat pada material panas seperti batuan panas yang muncul ke permukaan bumi pada daerah *mid oceanic ridge*.

Walaupun serupa, tomografi seismik tetap tak semudah tomografi dalam dunia kedokteran. Hal ini disebabkan oleh beberapa faktor diantaranya adalah (1) Jejak gelombang seismik pada umumnya tidak berbentuk garis lurus dan merupakan fungsi dari model kecepatannya, (2) sebaran dari sumber dan penerima sinyal seismik biasanya jarang dan tidak seragam, (3) lokasi dari sumber seismik seringkali tidak diketahui secara baik, (4) error dalam menentukan waktu tiba gelombang seismik sulit untuk dihindari. (Shearer P. M. 2009). Tomografi seismik memerlukan cara tersendiri karena ada keterbatasan dalam melakukan proyeksi. Lapisan-lapisan batuan yang berada di bawah permukaan bumi tidak dapat diproyeksikan ke berbagai arah. Selain itu penggunaan gelombang seismik sebagai sinar yang dipakai untuk membuat proyeksi juga memiliki keterbatasan dalam cara penanganannya. Prinsip utama dalam tomografi seismik, adalah menyajikan gambaran bawah permukaan dalam domain kecepatan. Gambar atau pencitraan ini ditampilkan dalam sel-sel yang pada satu sel dianggap merupakan satu kecepatan gelombang lokal. Pada tahap inversi kecepatan gelombang lokal digantikan dengan kelambatan lokal (invers dari kecepatan gelombang lokal) untuk memudahkan perhitungan. Hal ini dikarenakan persamaan inversi menjadi linier ketika berada dalam domain kelambatan (*slowness*). Dalam gambar 2 dimensi, *slowness*

dimodelkan dalam bentuk bujursangkar, dan untuk memudahkan perhitungan, nilai *slowness* dimodelkan dengan matriks.

Tomografi dibagi ke dalam dua jenis pemodelan yaitu:

1. Pemodelan ke depan (*forward modelling*)
2. Pemodelan ke belakang (*inversion Modelling*)

Pemodelan ke depan dilakukan dengan cara menentukan parameter model terlebih dahulu, lalu diperiksa apakah model tersebut menghasilkan data yang sesuai dengan data pengamatan. Sedangkan pemodelan ke belakang sering dikatakan kebalikan dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan ke belakang parameter diperoleh secara langsung dari data. Kedua jenis pemodelan tersebut dapat diselesaikan dengan metode yang beragam diantaranya adalah Metode Ekspansi Deret

2.2. 1 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 sel. Sinar tersebut merambat menuju penerima dan memberikan proyeksi dari parameter yang ada pada 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:

$$P^{obs} = \int_{ray} M^{true}(r) dr \quad (2.4)$$

Persamaan ini merupakan persamaan awal yang selanjutnya digunakan untuk pemodelan ke depan.

$$P = \int_{ray} M(r) dr \quad (2.5)$$

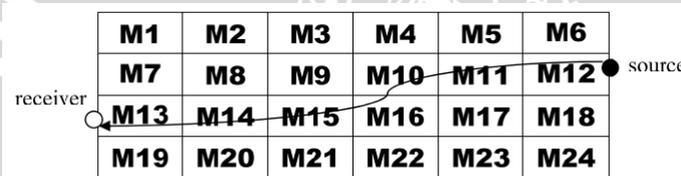
Dimana pada persamaan ini P merupakan fungsi dari data dan M merupakan fungsi model hasil perhitungan. Pada kasus ini permasalahan

pemodelan ke depan adalah mencari prakiraan fungsi data berdasarkan integrasi jejak sinar gelombang yang melalui suatu fungsi model yang telah di hitung sebelumnya. Dalam hal ini fungsi model dibuat menjadi diskrit agar memungkinkan pengolahan komputasi oleh komputer.

Penjalaran satu buah sinar gelombang yang melalui fungsi model diskrit dapat dituliskan dengan persamaan (2.5) dalam bentuk diskrit.

$$P_i = \sum_{j=1}^J M_j S_j \quad (2.6)$$

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 2.3. Contoh penjalaran sinar gelombang pada model sel

Penjalaran suatu sinar gelombang seperti terlihat pada gambar diatas melalui 7 buah sel. Sel sel pada model yang tidak dilalui sinar gelombang akan memiliki nilai $S_j=0$ sehingga persamaan (2.6) tetap konsisten dengan persamaan (2.5). Untuk mendapatkan informasi mengenai sel-sel yang belum diketahui maka dirambatkan sinar gelombang lainnya dengan menambahkan pasangan sumber penerima lebih banyak lagi. Persamaan yang melibatkan seluruh sinar gelombang yang melalui fungsi model adalah

$$P_i = \sum_{j=1}^J M_j S_{ij}, \quad i=1, \dots, I \quad (2.7)$$

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 (2.7) merupakan formulasi untuk pemodelan kedepan yang digunakan dalam ekspansi deret tomografi sinar seismik.

Persamaan (2.7) dapat digunakan untuk memodelkan secara efektif jika P_i , $i=1,\dots,I$, merupakan data *real* (*travel time*) dan fungsi model M_j , $j=1,\dots,J$, merupakan fungsi model sebenarnya namun belum diketahui. Dapat juga dituliskan dengan

$$P_i^{obs} = \sum_{j=1}^J M_j^{true} S_{ij} \quad , i = 1,\dots,I \quad (2.8)$$

Persamaan sebanyak n buah diatas dapat ditulis dalam bentuk matriks sebagai berikut :

$$d = Gm$$

Dimana :

d : vektor data

m : vektor model

G : operator linear untuk memprediksi data dari model

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

$$\begin{aligned} m &= G^{-1}d \\ m &= (G^T G^{-1})G^{-1}G^T d \end{aligned} \quad (2.9)$$

Akan tetapi persamaan diatas dalam prakteknya sulit untuk dipecahkan karena matriksnya terlampau besar dan jarang sehingga diterminan akan cenderung nol sehingga G cenderung singular. Untuk memecahkan masalah tersebut dapat digunakan metode inverse matriks *Singular Value Decomposition* (*SVD*).

2.2.2 Singular Value Decomposition (SVD)

Apabila diberikan matriks A memiliki ukuran $(m \times n)$ dan matriks X memiliki ukuran $(n \times 1)$ maka matriks b memiliki ukuran $(m \times 1)$ lalu dilakukan operasi perkalian matriks sebagai berikut.

$$AX = b \quad (2.10)$$

Perkalian matriks ini sering kita jumpai dalam beberapa permasalahan matematika, salah satunya inversi. Untuk mencari nilai X dapat diselesaikan dengan :

$$X = A^{-1}b \quad (2.11)$$

Persamaan diatas bisa digunakan jika matriks A merupakan matriks ortogonal (m x m). tetapi dalam kenyataannya kita sering menjumpai permasalahan dimana matriks A tidak ortogonal (m x n) sehingga harus diselesaikan dengan persamaan berikut :

$$X = (A^T A)^{-1} A^T b \quad (2.12)$$

Dalam permasalahan tomografi, formulasi diatas hampir tidak pernah bisa digunakan mengingat $A^T A$ selalu bersifat singular. Beberapa jejak gelombang bisa identik antara satu dengan yang lain sedangkan blok yang dilaluinya tidak dapat di sample untuk tiap jejak gelombang. Untuk mengatasi hal tersebut dapat digunakan metode invers matriks *Single Value decomposition(SVD)*. Metode ini akan mendecomposisi komponen matriks A menjadi 3 bagian.

$$A = u \ w \ v^T \quad (2.13)$$

$$w = \begin{vmatrix} w_1 & 0 & \cdot & 0 & 0 \\ 0 & w_2 & \cdot & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & w_{n-1} & 0 \\ 0 & 0 & \cdot & 0 & w_n \end{vmatrix}$$

dimana A adalah matriks berukuran (m x n), u adalah singular vektor kiri dari A berukuran (m x m), w merupakan nilai singular dari A berukuran (m x n) dan v merupakan singular vektor kanan dari A berukuran (n x n). u merupakan *eigenvector* dari AA^T dan v merupakan *eigenvector* dari $A^T A$.

Maka dengan menggunakan metode SVD persamaan 2.2 dapat diselesaikan sebagai berikut.

$$X = v w^+ u^T b \quad (2.14)$$

dimana

$$w^+ = \begin{vmatrix} \frac{1}{w_1} & 0 & \cdot & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{w_2} & \cdot & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & \frac{1}{w_{n-1}} & 0 \\ 0 & 0 & \cdot & 0 & \frac{1}{w_n} \end{vmatrix}$$

2.3 Ambient Noise

Ambient noise biasa juga dikenal sebagai getaran alam adalah gelombang elastis yang menjalar melalui bumi dan bukan dibangkitkan 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. Gelombang laut menimbulkan getaran dengan frekuensi sekitar 0.2 Hz. Untuk frekuensi di bawah 0.1 Hz *ambient noise* diasosiasikan dengan aktivitas di atmosfer. Frekuensi tinggi di atas 1 Hz sumber utamanya adalah aktivitas manusia seperti lalu lintas kendaraan.

Noise dengan energi terbesar berada pada frekuensi 0.05 Hz sampai 0.2 Hz yang biasa disebut dengan mikroseismik. Mikroseismik adalah osilasi dasar yang tampak pada rekaman seismogram, utamanya disebabkan oleh interaksi antara gelombang laut dengan pantai. Gelombang biasanya terekam kuat di sekitar pantai lalu melemah ke arah tengah daratan (Shearer P. M. 2009). Mikroseismik utamanya mengandung mode dasar dari energi gelombang permukaan. Sebagian besar penelitian korelasi *noise* hanya mempertimbangkan mode dasar dari gelombang permukaan. Frekuensi dominan dari *ambient noise* adalah berada pada frekuensi mikroseismik-nya yaitu antara 0.05 Hz sampai 0.2 Hz. Perbedaannya terletak pada mikroseismik primer (0.05 -

0.08Hz) dan yang lebih kuat yaitu mikroseismik sekunder (0.1 -0.2 Hz). Mikroseismik primer memiliki frekuensi yang mirip dengan frekuensi dominan gelombang laut sedangkan mikroseismik sekunder memiliki frekuensi yang lebih tinggi. Keduanya berhubungan dengan gangguan lautan dan atmosfer, namun dapat berbeda karena perbedaan mekanisme sumbernya.

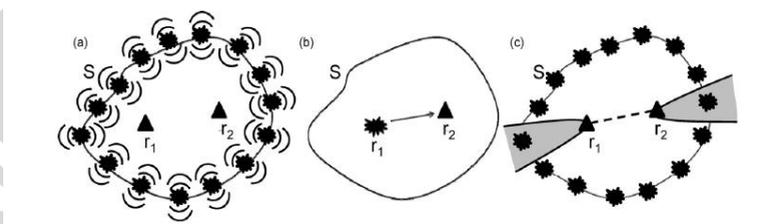
Rangkaian studi tentang noise mikroseismik telah mendapat banyak perhatian akhir-akhir ini. Hal terpenting adalah kroskorelasi *noise* seismik antara 2 stasiun mampu mempelajari model penjalaran gelombang antara 2 stasiun tersebut. Tomografi menggunakan gelombang permukaan yang diukur menggunakan fungsi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

2.4 Interferometri Seismik

Interferometri adalah ilmu yang mempelajari fenomena interferensi antara 2 buah sinyal untuk menggali informasi yang berguna tentang kondisi medium penjalarnya (wikipedia). Interferometri seismik memanfaatkan hasil kroskorelasi antara sepasang sinyal seismik untuk membentuk response impulse dari medium antara 2 buah sinyal tersebut. Kroskorelasi antara 2 buah sinyal akan menghasilkan fungsi *green* dari medium dimana sinyal tersebut menjalar. Fungsi *green* adalah response dari medium terhadap impulse (fungsi *delta dirac*) sumber. Konsep inilah yang kemudian dicoba untuk diterapkan dalam tomografi seismik atau biasa dikenal dengan tomografi *ambient noise* karena dalam pemrosesannya hanya menggunakan sinyal noise serta mengeliminir sinyal selain itu.

Interferometri noise seismik semakin banyak digunakan untuk mempelajari struktur bawah permukaan bumi baik dalam skala lokal maupun global. Metode ini menggunakan fungsi *green* observasi antara 2 titik dengan melakukan kroskorelasi rekaman *noise* seismik dalam jangka panjang (Wapenaar 2004). Sebagai ilustrasi pada gambar (2.4) di bawah menggambarkan 2 penerima berupa seismometer yang berada pada posisi r_1 dan r_2 dikelilingi oleh sumber energi yang terletak sepanjang batas S . Gelombang yang berasal dari setiap sumber menjalar melalui medium pada interior bidang S dan terekam pada ke-2 penerima. Sinyal yang terekam pada ke-2 penerima kemudian di

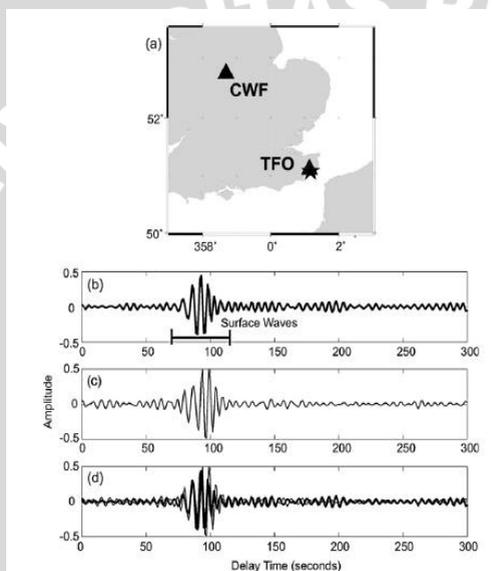
kroskorelasikan. Apabila hasil kroskorelasi dari semua sumber di *stack* atau ditambahkan secara bersama, energi yang menjalar sepanjang jalur r_1 dan r_2 akan bertambah secara konstruktif, sedangkan energi yang menjalar selain pada jalur tersebut akan bertambah secara destruktif. Sehingga hasil kroskorelasi akan mendekati fungsi green antara r_1 dan r_2 apabila salah satu receivernya dianggap sebagai sumber (Wapenaar, 2003, 2004).



Gambar 2.4. Penjelasan metode interferometri seismik. (a) Dua seismometer dikelilingi oleh batas S yang berupa sumber (ledakan). Setiap sumber menghasilkan gelombang yang menjalar baik ke dalam maupun ke luar bidang S . (b) Metode interferometri seismik mengasumsikan salah satu sensor penerima (r_1) sebagai sumber virtual. (c) Sumber yang berlokasi pada daerah berwarna abu-abu memberikan kontribusi pada perhitungan fungsi green.

Karena interferometri seismik pasif hanya bergantung pada geometri dari sumber dan penerima seismik, serta tidak memerlukan sumber impulsif seperti gempa bumi untuk menghasilkan fungsi green, maka metode ini sesuai untuk diterapkan pada daerah yang tenang secara seismik. Gambar (2.5) berikut menggambarkan perbandingan antara Gelombang Rayleigh yang dibangkitkan oleh gempa Folkstone, Inggris pada Bulan April 2007 dan Gelombang Rayleigh yang secara murni di *extrak* dari sinyal *ambient noise*. Berdasarkan seismogram teretekam pada stasiun CWF, Gelombang Rayleigh tiba sekitar 80 sampai 120 detik setelah gempa bumi terjadi. Segera setelah itu, *British Geological Survey* memasang stasiun TFO yang berjarak sekitar 5 km dari pusat gempa bumi untuk merekam rangkaian gempa bumi susulan. Gambar 2.5 c menunjukkan Gelombang Rayleigh dengan periode 5 – 10s dihasilkan dari kroskorelasi sinyal noise selama 3 bulan yaitu Bulan Juni, Juli dan Agustus 2007 yang terekam oleh stasiun TFO dan CWF. Seismogram Gelombang Rayleigh dari Gempabumi Folkstone yang

ditunjukkan oleh gambar (2.5.b) dibandingkan secara langsung dengan seismogram yang dibentuk oleh sinyal *ambient noise*. Sinyal observasi dan sinyal sintesis tidak sepenuhnya sama karena memang sumber gempa bumi dan stasiun TFO tidak *co located*. Namun demikian kemiripan ke-dua seismogram terlihat begitu nyata (Gambar 2.5.d) sehingga dapat disimpulkan bahwa seismogram observasi dapat dibentuk dari sumber energi virtual dengan menggunakan rekaman seismik *ambient noise* (Nicolson H, 2011).



Gambar 2.5 Ilustrasi ekstraksi gelombang Rayleigh menggunakan sinyal *ambient noise* (a) peta menunjukkan lokasi stasiun CWF dan TFO (segitiga) dan episenter dari gempa Folkstone (bintang) (b). Rekaman gempa pada stasiun CWF (garis horizontal menunjukkan sinyal gelombang Rayleigh). (c). hasil kroskorelasi waveform CWF dan TFO selama 3 bulan. (d). Perbandingan antara waveform pada (b) dan (c), semua gelombang dikenakan filter bandpass antara 5 sampai 10 s. Gelombang Rayleigh tiba antara 80 sampai 120 s setelah gempa terjadi, (Nicolson H, 2011).

2.4.1 Kroskorelasi

Korelasi adalah operasi yang digunakan dalam berbagai aplikasi dalam bidang pengolahan sinyal digital. Korelasi merupakan ukuran derajat kesamaan dua sinyal atau deret waktu. Jika diketahui deret waktu $x[n]$ dan $y[n]$ maka kroskorelasi antara $x[n]$ dan $y[n]$ didefinisikan sebagai berikut

$$r_{x,y}(l) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x[n]y[n-l] \quad (2.15)$$

Indeks l disebut parameter pergeseran. Jika $y[n] = x[n]$ maka diperoleh autokorelasi dan dinyatakan sebagai

$$r_{x,x}(l) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x[n]x[n-l] \quad (2.16)$$

Autokorelasi menyatakan ukuran kesamaan suatu sinyal terhadap dirinya sendiri.

Konvolusi antara dua sinyal diskrit $x[n]$ dan $h[n]$ dinyatakan sebagai berikut

$$\begin{aligned} y[n] &= x[n] * h[n] \\ &= \sum_{k=-\infty}^{\infty} x[k]h[n-k] \end{aligned} \quad (2.17)$$

Dengan membandingkan ketiga persamaan diatas, maka kroskorelasi dapat dinyatakan kembali dalam bentuk

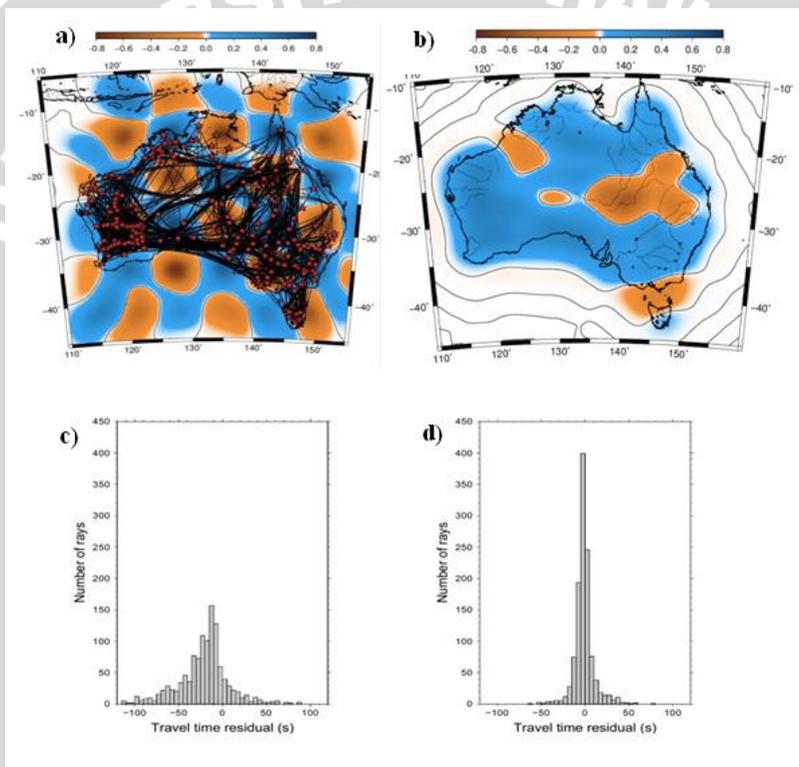
$$r_{x,y}(l) = x(l) * y(-l) \quad (2.18)$$

Hal ini berarti bahwa kroskorelasi dapat dihitung menggunakan operasi konvolusi jika sinyal diskrit merupakan deret waktu dengan panjang yang berhingga.

2.5 Penelitian Terdahulu

Tomografi *ambient noise* telah diaplikasikan di beberapa tempat diantaranya di Kalifornia (Moschetti et al. 2007), Korea Selatan (Cho et al. 2006), Tibet (Yao et al. 2006), Eropa (Yang et al. 2007), New

Zeeland (Lin et al. 2007) dan Australia (Saygin E. et al 2008). Di Australia, Erdink Saygin mencoba menerapkan konsep interferometri seismik untuk membuat *constraint* kecepatan grup gelombang Rayleigh pada kerak benua Australia. Gambar berikut menunjukkan model awal kecepatan grup gelombang Rayleigh Gambar (2.6.a) dan model kecepatan akhir setelah iterasi ke- 6. Terlihat bahwa nilai anomali negatif atau anomali kecepatan rendah muncul pada beberapa daerah di Australia yang bersesuaian dengan sebaran batuan sedimen pada daerah tersebut (Saygin E. et al, 2008).



Gambar 2.6 Contoh hasil tomografi ambient noise di Australia menggunakan software *fmst v1.1* (a) *Ray tracing* dan kontur model awal kecepatan gelombang Rayleigh . (b) kontur model kecepatan akhir gelombang Rayleigh pada iterasi ke-6. (Saygin E. Et al 2008). (c) Residual *travel time* dari (a). (d) Residual *travel time* dari (b).

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



BAB III METODOLOGI

3.1 Waktu dan Tempat penelitian

Penelitian ini dilaksanakan di Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) Kelas II Tretes Jl Sedap Malam no.9 Kec. Prigen Kab. Pasuruan Jawa Timur. Kegiatan penelitian dilaksanakan pada bulan Agustus sampai Oktober 2013.

3.2 Bahan dan Alat Penelitian

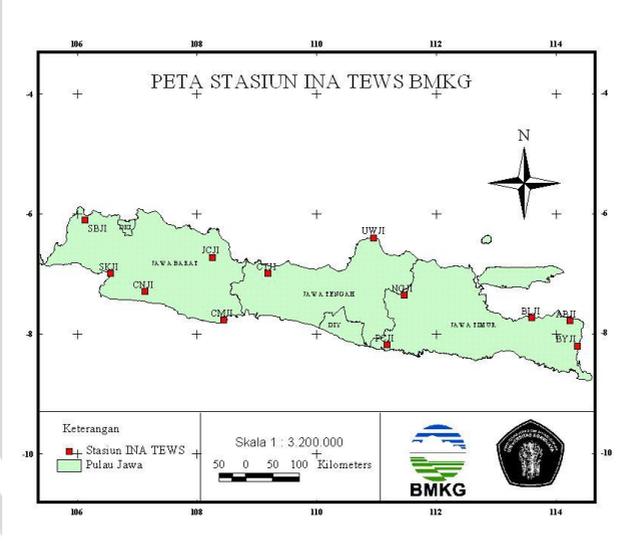
Bahan dan alat penelitian yang digunakan meliputi data *waveform*, perangkat keras maupun perangkat lunak.

3.2.1 Bahan Penelitian

Bahan penelitian yang digunakan adalah data *waveform* dalam format miniseed komponen vertikal seismograf broadband dari 12 stasiun jaringan *Indonesia Tsunami Early Warning System* (Ina Tews) BMKG yang tersebar di Pulau Jawa. Lima stasiun di antaranya terletak di Jawa Timur, 2 stasiun di Jawa Tengah, 4 stasiun di Jawa Barat dan 1 stasiun di Banten. Panjang data *waveform* adalah 1 tahun yaitu mulai Bulan Januari sampai dengan Desember 2011. Disamping itu dipergunakan pula data geologi regional Pulau Jawa serta mempertimbangkan hasil penelitian tomografi yang telah diterapkan di Pulau Jawa.

Tabel 3.1 Daftar stasiun Ina Tews BMKG

No	Stasiun	Lintang	Bujur	Elevasi (km)
1	SBJI	-6.111	106.132	67
2	SKJI	-7.005	106.563	103
3	CNJI	-7.309	107.130	582
4	CMJI	-7.784	108.449	75
5	PCJI	-8.195	111.177	705
6	BYJI	-8.214	114.356	100
7	BLJI	-7.745	113.595	255
8	UWJI	-6.419	110.947	61
9	NGJI	-7.368	111.461	155
10	CTJI	-7.008	109.184	104
11	JCJI	-6.734	108.263	86
12	ABJI	-7.796	114.234	149



Gambar 3.1 Peta stasiun seismograf jaringan Ina Tews
BMKG

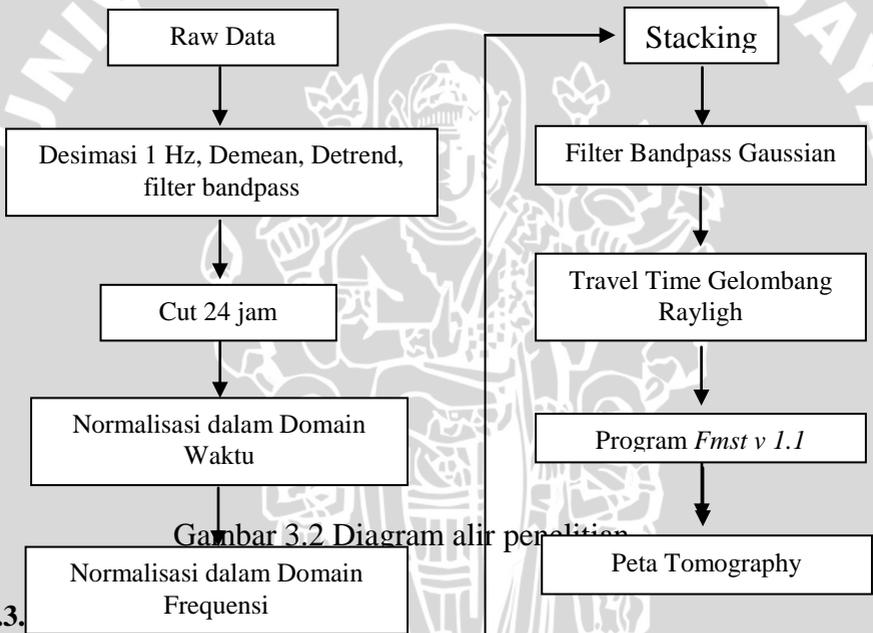
3.2.2 Alat penelitian

Peralatan yang digunakan dalam penelitian berupa *hardware* maupun *software* atau program yang berguna dalam proses pengolahan data mulai dari persiapan data *waveform* harian tiap stasiun sampai menampilkan peta kontur hasil tomografi. Berikut adalah peralatan yang digunakan :

1. Perangkat keras berupa Satu unit komputer dengan sistem operasi Windows7 dan Linux Ubuntu 12.04.1 LTS.
2. Perangkat lunak yaitu :
 - a. Dimas
 - b. Seisgram (Anthony Lomax)
 - c. Fortran Compiler G95
 - d. MATLAB R2009b
 - e. Generic Mapping Tool (GMT)
 - f. Microsoft Excel 2007
 - g. Program tomografi 2 Dimensi fmst v1.1 (Rawlinson N. 2008)
 - h. Korn Shell yang terinstall pada Linux Ubuntu 12.04.1 LTS.

3.3 Langkah Pelaksanaan Penelitian

Secara umum langkah pelaksanaan penelitian dibagi menjadi 3 bagian. Pertama adalah persiapan data *waveform*, kedua pengolahan data dan yang terakhir adalah interpretasi hasil penelitian.



Gambar 3.2 Diagram alir penelitian

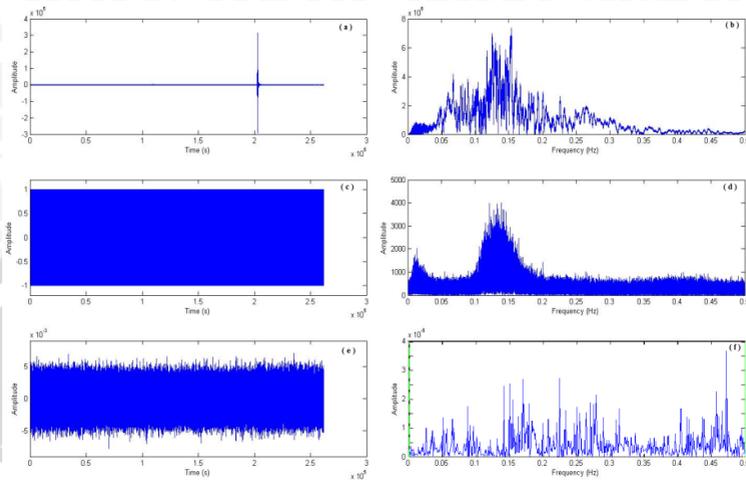
3.3.

Data *waveform* komponen vertikal di unduh dari webdc <http://202.90.198.92/arclink/> menggunakan 12 jaringan II Krosskorelasi yang terletak di Pulau Jawa. Pada stasiun seismograf yang digunakan dapat dilihat pada gambar 3.1. Pengolahan data dilakukan sebagaimana yang dijelaskan secara detail oleh Bensen et al (2007). Data *waveform* dalam format miniseed dengan nilai sampling rate 25 Hz di sampling ulang menjadi 1 Hz atau 1 data per

detik. Hal ini dilakukan untuk memperkecil ukuran data sehingga lebih cepat dalam proses pengolahan data. Setelah dilakukan *demean* dan *detrend* pada sinyal kemudian dilakukan filter bandpass dengan rentang periode antara 1s sampai 100s. Pengukuran kroskorelasi *ambient noise* antar stasiun pada periode τ memerlukan jarak stasiun (Δ dalam km) minimal 3 kali panjang gelombang (λ dalam km). $\Delta > 3\lambda = 3c\tau$ atau $\tau < \Delta/3c$. Untuk kecepatan grup gelombang Rayleigh mendekati 3 km/s, pengukuran dengan jarak stasiun Δ , nilai periode *cut off* maksimum adalah sekitar $\tau_{\max} = \Delta/9$ (Bensen et al 2007). Jarak terjauh pasangan stasiun pada penelitian ini adalah 935 km, sehingga nilai periode *cut off* maksimalnyadipilih sebesar 100s. Disamping itu penghilangan response instrumen tidak dilakukan mengingat seismograf yang digunakan memiliki tipe yang sama. Data di cut dengan panjang 24 jam kemudian disimpan dalam format ascii dengan terlebih dahulu dihilangkan header-nya agar dapat diproses menggunakan software matlab pada tahap pengolahan berikutnya.

Langkah berikutnya adalah melakukan normalisasi waveform dalam domain waktu. Hal ini bertujuan untuk menghilangkan sinyal gempabumi, gangguan maupun sinyal yang bersifat nonstasioner lainnya. Daerah Jawa merupakan daerah yang cukup aktif secara seismik mengingat letaknya yang relatif dekat dengan zona pertemuan antara Lempeng Indo-Australia dan Eurasia. Gambar (3.3.a) menunjukkan waveform pada Stasiun Asembagus (ABJI) yang merekam kejadian gempa bumi di Laut Banda pada tanggal 25 Agustus 2011. Bensen et.al. (2007) menjelaskan beberapa metode normalisasi domain waktu yaitu normalisasi *one bit*, normalisasi *clipped waveform*, normalisasi *Atomated event detection and removal*, normalisasi *Running absolut mean* dan normalisasi *Water level*. Diantara sekian metode yang diperkenalkan, metode normalisasi one bit merupakan metode yang paling cepat dan mudah untuk diterapkan. Metode ini menggantikan semua amplitudo positif waveform menjadi 1 dan amplitudo negatif-nya menjadi -1. Pada penelitian ini dipilih metode normalisasi domain waktu *one bit*.

Setelah dilakukan normalisasi dalam domain waktu, diterapkan pula normalisasi dalam domain frekuensi atau biasa disebut pemutihan frekuensi yang berfungsi untuk meratakan magnitude frekuensi pada rentang frekuensi filter bandpass-nya.



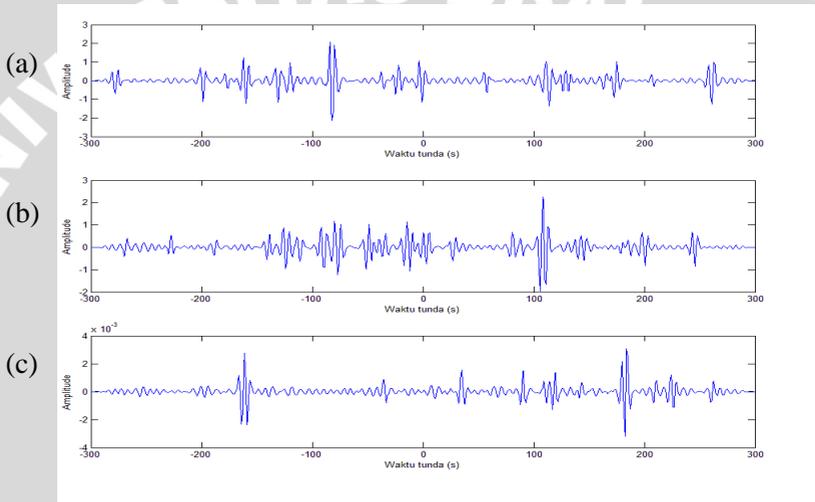
Gambar 3.3 Pengolahan data *waveform*. (a) *Waveform* stasiun ABJI yang mengandung sinyal gempa Laut Banda 4.5 Mb. (b) Kandungan frekuensi *waveform* (c). Hasil normalisasi *waveform* (a) menggunakan metode normalisasi *one bit* (d) Kandungan frekuensi *waveform* (c). (e) Hasil normalisasi dalam domain frekuensi. (f) Kandungan frekuensi dari *waveform* (e).

Setelah semua proses persiapan data *waveform* harian selesai langkah berikutnya adalah melakukan operasi kroskorelasi data *waveform* harian antar stasiun sehingga di peroleh jumlah kroskorelasi sebanyak $n(n-1)$ yaitu 132 hasil kroskorelasi dimana n adalah jumlah stasiun yang digunakan. *Waveform* harian hasil kroskorelasi antar stasiun di *stack* atau di tumpuk mulai dari Bulan Januari sampai Desember 2011 atau sejumlah data yang tersedia. Sinyal hasil *stacking* dilakukan operasi Filter Bandpass Gaussian dengan pusat periode 5s dan 20s. Proses filter dilakukan dengan software seisgram (Anthony Lomax, 2011)

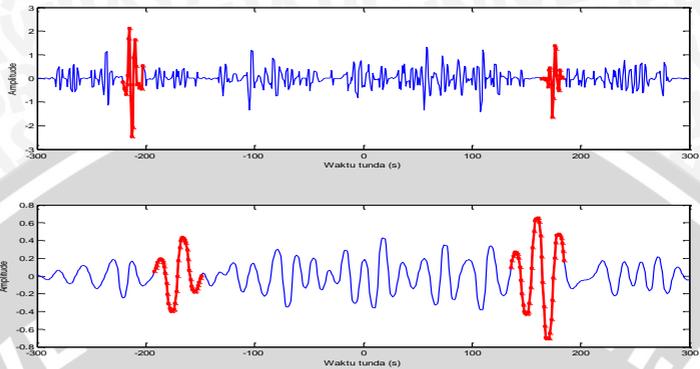
Stacking sinyal hasil kroskorelasi periode 5s antar stasiun yang berpusat di stasiun SBJI dapat dilihat pada gambar 3.4 a dan b. Waktu tunda positif dan negatif menunjukkan energi yang menjalar dengan arah yang berlawanan antar pasangan stasiun (Nicolson, 2012). Pada gambar tersebut terlihat bahwa *waveform* memiliki impulse yang bersifat asimetris antara waktu tunda positif dan negatif. Hal ini mengindikasikan bahwa sumber noise lebih dominan berarah dari

stasiun SBJI menuju stasiun JCJI (gambar 3.3 a), dan berarah dari stasiun CMJI menuju stasiun SBJI (gambar 3.3 b). Gambar 3.3.c merupakan hasil kroskorelasi stasiun NGJI dan JCJI dengan impulse yang simetris antara waktu tunda positif maupun negatif.

Penerapan Filter bandpass Gaussian dengan pusat periode 20 s pada hasil stacking sinyal kroskorelasi antara stasiun CMJI dan BLJI ditunjukkan oleh gambar 3.5. dimana periode 20s memiliki waktu tunda yang lebih kecil daripada periode 5s.



Gambar 3.4 Hasil *stacking* sinyal kroskorelasi periode 5s (a) Hasil *stacking* sinyal kroskorelasi antara stasiun SBJI dan JCJI (b) antara stasiun SBJI dan CMJI. (c) antara stasiun NGJI dan JCJI



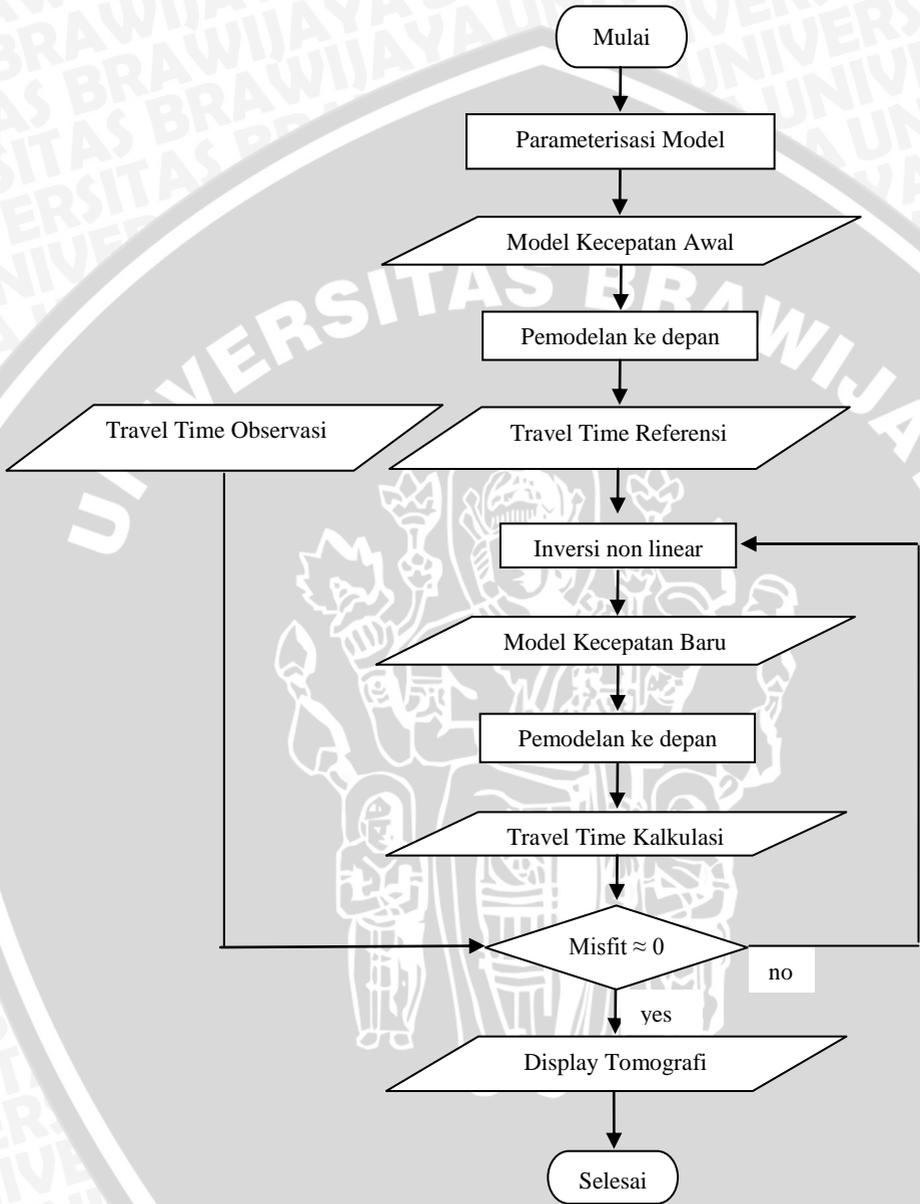
Gambar 3.5. Hasil stacking sinyal kroskorelasi antara stasiun CMJI dan BLJI (a) periode 5s dan (b) periode 20s.

3.3.2 Penentuan *Travel Time* Estimasi Gelombang Rayleigh

Untuk mengidentifikasi dan menghilangkan pengukuran yang kurang bagus 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. SNR dihitung dengan cara menghitung amplitudo maksimum grupgelombang Rayleigh dibagi dengan nilai *root mean square* (RMS) sinyal.

3.3.3 Program Tomografi 2 dimensi

Program yang digunakan adalah program *fmst v1.1* yang dikembangkan oleh Nick Rawlinson (2008) berupa seperangkat script *fortran 90*. Berikut adalah diagram alir program *fmst v1.1*.



Gambar 3.6 Diagram alir program tomografi 2 dimensi *fmst v1.1*

Program fmst v1.1 terdiri dari 8 script fortran 90 yang harus di *compile* terlebih dahulu baru kemudian dijalankan untuk menghasilkan pencitraan tomografi daerah penelitian. Langkah kerja program dimulai dari parameterisasi model yaitu dengan mendefinisikan sebuah model sebagai referensi atau model awal dalam proses inversi non linear.

Data input yang diperlukan dalam program fmst v1.1. adalah :

- a. *sources.dat* : file ini berisi informasi tentang lokasi sumber berupa koordinat lintang dan bujur dalam derajat. Dalam tomografi *ambient noise* sejumlah stasiun yang berfungsi sebagai penerima juga sekaligus berfungsi sebagai sumber sehingga jumlah sumber dan penerima selalu sama. Berikut contoh format file *sources.dat*. Baris pertama merupakan jumlah sumber yang digunakan sedangkan baris kedua dan seterusnya adalah koordinat sumber dalam lintang dan bujur.

```
12
-6.111 106.132
-7.005 106.563
-7.309 107.130
```

- b. *receivers.dat* : file ini berisi tentang informasi lokasi stasiun penerima berupa koordinat lintang dan bujur dalam derajat. Format yang dimiliki sama dengan file *sources.dat*.
- c. *gridi.vtx*: file ini berisi tentang model kecepatan awal yang akan diproses secara iteratif dalam program fmst v1.1. Berikut adalah contoh format file *gridi.vtx*.

```
6 11
-4.00000000 105.00000000
1.00000000 1.00000000
3.00000000 0.30000000
3.00000000 0.30000000
```

Baris pertama merupakan jumlah pembagian grid model kecepatan pada daerah penelitian sepanjang arah lintang dan bujur. Baris kedua adalah koordinat titik awal pada

grid 2 dimensi dalam lintang dan bujur. Baris ketiga merupakan nilai spasi grid untuk lintang dan bujur dalam derajat sedangkan baris sesudahnya adalah nilai kecepatan awal beserta estimasi errornya dimulai dari titik awal hingga titik akhir grid.

- d. *otimes.dat*: file ini berisi tentang travel time observasi dari sumber ke penerima. Total data yang harus dimasukkan harus sama dengan hasil kali jumlah sumber (tercantum pada baris pertama file *sources.dat*) dan jumlah penerima (tercantum pada baris pertama file *receivers.dat*). Pada penelitian ini digunakan 12 sumber dan 12 penerima sehingga total ada 132 *traveltime*. Berikut adalah contoh format file *otimes.dat*.

```
1 87 3
1 114 3
0 0 3
1 260 3
0 56 3
```

Baris pertama terdapat 3 angka, angka pertama dapat tertulis 1 ataupun 0. 1 menandakan bahwa nilai travel time setelahnya digunakan dalam perhitungan sedangkan 0 menandakan bahwa nilai travel time setelahnya diabaikan. Nilai 0 bisa saja diberikan manakala terjadi kesulitan dalam menentukan waktu tiba gelombang yang akan di *pick* sehingga tinggal dimasukkan sebarang nilai dan diberi nilai 0 sebelumnya agar nilai tersebut tidak diperhitungkan oleh program. Pada penelitian ini dari 144 data travel time terdapat 12 travel time yang secara pasti diabaikan karena memiliki koordinat sumber dan penerima pada satu titik. Angka kedua merupakan nilai *travel time* dalam detik sedangkan angka ketiga adalah nilai error yang juga dalam detik.

Subprogram yang digunakan dalam program *fmst v1.1* adalah :

- a. *fm2dss* :Program ini melakukan pemodelan ke depan untuk menghasilkan nilai *travel time* prediksi.
- b. *grid2dss*:Program untuk membuat model 2 dimensi dalam format yang dibutuhkan oleh *fm2dss*. Program ini juga dapat digunakan untuk membuat model tes papan catur ataupun model test lainnya serta model kecepatan awal untuk inversi tomografi.
- c. *residuals* : Berfungsi menghitung residual *travel time* (*RMS dan varians*) berkaitan model yang diberikan.
- d. *resplots* : Berfungsi mengkonversi nilai *travel time* yang dihasilkan oleh proses inversi tomografi sehingga sesuai dengan format yang dibutuhkan oleh *Generic Mapping Tool* (GMT) untuk menampilkannya sebagai histogram frekuensi data fit dari model awal dan akhir.
- e. *subinvss* :Berfungsi untuk melakukan pemodelan inversidengan menjadikan permasalahan yang tidak linear menjadi linear sehingga mudah diselesaikan. Program ini bekerja secara iterative bersama dengan program *fm2dss*.
- f. *tslicess* : Berfungsi mengkonversi output yang dihasilkan oleh software tomografi sehingga sesuai dengan format yang butuh GMT untuk menampilkannya dalam bentuk peta kontur.
- g. *synthtss* : Berfungsi untuk membuat *travel time* sintesis dalam rangka menguji resolusi gambar tomografi yang akan dihasilkan berdasarkan jejak gelombang yang berhasil di lakukan *pickingtravel time*-nya.

Setelah semua data input disiapkan dan program yang berbasis fortran 90 telah di *compile*, maka langkah berikutnya adalah menjalankan program secara keseluruhan menggunakan perintah yang tersimpan pada file *ttomoss*. Script *ttomoss* memiliki algoritma

sebagaimana tertampil pada gambar 3.5 diatas dan dijalankan dengan menggunakan *korn shell script* (ksh) yang bekerja pada Sistem Operasi Linux Ubuntu 12. 04.1 LTS .

3.3.4 Uji Resolusi Tomografi

Sebelum dilakukan pemodelan Gelombang Rayleigh pada daerah penelitian menggunakan data observasi yang ada, terlebih dahulu diterapkan uji resolusi yang berfungsi untuk melihat seberapa bagus geometri sebaran sumber virtual dan penerima terhadap kondisi bawah permukaan yang akan dipetakan. Hal ini dapat dilakukan dengan membuat data kecepatan gelombang sintesis, menambahkan noise Gaussian, lalu menerapkan tomografi terhadap data sintesis.

Pada penelitian ini diterapkan uji resolusi dengan membuat model papan catur sebagai model awalnya. Data sintesis dibuat berdasarkan model awal yang diberikan . Resolusi yang dihasilkan dalam proses uji resolusi adalah sebesar $2l$ dimana l adalah jarak antar titik grid (Barmin et al, 2001).

3.3.5 Pemodelan Gelombang Rayleigh

Setelah diperoleh data waktu *travel time* gelombang dari waktu tunda pada hasil kroskorelasi tiap pasangan stasiun, maka dilakukan proses pemodelan untuk mengetahui sebaran variasi kecepatan gelombang Rayleigh.

Langkah pertama adalah melakukan parameterisasi model yang dilakukan dengan cara meng edit file *grid2dss.in* sebagai input program *grid2dss*. Program ini berfungsi untuk membuat model kecepatan awal yang akan digunakan dalam proses iterasi. Model kecepatan awal yang diberikan berupa model kecepatan homogen dimana daerah penelitian dibagi atas grid sebesar 8 grid dalam arah bujur dan 16 grid dalam arah lintang untuk periode 5s serta 6 grid dalam arah bujur, 11 grid dalam arah lintang untuk periode 20s. Nilai kecepatan awal yang diberikan sebesar 3 km/s yang merupakan nilai pendekatan dari nilai rata-rata kecepatan hasil perhitungan *travel time* observasi. Keluaran dari program *grid2dss* adalah file *grid2d.vtx* yang merupakan nilai kecepatan awal yang selanjutnya di copy paste pada file *gridi.vtx*.

Langkah kedua adalah menentukan jumlah iterasi yang akan dilakukan dengan memasukkan angka jumlah iterasi pada file *ttomoss.in*. Jumlah iterasi bisa beragam tergantung pada tingkat konvergensi data yang dianalisis. Dalam penelitian dipilih jumlah iterasi sebanyak 10 kali. *Travel time* observasi dari pembacaan sinyal hasil krosskorelasi antar stasiun disimpan dalam file *otimes.dat*. Jumlah data harus sama dengan hasil kali jumlah sumber dan penerima. Dalam penelitian tomografi *ambient noise* jumlah sumber sama dengan jumlah penerima karena pada dasarnya setiap stasiun selain berfungsi sebagai penerima juga berfungsi sumber *artifisial*. Jumlah stasiun yang digunakan sebanyak 12 stasiun sehingga file *otimes.dat* memuat $12 \times 12 = 144$ data. Stasiun yang berpasangan dengan dirinya sendiri diberi awalan 0 begitu juga pasangan stasiun yang memiliki memiliki sinyal dengan nilai SNR dibawah 4 sebagaimana dijelaskan pada bab 3.3.2.

Proses pemodelan dilakukan dengan menjalankan script *ttomoss* yang merupakan *script* linux berbasis *korn shell script* yang bekerja pada sistem operasi linux ubuntu LTS 12.0.4. *Script* tersebut melakukan eksekusi program *fm2dss* untuk pemodelan ke depan dan *subinvss* untuk proses inversi secara iteratif hingga diperoleh model kecepatan dengan nilai *travel time* yang paling sesuai dengan *travel time* observasi.

Tujuan dari langkah-langkah tomografi pada penelitian ini adalah untuk mengestimasi kecepatan penjalaran gelombang Rayleigh pada frekuensi yang berbeda sepanjang kerak pulau jawa. Pengukuran *travel time* dilakukan pada semua jejak gelombang pada pasangan stasiun dan digunakan metode inversi non linear secara iteratif dengan membuat model kecepatan homogen sebagai kecepatan awalnya. Nilai *travel time* dihitung ulang berdasarkan model pada tiap iterasi sampai diperoleh perbedaan antara *travel time* kalkulasi dan *travel time* observasi menjadi kecil.

3.3.6 Interpretasi Data

Data observasi yang berupa data hasil pembacaan *travel time* empiris gelombang Rayleigh dijadikan sebagai input dalam program *fmst.v1.1* (Nick Rawlinson, 2008). Untuk selanjutnya dilakukan pemodelan forward dan invers secara iteratif sehingga menghasilkan model kecepatan gelombang Rayleigh yang paling sesuai dengan data observasi. Proses iterasi atau perhitungan secara berulang akan menghasilkan sebuah model kecepatan gelombang Rayleigh dengan *travel time* model yang diharapkan sesuai dengan *travel time* observasi. Tingkat kesesuaian tersebut ditampilkan sebagai residu *travel time* dalam bentuk histogram yang menggambarkan selisih antara *travel time* model dan *travel time* observasi. Model kecepatan yang didapat dikonturkan dengan *software Generic Mapping Tool (GMT)* yang kemudian diinterpretasi dengan pembandingan peta geologi regional Pulau Jawa.



UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



BAB IV

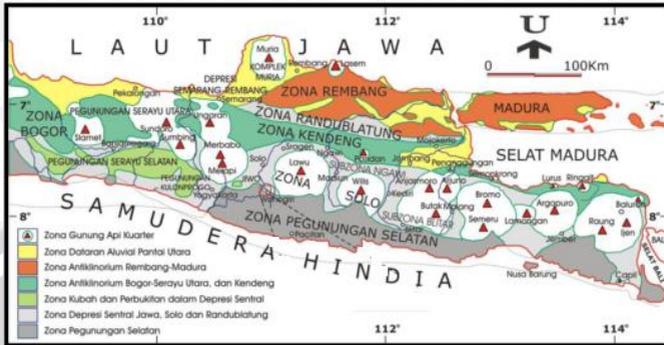
HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1. Kondisi Fisiografi Pulau Jawa

Pulau Jawa merupakan pulau terbesar ketiga belas di dunia dan terbesar kelima di Indonesia. Pulau ini sebagian besar terbentuk dari aktivitas vulkanik dimana jajaran gunung api membentang dari arah timur hingga ke barat. Fisiografi pulau Jawa dibagi menjadi 3 bagian yaitu Jawa Timur, Jawa Tengah dan Jawa Barat. Setiap bagian terdiri dari zona – zona yang dominan pada setiap daerah.

Jawa Timur dan Madura terbagi atas beberapa zona diantaranya Zona Solo, Zona Rembang dan Zona Randublatung. Zona Solo terbagi atas beberapa subzona diantaranya Subzone Blitar, Subzona Solo bagian tengah dan Subzona Ngawi. Subzona Solo bagian tengah dibentuk oleh deretan gunungapi kuarter dan dataran antar gunung api. Diantara gunung api - gunung api tersebut adalah Gunung Lawu, Gunung Wilis, Gunung Kelud, Pegunungan Tengger dan Gunung Ijen di ujung timur pulau Jawa. Sedangkan dataran gunung apinya adalah dataran madiun, dataran ponorogo dan dataran kediri. Dataran gunung api ini pada umumnya terbentuk oleh endapan lahar.

Jawa Tengah terbagi atas beberapa zona pula diantaranya adalah Gunung api kuarter, Depresi Jawa Tengah, Pegunungan Serayu Selatan dan Pegunungan Selatan Jawa. Gunung api kuarter di Jawa Tengah anatar lain Gunung Slamet, Gunung Dieng, Gunung Sundoro, Gunung Sumbing, Gunung Ungaran, G. Merapi, G. Merbabu dan G. Muria. Zona depresi jawa tengah menempati bagian tengah hingga selatan Pegunungan serayu selatan terletak diantara zona depresi Jawa tengah yang membentuk kubah dan pegunungan sedangkan pegunungan selatan jawa memanjang disepanjang pantai selatan jawa membentuk morfologi pantai yang terjal namun zona ini terputus oleh depresi jawa tengah. Gambar 4.2 menunjukkan geologi regional Pulau Jawa bagian tengah dan timur yang terbagi atas beberapa zona.



Gambar 4.1 Fisografi bagian timur dan tengah Pulau Jawa (Van Bemmelen, 1949)

Secara fisiografis Jawa Barat menurut van Bemmelen (1949) terbagi atas 4 zona yaitu Dataran Pantai Jakarta, Zona Bogor, Zona Bandung dan Zona Pegunungan Selatan Jawa Barat. Zona Bandung merupakan daerah gunung api, zona ini merupakan suatu depresi jika dibanding dengan zona Bogor dan Zona Pegunungan Selatan yang mengapitnya yang terlipat pada zaman tersier. Zona bandung sebagian besar terisi oleh endapan vulkanik muda produk dari gunung api sekitarnya. Zona pegunungan selatan terbentang mulai dari Pelabuhanratu sampai Nusakambangan



Gambar 4.2 Fisografi Pulau Jawa bagian barat (Van Bemmelen, 1949)

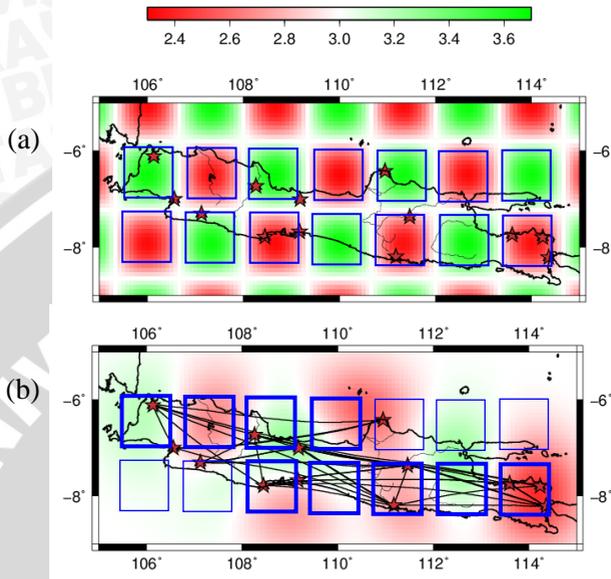
4.2 Hasil Uji Resolusi Tomografi

Uji resolusi tomografidilakukan 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 time* 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 papan catur semula, sedangkan daerah dengan jumlah jejak gelombang rendah akan menghasilkan efek polesan. Tingkat pemulihan model papan catur pada hasil inversi sangat tergantung dari geometri sumber-penerima serta jumlah jejak gelombang yang melingkupinya. Jarangnya jumlah jejak gelombang dari sumber ke penerima akan berakibat pada model hasil inversi tidak pulih seperti keadaan semula, sehinggaresolusi yang dihasilkan kecil.

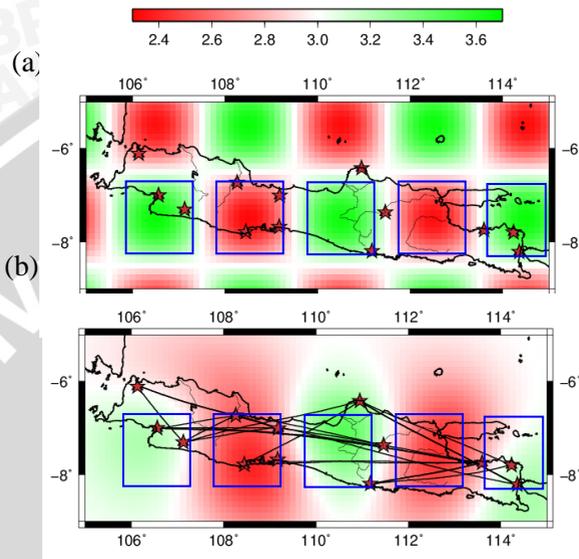
Pada penelitian ini dibuat model papan catur dengan ukuran sel 150 km x 150 km untuk periode 5s dan ukuran 222 km x 222 km untuk periode 20s sebagaimana tampak pada gambar 4.3.a dan 4.4 a. Gambar 4.3 b adalah hasil pemulihan model untuk periode 5s dengan jumlah jejak gelombang 36 jejak dimana daerah dengan resolusi yang dapat diterima dengan baik ditandai dengan kotak biru tebal. Gambar 4.4.b adalah hasil pemulihan model untuk periode 20s dengan jumlah jejak gelombang 22 jejak dengan daerah yang mempunyai resolusi cukup baik di tandai dengan kotak warna biru.

Hasil pemulihan model menunjukkan model akhir pada periode 5s memiliki model yang serupa dengan model awalnya pada hampir diseluruh wilayah Pulau Jawa kecuali pada daerah Jawa Timur bagian utara dan sedikit wilayah Jawa Barat bagian selatan karena kurang rapatnya jaringan sumber dan penerima di daerah tersebut.



Gambar 4.3 Hasil uji resolusi tomografi periode 5s a). Model kecepatan awal papan catur. b) Hasil pemulihan model priode 5s serta jejak gelombangnya.

Periode 20s menggunakan ukuran sel yang lebih besar karena sebaran sumber dan penerima lebih jarang sehingga resolusi yang diperoleh lebih kecil. Hasil pemulihan modelnya juga menunjukkan nilai resolusi yang dapat diterima dengan baik hampir diseluruh Pulau Jawa kecuali di Jawa Barat bagian utara.



Gambar 4.4 Hasil uji resolusi tomografi periode 20s a). Model kecepatan awal papan catur. b) Hasil pemulihan model priode 20s serta jejak gelombangnya.

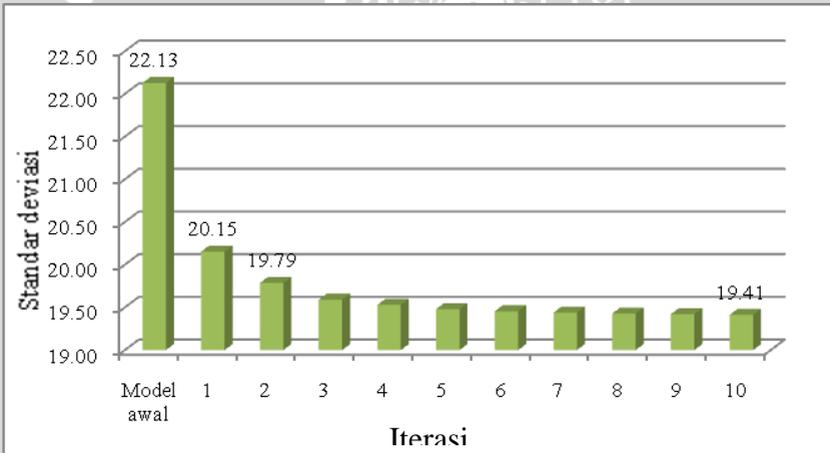
4.3. Peta Kecepatan Grup Gelombang Rayleigh

Tomografi gelombang Rayleigh menggunakan *ambient noise* dilakukan dalam dua periode sinyal yaitu periode 5s dan 20s dengan cara menerapkan filter Gaussian dengan pusat frekuensi ke-2 periode tersebut. Untuk periode 5s dan 20s berhasil dilakukan pembacaan waktu tiba sebanyak masing-masing 36 dan 22 jejak gelombang.

Gelombang Rayleigh bersifat dispersif atau gelombang dengan frekuensi yang berbeda menjalar dengan kecepatan yang berbeda pula. Gelombang Rayleigh dengan periode yang lebih panjang akan tiba lebih awal dan mampu melakukan penetrasi lebih dalam pada tubuh bumi dibandingkan dengan yang berperiode lebih kecil. Oleh karenanya Gelombang Rayleigh dengan periode panjang lebih sensitif terhadap struktur bumi yang lebih dalam begitu pula sebaliknya.

4.3.1 Periode 5 s

Proses pemodelan kecepatan gelombang Rayleigh menggunakan tomografi *ambient noise* dilakukan dengan membuat model kecepatan homogen dengan kecepatan sebesar 3 km/s sebagai model awalnya. Pemodelan secara forward dan invers dilakukan secara berulang hingga diperoleh data *travel time* hasil perhitungan berdasarkan model terbaru yang paling sesuai dengan data *travel time* observasi. Histogram berikut menggambarkan nilai standar deviasi data *travel time* residu yaitu selisih antara *travel time* perhitungan dan observasi dimana pada model awal diperoleh nilai standar deviasi sebesar 22.13 detik kemudian menurun seiring bertambahnya iterasi pemodelan. Iterasi dihentikan manakala nilai standar deviasi tidak lagi menunjukkan penurunan nilai yang signifikan yaitu pada iterasi ke 10.

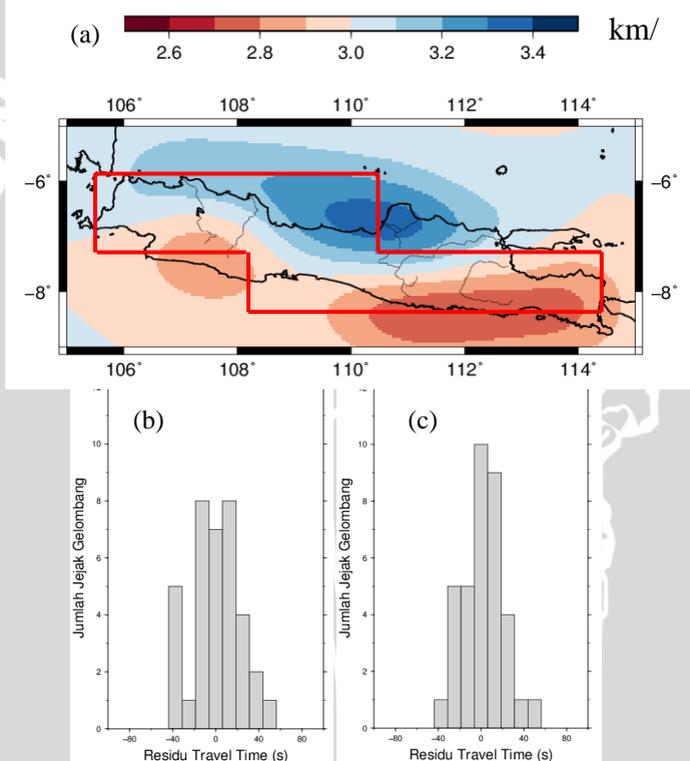


Gambar 4.5. Histogram standar deviasi proses iterasi periode 5s.

Peta kecepatan gelombang Rayleigh pada periode 5s sensitif terhadap kerak bumi bagian 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 4.6 a) berasosiasi dengan barisan gunung api kuarter dan dataran antar gunung api berumur kuarter yang mendominasi sebagian besar wilayah Jawa timur (gambar 4.1). 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.

Hasil penelitian (Widiantoro, S, 2008) juga menunjukkan posisi gunungapi aktif berkorelasi dengan lokasi anomali kecepatan negatif. Gunung api kuartar yang mendominasi wilayah Pulau Jawa tersusun atas batuan vulkanik kuartar yang mempunyai sifat lepas, urai, belum terkompaksi dengan baik. Kondisi tersebut yang menyebabkan rendahnya kecepatan gelombang seismik yang melewatinya.



Gambar 4.6. (a).Peta kecepatan grup gelombang Rayleigh periode 5s. (b). Histogram *travel time* residu untuk model awal tomografi. (c) Histogram *travel time* residu untuk model akhir tomografi.

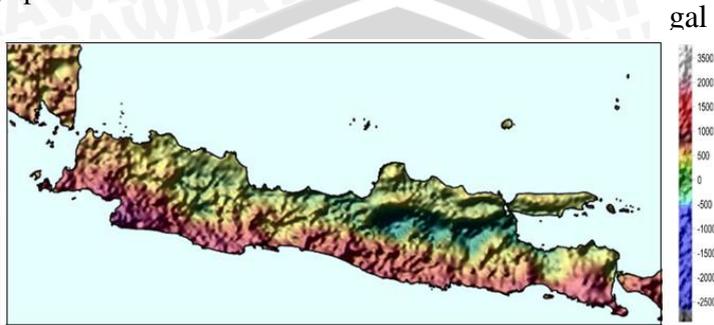
Wilayah Jawa Tengah secara umum masih berada dalam daerah dimana resolusi peta dapat diterima dg baik. Daerah tersebut memiliki nilai kecepatan Gelombang Rayleigh yang relative rendah di bagian selatan serta meningkat ke arah utara. Sulit untuk menjelaskan kaitan antara variasi nilai kecepatan gelombang 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 kuarter 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 seletak dengan zona bogor yang terbentuk dari batuan sedimen laut dalam dengan umur yang lebih tua yaitu pada zaman Pliosen-Plistosen.

Perbandingan dengan peta anomali gaya berat dapat di lihat pada gambar 4.7. Hasil-hasil penelitian gravitasi yang telah dilakukan dari pesisir Selatan sampai pantai Utara Pulau Jawa yaitu adanya nilai anomali Bouguer positif yang besar di sepanjang pantai Selatan Jawa yang dapat ditafsirkan sebagai struktur sejenis sembul yang menunjukkan suatu kenaikan terus menerus dan anomali negatif di tengah-tengah Jawa bagian tengah dan timur yang dapat ditafsirkan sebagai penurunan sisa lempeng lautan yang membentuk suatu cekungan geosinklin yang terisi sedimen (Indrayana, 2008).

Meningkatnya densitas batuan selalu diiringi dengan semakin besarnya rigiditas ataupun kompresibilitasnya sehingga kecepatan gelombang seimik pun akan meningkat. Anomali bouguer positif di sepanjang pantai selatan jawa tidak dapat tergambar dengan baik pada peta kecepatan grup gelombang Rayleigh periode 5 s karena disamping ukuran struktur yang lebih kecil dari nilai resolusi yang mampu digambarkan oleh peta yaitu 150 km^2 , letak anomali tersebut berada pada batas dimana resolusi dapat diterima dengan baik. Anomali negatif pada bagian tengah jawa timur membujur arah timur – barat juga

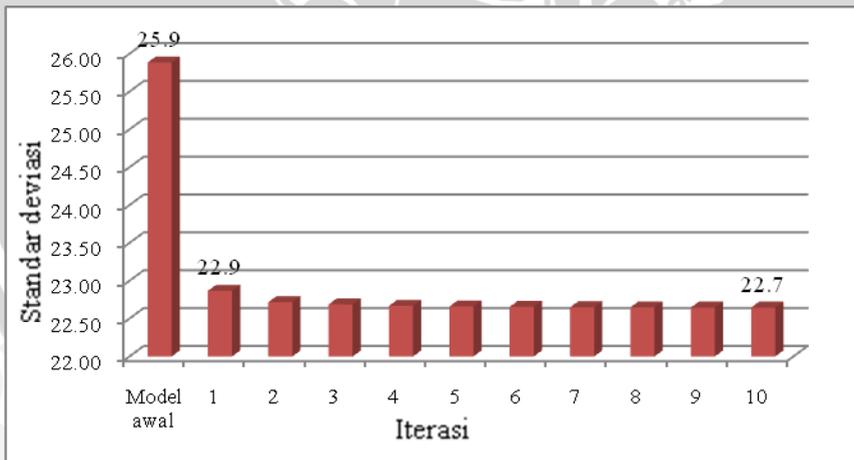
bersesuaian dengan anomali rendah kecepatan grup gelombang Rayleigh periode 5s.



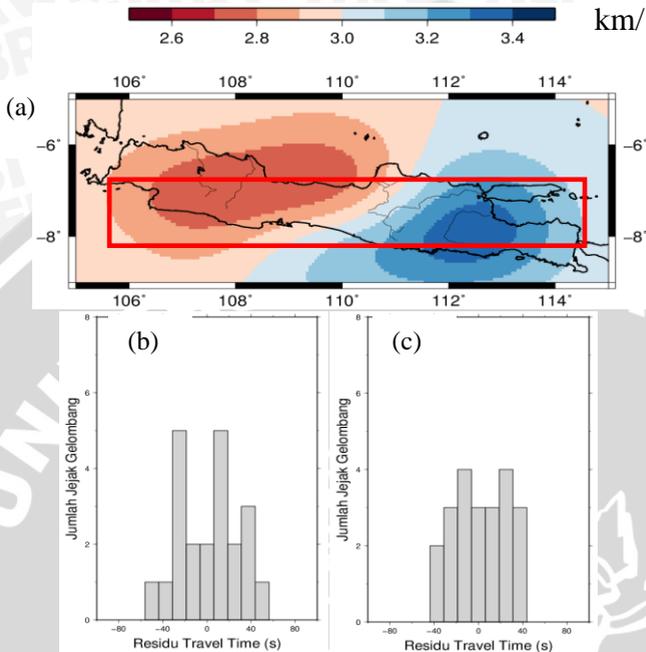
Gambar 4.7. Peta anomali gaya berat Pulau Jawa (Sumber: badan Geologi, ESDM 2010)

4.3.2 Periode 20 s

Peta kecepatan gelombang Rayleigh pada periode 20s sensitif terhadap struktur bawah permukaan bumi hingga kedalaman 30km (Nicolson, 2012). *Data travel time* yang berhasil di pick lebih sedikit dibandingkan dengan periode 5s sehingga resolusi peta kontur yang dihasilkan lebih rendah. Hal ini senada dengan nilai standar deviasi dari travel time yang dihasilkan relatif lebih besar.



Gambar 4.8. Histogram standar deviasi proses iterasi pada periode 20s.

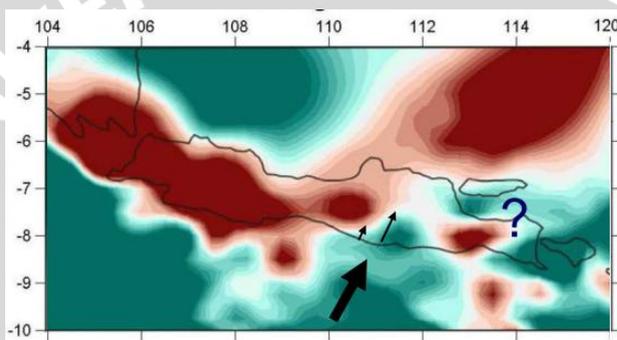


Gambar 4.9. (a).Peta kecepatan grup Gelombng Rayleigh periode 20s. (b). Histogram *travel time* residual untuk model awal tomografi. (c) Histogram *travel time* residual untuk model akhir tomografi.

Berdasarkan kontur yang dihasilkan terlihat 2 buah anomali yaitu anomali positif dan anomali negatif. Anomali positif terletak pada daerah Jawa Timur dengan rentang nilai kecepatan grup gelombang Rayleigh antara 3.1 – 3.4 km/s. Keberadaan anomali tersebut berkebalikan dengan anomali pada periode 5s dimana wilayah Jawa Timur didominasi oleh anomali negatif yang berasosiasi dengan sebaran gunung api kuarter serta dataran antar gunung apinya yang juga berumur kuarter.

Anomali negatif terletak pada sebagian besar Jawa Tengah dan Jawa Barat dengan nilai berkisar antara 2.7 – 3.0 km/s. Sebaran anomali yang bernilai negatif di bagian barat Pulau Jawa dan positif di bagian timur Pulau Jawa mengindikasikan bahwa kerak bumi pada Pulau Jawa

bagian timur lebih kompak seiring bertambahnya kedalaman daripada bagian barat. Kedalaman lapisan moho lebih dalam pada kerak bumi Pulau Jawa bagian barat lalu mendangkal ke arah timur. Gambar 4.10 menggambarkan hasil penelitian Widiatoro S, (2008) yang memetakan kecepatan gelombang S di kerak bumi Pulau Jawa. Warna coklat menggambarkan anomali negatif sedangkan warna hijau tua menggambarkan anomali positif. Pada hasil penelitian tersebut secara umum juga terlihat anomali negatif kecepatan gelombang S mendominasi wilayah Pulau Jawa bagian barat sedangkan bagian timur memiliki nilai kecepatan yang lebih tinggi.



Gambar 4.10. Variasi kecepatan gelombang S di kerak bumi. Sumber: Widiatoro, S.(2008).

Anomali rendah yang terdapat di Pulau Jawa bagian barat diakibatkan daerah tersebut memiliki aktivitas tektonik yang lebih kompleks dibandingkan dengan wilayah Pulau Jawa bagian timur. Indonesia bagian barat berada pada pertemuan dua lempeng utama dunia yang aktif yaitu Lempeng Samudra Indo-Australia yang menunjam di bawah Lempeng Benua Eurasia. Konsekuensi pertemuan ke-2 jenis lempeng berbeda ini menyebabkan terbentuknya suatu busur kepulauan yang memiliki karakteristik adanya palung samudra, busur non gunung api yang tersusun atas prisma akresi, busur gunung api dan cekungan busur belakang (Hamilton, 1979). Beberapa publikasi menyebutkan bahwa selat sunda berada pada kombinasi tektonik tersebut dengan zona penunjaman yang memanjang dari ujung utara Pulau Sumatra membelok di Selat Sunda, memisahkan antara dua

sistem penunjaman yang berbeda, yaitu sistem penunjaman miring (*oblique*) di perairan barat Sumatera dan sistem penunjaman tegak di perairan selatan Jawa (Harjono, 1991). Kondisitektonik demikian ditandai dengan aktivitas kegempaan yang intensif dan merusak dengan magnitude dapat mencapai lebih dari skala 6.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1. Kesimpulan

Kesimpulan dari penelitian ini adalah:

1. Konsep interferometri seismik dapat diterapkan dengan baik di Pulau Jawa namun resolusi yang dihasilkan masih kecil karena jejak gelombang yang tersedia sedikit .
2. Hasil pemodelan kecepatan gelombang Rayleigh di Pulau menggunakan tomografi *ambient noise* untuk periode 5s menghasilkan sebaran zona kecepatan rendah bersesuaian dengan sebaran gunung api kuarter dan dataran antar gunung api berumur kuarter di Pulau Jawa.
3. Hasil pemodelan kecepatan grup gelombang Rayleigh menggunakan tomografi *ambient noise* untuk periode 12s menunjukkan 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.

5.1. Saran

Saran padapenelitian ini adalah :

1. Diperlukan data *waveform* dari stasiun yang lebih banyak agar jejak gelombang antar pasangan stasiun lebih rapat sehingga menghasilkan model kecepatan gelombang Rayleigh dengan tingkat resolusi yang lebih tinggi.

2. Proses kroskorelasi antar stasiun dilakukan secara simultan sehingga diperlukan sinyal *continuous* dengan *gap* atau *lost record* yang minimum dan durasi yang panjang agar diperoleh sinyal hasil stacking dengan SNR yang tinggi sehingga mempermudah proses picking.
3. Perlu dilakukan pencitraan tomografi 3 dimensi untuk mengetahui gambaran secara lebih detail kondisi bawah permukaan bumi di Pulau Jawa.



DAFTAR PUSTAKA

- Afnimar.2009. Seismologi. Bandung. Penerbit ITB.
- 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.
- Bemmelen, R.W. Van. 1949, The Geology Indonesia. Tha Hague Martinus.
- Bensen, G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M. dan Yang Y. 2007a. **Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad band surface wave dispersion measurements** Geophysics Jornal International.
- Cho, K.H., Hermann, R.B., Ammon, C.J. dan Lee, K., 2006. **Imaging the crust of Korean Peninsula by surface wave tomography**, Bull. Seism. Soc. Am., in press.
- Daniel A. 2011. **Geologi dan Studi Lingkungan Pengendapan satuan batupasir Formasi Semilir daerah Patuk, Kecamatan Patuk, kabupaten gunung Kidul, provinsi D.I Yogyakarta** Universitas Pembangunan Nasional Veteran Yogyakarta.
- Hamilton, W., 1979.**Tectonic of the Indonesia Region** U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1078, 345 h.
- Handayani L. 2004. **Seismic Tomography Constraints on Reconstructing The Philippine Sea Plate and Margin**. Graduate Studies of Texas A&M University.
- Harjono, H., Diament, M., Dubois, J., Larue, M., dan Zen, M.T., 1991. **Seismicity of the Sunda Strait: Evidence for Crustal Extention and Volcanical Implications**. *Tectonics*, 10 (1), h.17-30.

- Hasan M. A dan Nurwidiyanto M.I., 2008. **Estimasi Penyebaran Sedimen Cekungan Jawa Timur Dengan Metode Gravity** Universitas Diponegoro Semarang.
- Indriana, Rina D., (2008), **Analisis Sudut Kemiringan Lempeng Subduksi di Selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur Berdasarkan Anomali Gravitasi dan Implikasi Tektonik Vulkanik.**, Berkala Fisika, vol 11, no.3, hal. 89-96.
- Lin F., Ritzwoller M.H. dan Shapiro N.M. . 2006. **Is Ambient Noise Tomography Across Ocean Basins Possible?** Geophysics Research Letters, Vol 33
- Lin, F.-C., Ritzwoller, M.H., Townend, J., Savage, M. & Bannister, S., 2007b. **Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand**, Geophys.J. Int., in press 10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x.
- Lowrie, Wiliam, (2007), **Fundamentals of Geophysics**, Second edition Cambridge University Press.
- Munadi, S. 1992. **Mengenal Tomografi Seismik.**
LPL, No.3/1992, p.239-248. Lemigas, Indonesia.
- 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.
- Nolet (Ed), Guust. 1987. **Seismic Tomography with Application in Global Seismology and Exploration Geophysics.** D. reidel Publishing Company : Dordrecht – holland
- Rawlinson, N. 2008. **Fast Marching Surface Tomography Package Instruction** Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra.
- Ritzwoller M.H., Yang, Y., Pasyanos, M. dan Zheng, S. 2008a. **Short Period Surface Wave Dispersion From Ambient Noise Tomography in Western China** University of Colorado at Boulder.

- Rohadi, S., Widyantoro, S., Nugraha, A.D., Masturyono 2012. **Relokasi Hiposenter Gempa Di Jawa Tengah Menggunakan Inversi Tomografi Double-Difference Simultan Dan Data Dari Katalog Meramex.** JTM Vol. XVIII No.2/2012
- Saygin E., Kennet B. 2008. **Ambient Seismic Noise Tomography of Australian Continent** Research School of Earth Science, The Australian National University.
- Shearer P.M. 2009. **Introduction to Seismology.** Cambridge University Press
- Sholihin, A., Bagus, J.S., 2007. **Analisis disperse gelombang Rayleigh struktur geologi bawah permukaan studi kasus : daerah pasir putih dalegan gresik ,** FMIPA ITS Surabaya.
- Stehly, L., Cupillard, P., Romanowicz, B. 2011. **Toward improving ambient noise tomography using simultaneously curvelet denoising filters and SEM simulations of seismic ambient noise.** Internal geophysics (Physics of Earth's interior).
- Stewart, R.R.. 1987. **Tomographic inversion via the conjugate gradient method.** *Geophysics*, 52, 179-185.
- Susilawati, I. 2009. **Teknik Pengolahan Isyarat Digital.** Universitas mercubuana Yogyakarta.
- Widyantoro, S. 2008. **Seismisitas dan Model Zona Subduksi di Indonesia Resolusi Tinggi.** Seminar dan pameran HAKI
- Wapenaar, K., 2003. **Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response.** *Geophysics* 68 (5), 1756-1759
- Wapenaar, K., 2004. **Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary homogeneous medium by crosscorlation.** *Physics Review E* 69, 046610.

Yang Y., Ritzwoller M.H., Lin F.C., Moschetti M.P., 2008b. **Structure of the crust and uppermost mantle beneath the western United States revealed by ambient noise and earthquake tomography.** *Journal of Geophysical Research.*

Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L. & Shapiro, N.M., 2007c. **Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe,** *Geophys. J. Int.*, 168, 259–274.

Yao, H., van der Hilst, R.D. & de Hoop, M.V., 2006. **Surface-wave tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I.—Phase velocity maps,** *Geophys. J. Int.*, 166, 732–744, doi:

<http://jsbudiman.wordpress.com> diakses tgl 26 Oktober 2013 pukul 07.33 WIB.

http://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_interferometry diakses tgl 20 Oktober 2013 pukul 20.16 WIB.



Lampiran 1

Tabel L.1.1 Standar deviasi pada proses iterasi periode 5s

Iterasi	RMS (s)	Stadev (s)
Model awal	21.82	22.13
1	19.87	20.15
2	19.51	19.79
3	19.32	19.59
4	19.26	19.53
5	19.21	19.48
6	19.18	19.45
7	19.17	19.44
8	19.16	19.43
9	19.15	19.42
10	19.14	19.41

Tabel L.1.2 Standar deviasi pada proses iterasi periode 20s

Iterasi	RMS (s)	Stadev (s)
Model awal	25.36	25.88
1	22.41	22.87
2	22.26	22.72
3	22.23	22.69
4	22.21	22.67
5	22.20	22.66
6	22.20	22.66
7	22.19	22.65
8	22.19	22.65
9	22.19	22.64
10	22.19	22.65

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



Lampiran 2

Tabel L.2.1 Pasangan kroskorelasi antar stasiun

No	Pasangan Stasiun		Jumlah Krosskorelasi (bulan)
1	SBJI	SKJI	7.1
2	SBJI	CNJI	7.6
3	SBJI	CMJI	5.5
4	SBJI	PCJI	1.9
5	SBJI	BYJI	2.8
6	SBJI	BLJI	4.3
7	SBJI	UWJI	4.4
8	SBJI	NGJI	5.8
9	SBJI	CTJI	2.6
10	SBJI	JCJI	3.1
11	SBJI	ABJI	5.8
12	SKJI	SBJI	7.1
13	SKJI	CNJI	7.2
14	SKJI	CMJI	5.1
15	SKJI	PCJI	1.9
16	SKJI	BYJI	2.8
17	SKJI	BLJI	3.1
18	SKJI	UWJI	4.4
19	SKJI	NGJI	5.6
20	SKJI	CTJI	2.1
21	SKJI	JCJI	2.1
22	SKJI	ABJI	5.0
23	CNJI	SBJI	7.6
24	CNJI	SKJI	7.2
25	CNJI	CMJI	7.1

No	Pasangan Stasiun		Jumlah Krosskorelasi (bulan)
26	CNJI	PCJI	2.0
27	CNJI	BYJI	2.8
28	CNJI	BLJI	5.2
29	CNJI	UWJI	4.4
30	CNJI	NGJI	6.8
31	CNJI	CTJI	3.0
32	CNJI	JCJI	3.4
33	CNJI	ABJI	6.5
34	CMJI	SBJI	5.5
35	CMJI	SKJI	5.1
36	CMJI	CNJI	7.1
37	CMJI	PCJI	1.7
38	CMJI	BYJI	2.0
39	CMJI	BLJI	4.1
40	CMJI	UWJI	2.3
41	CMJI	NGJI	6.6
42	CMJI	CTJI	2.7
43	CMJI	JCJI	2.7
44	CMJI	ABJI	5.7
45	PCJI	SBJI	1.9
46	PCJI	SKJI	1.9
47	PCJI	CNJI	2.0
48	PCJI	CMJI	1.7
49	PCJI	BYJI	1.9
50	PCJI	BLJI	1.1

No	Pasangan Stasiun	Jumlah Krosskorelasi
----	------------------	----------------------

			(bulan)
51	PCJI	UWJI	2.1
52	PCJI	NGJI	1.9
53	PCJI	CTJI	0.3
54	PCJI	JCJI	2.0
55	PCJI	ABJI	1.9
56	BYJI	SBJI	2.8
57	BYJI	SKJI	2.8
58	BYJI	CNJI	2.8
59	BYJI	CMJI	2.0
60	BYJI	PCJI	1.9
61	BYJI	BLJI	1.5
62	BYJI	UWJI	2.8
63	BYJI	NGJI	2.5
64	BYJI	CTJI	0.5
65	BYJI	JCJI	0.3
66	BYJI	ABJI	2.8
67	BLJI	SBJI	4.3
68	BLJI	SKJI	3.1
69	BLJI	CNJI	5.2
70	BLJI	CMJI	4.1
71	BLJI	PCJI	1.1
72	BLJI	BYJI	1.5
73	BLJI	UWJI	2.3
74	BLJI	NGJI	4.7
75	BLJI	CTJI	1.6

No	Pasangan Stasiun	Jumlah Krosskorelasi (bulan)
----	------------------	---------------------------------

76	BLJI	JCJI	2.2
77	BLJI	ABJI	4.0
78	UWJI	SBJI	4.4
79	UWJI	SKJI	4.4
80	UWJI	CNJI	4.4
81	UWJI	CMJI	2.3
82	UWJI	PCJI	2.1
83	UWJI	BYJI	2.8
84	UWJI	BLJI	2.3
85	UWJI	NGJI	2.9
86	UWJI	CTJI	0.9
87	UWJI	JCJI	0.7
88	UWJI	ABJI	3.1
89	NGJI	SBJI	5.8
90	NGJI	SKJI	5.6
91	NGJI	CNJI	6.8
92	NGJI	CMJI	6.6
93	NGJI	PCJI	1.9
94	NGJI	BYJI	2.5
95	NGJI	BLJI	4.7
96	NGJI	UWJI	2.9
97	NGJI	CTJI	2.4
98	NGJI	JCJI	2.7
99	NGJI	ABJI	6.0
100	CTJI	SBJI	2.6

No	Pasangan Stasiun		Jumlah Krosskorelasi (bulan)
101	CTJI	SKJI	2.1
102	CTJI	CNJI	3.0
103	CTJI	CMJI	2.7
104	CTJI	PCJI	0.3
105	CTJI	BYJI	0.5
106	CTJI	BLJI	1.6
107	CTJI	UWJI	0.9
108	CTJI	NGJI	2.4
109	CTJI	JCJI	1.3
110	CTJI	ABJI	2.4
111	JCJI	SBJI	3.1
112	JCJI	SKJI	2.1
113	JCJI	CNJI	3.4
114	JCJI	CMJI	2.7
115	JCJI	PCJI	2.0
116	JCJI	BYJI	0.3
117	JCJI	BLJI	2.2
118	JCJI	UWJI	0.7
119	JCJI	NGJI	2.7
120	JCJI	CTJI	1.3
121	JCJI	ABJI	1.6
122	ABJI	SBJI	5.8
123	ABJI	SKJI	5.0
124	ABJI	CNJI	6.5
125	ABJI	CMJI	5.7

No	Pasangan Stasiun		Jumlah Krosskorelasi (bulan)
126	ABJI	PCJI	1.9
127	ABJI	BYJI	2.8
128	ABJI	BLJI	4.0
129	ABJI	UWJI	3.1
130	ABJI	NGJI	6.0
131	ABJI	CTJI	2.4
132	ABJI	JCJI	1.6



Lampiran 3

Tabel L.3.1 Nilai travel time observasi periode 5s

No	Kroskorelasi antar stasiun		Jarak (km)	Travel time (s)
1	NGJI	PCJI	97	37
2	BYJI	BLJI	98	32
3	BLJI	BYJI	98	48
4	CTJI	JCJI	106	28
5	SKJI	SBJI	110	39
6	JCJI	CMJI	118	52
7	JCJI	CNJI	140	37
8	PCJI	CTJI	228	102
9	CTJI	PCJI	228	107
10	CTJI	CNJI	229	107
11	CNJI	CTJI	229	94
12	SBJI	JCJI	245	86
13	CTJI	NGJI	254	72
14	PCJI	CMJI	303	122
15	CMJI	SBJI	316	104
16	BYJI	NGJI	332	117
17	NGJI	BYJI	332	146
18	CMJI	NGJI	335	123
19	NGJI	CMJI	335	100
20	PCJI	ABJI	339	129
21	BYJI	PCJI	349	171
22	NGJI	JCJI	359	107
23	JCJI	NGJI	359	106
24	CNJI	NGJI	477	125
25	NGJI	CNJI	477	148
26	SKJI	UWJI	488	158
27	UWJI	SKJI	488	173

28	SKJI	PCJI	525	219
29	SBJI	UWJI	532	145
30	ABJI	CTJI	563	196
31	CMJI	BLJI	566	209
32	BLJI	CMJI	566	169
33	BLJI	JCJI	598	165
34	SBJI	PCJI	602	184
35	CMJI	BYJI	651	186
36	SBJI	ABJI	912	271



Tabel L.3.2 Nilai travel time observasi periode 20s

No	Kroskorelasi antar stasiun		Jarak (km)	Travel time (s)
1	CNJI	SBJI	181	83
2	SKJI	JCJI	190	56
3	CTJI	CNJI	229	93
4	SBJI	JCJI	245	114
5	PCJI	BLJI	270	121
6	BLJI	PCJI	270	66
7	CTJI	SKJI	289	139
8	UWJI	CMJI	314	121
9	ABJI	PCJI	339	89
10	SBJI	CTJI	351	87
11	JCJI	NGJI	359	166
12	UWJI	ABJI	393	139
13	BYJI	UWJI	425	109
14	UWJI	BYJI	425	138
15	CNJI	UWJI	432	156
16	BLJI	CTJI	492	136
17	NGJI	SKJI	541	218
18	CMJI	BLJI	566	161
19	BLJI	CMJI	566	144
20	CTJI	BYJI	585	211
21	SKJI	BLJI	778	260
22	BLJI	SKJI	778	245

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



Lampiran 4

```
%Script matlab untuk pemrosesan sinyal ambient noise
clc
clear all
%-----
%Memanggil data waveform stasiun ABJI
load ABJI0101.txt
load ABJI0102.txt
load ABJI0103.txt
load ABJI0201.txt
load ABJI0202.txt
load ABJI0203.txt
load ABJI0301.txt
load ABJI0302.txt
load ABJI0303.txt
%-----
ABJI0101=ABJI0101;
ABJI0102=ABJI0102;
ABJI0103=ABJI0103;
ABJI0201=ABJI0201;
ABJI0202=ABJI0202;
ABJI0203=ABJI0203;
ABJI0301=ABJI0301;
ABJI0302=ABJI0302;
ABJI0303=ABJI0303;
%-----
%Pemrosesan sinyal Ambient Noise
%-----
%Menghilangkan Mean dan Trend
ABJI0101=detrend(ABJI0101);
ABJI0102=detrend(ABJI0102);
ABJI0103=detrend(ABJI0103);
ABJI0201=detrend(ABJI0201);
ABJI0202=detrend(ABJI0202);
ABJI0203=detrend(ABJI0203);
ABJI0301=detrend(ABJI0301);
ABJI0302=detrend(ABJI0302);
ABJI0303=detrend(ABJI0303);
```

```

%-----
%Normalisasi domain waktu metode one bit
%-----
ABJI0101=ABJI0101./abs(ABJI0101);
ABJI0102=ABJI0102./abs(ABJI0102);
ABJI0103=ABJI0103./abs(ABJI0103);
ABJI0201=ABJI0201./abs(ABJI0201);
ABJI0202=ABJI0202./abs(ABJI0202);
ABJI0203=ABJI0203./abs(ABJI0203);
ABJI0301=ABJI0301./abs(ABJI0301);
ABJI0302=ABJI0302./abs(ABJI0302);
ABJI0303=ABJI0303./abs(ABJI0303);
%-----
%Pemutihan frekuensi
%-----
ABJI0101=ifft(fft(ABJI0101)./abs(fft(ABJI0101)));
ABJI0102=ifft(fft(ABJI0102)./abs(fft(ABJI0102)));
ABJI0103=ifft(fft(ABJI0103)./abs(fft(ABJI0103)));
ABJI0201=ifft(fft(ABJI0201)./abs(fft(ABJI0201)));
ABJI0202=ifft(fft(ABJI0202)./abs(fft(ABJI0202)));
ABJI0203=ifft(fft(ABJI0203)./abs(fft(ABJI0203)));
ABJI0301=ifft(fft(ABJI0301)./abs(fft(ABJI0301)));
ABJI0302=ifft(fft(ABJI0302)./abs(fft(ABJI0302)));
ABJI0303=ifft(fft(ABJI0303)./abs(fft(ABJI0303)));
%-----
%Memotong sinyal dengan panjang 24 jam
%-----
r=86400;
AB11=ABJI0101(1:1*r);
AB12=ABJI0101(1*r+1:2*r);
AB13=ABJI0101(2*r+1:3*r);
AB14=ABJI0101(3*r+1:4*r);
AB15=ABJI0101(4*r+1:5*r);
%-----
%Kroskorelasi sinyal antar stasiun
R11=xcorr(AB11,BL11);
R12=xcorr(AB12,BL12);
R13=xcorr(AB13,BL13);
R14=xcorr(AB14,BL14);
R15=xcorr(AB15,BL15);
%-----
%Stacking sinyal

```

RJanuari=R11+R12+R13+R14+R15;

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

