

STRUKTUR KERAK BUMI DI JAWA TIMUR BERDASARKAN ANALISIS FUNGSI PENERIMA TELESEISMIK

CRUSTAL STRUCTURE IN EAST JAVA BASED ON RECEIVER FUNCTION ANALYSIS

Puji Ariyanto^{1*}, Maryam Sidiqa¹, Bayu Pranata², Bambang S. Prayitno²

¹Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Tangerang Selatan

²Pusat Gempa Bumi dan Tsunami, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jakarta

Received: 2021, October 26th

Accepted: 2021, November 15th

Keywords:

Crustal structure;

East Java;

Moho;

P and S wave velocity;

Receiver function.

Correspondent Email:

puji.ariyanto@stmkg.ac.id

How to cite this article:

Ariyanto, P., Maryam S., Bayu P., dan Bambang S.P. (2021). Struktur Kerak Bumi di Jawa Timur Berdasarkan Analisis Fungsi Penerima Teleseismik.

Abstrak. Jawa Timur merupakan salah satu wilayah Indonesia yang memiliki kondisi tektonik yang aktif. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui struktur kerak bumi di wilayah Jawa Timur meliputi: ketebalan kerak bumi, model kecepatan gelombang *P* dan *S*. Penelitian ini menggunakan analisis fungsi penerima dari gempa teleseismik dengan jarak episenter 30-90° dan magnitudo ≥ 6 yang terekam pada 6 stasiun seismik *broadband* milik Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) yang berada pada 3 zona geologi utama di Jawa Timur, yaitu: stasiun TBJI dan GRJI di Zona Rembang, Stasiun LUJI dan ABJI di Zona Kendeng, serta stasiun PWJI dan GEJI di Zona Pegunungan Selatan. Hasil penelitian menunjukkan ketebalan kerak pada Zona Rembang sekitar 25-28 km pada stasiun TBJI dan 23-27 km pada stasiun GRJI, dengan nilai kecepatan gelombang seismik yang relatif sedang. Pada Zona Cekungan Kendeng di bawah stasiun LUJI dan ABJI, ketebalan kerak lebih tipis yaitu 18-20 km, dengan model kecepatan gelombang seismik relatif rendah. Sedangkan pada Zona Pegunungan Selatan mempunyai ketebalan kerak lebih tebal yaitu 34-37 km di bawah stasiun PWJI dan 37-40 km di bawah stasiun GEJI, dengan kecepatan gelombang seismik lebih tinggi. Adanya penebalan dan penipisan kerak diperkirakan karena adanya efek isostasi.

Abstract. East Java is one of the regions in Indonesia that has active tectonics. This study aims to determine crustal structure in the East Java Region, including crustal thickness, the *P* and *S* wave velocity model. This study used receiver function analysis from teleseismic data with an epicenter distance of 30°-90° and magnitude ≥ 6 recorded by 6 broadband seismic stations owned by the Agency of Meteorology, Climatology, and Geophysics (BMKG). The stations are located in

Jurnal Geofisika Eksplorasi,
07(03), 202-225.

© 2021 JGE (Jurnal Geofisika
Eksplorasi). This article is an open-
access article distributed under the
terms and conditions of the Creative
Commons Attribution (CC BY NC)

three main geological zones in East Java, namely: TBJI and GRJI stations in Rembang Zone, LUJI and ABJI stations in the Kendeng Zone, and PWJI and GEJI stations in the Southern Mountains Zone. The results showed that the crustal thickness in the Rembang Zone was around 25-28 km at the TBJI station and 23-27 km at the GRJI station, with relatively moderate seismic wave velocity values. In the Kendeng Basin Zone below the LUJI and ABJI stations, the crustal thickness is 18-20 km thinner, with a relatively low seismic wave velocity model. Meanwhile, the Southern Mountain Zone has a thicker crust, 34-37 km below the PWJI station and 37-40 km below the GEJI station, with higher seismic wave velocities. The thickening and thinning of the crust are thought to be due to an isostatic effect.

1. PENDAHULUAN

Jawa Timur merupakan salah satu daerah di Indonesia yang memiliki kondisi tektonik yang aktif. Kondisi tersebut disebabkan oleh beberapa faktor, yang pertama adalah zona subduksi di Selatan Jawa Timur yang merupakan pertemuan antara Lempeng Samudra Australia yang menunjam ke bawah Lempeng Benua Eurasia dengan kecepatan pergerakan 4 cm/tahun (Katili, 1975; PUSGEN, 2017). Subduksi ini dikenal dengan nama *Megathrust* Jawa segmen Jateng-Jatim (JJ) yang memanjang hingga 440 km dan dapat mengakibatkan gempa hingga magnitudo 8,9. Faktor selanjutnya yaitu sesar-sesar yang terdapat di Jawa Timur, diantaranya adalah Sesar Baribis-Kendeng segmen Cepu, Waru, dan Surabaya; Sesar Pasuruan; Sesar Probolinggo; Sesar Baluran; Sesar Belumbang; dan Sesar Wonorejo (PUSGEN, 2017). Selain dipengaruhi oleh aktivitas tektonik, seismisitas di Jawa Timur juga dipengaruhi oleh adanya gunung api aktif yang tersebar di provinsi tersebut yaitu Gunung Kelud, Gunung Arjuno Welirang, Gunung Bromo, Gunung Semeru, Gunung Lamongan, Gunung Raung, dan Gunung Ijen (PVMBG, 2021).

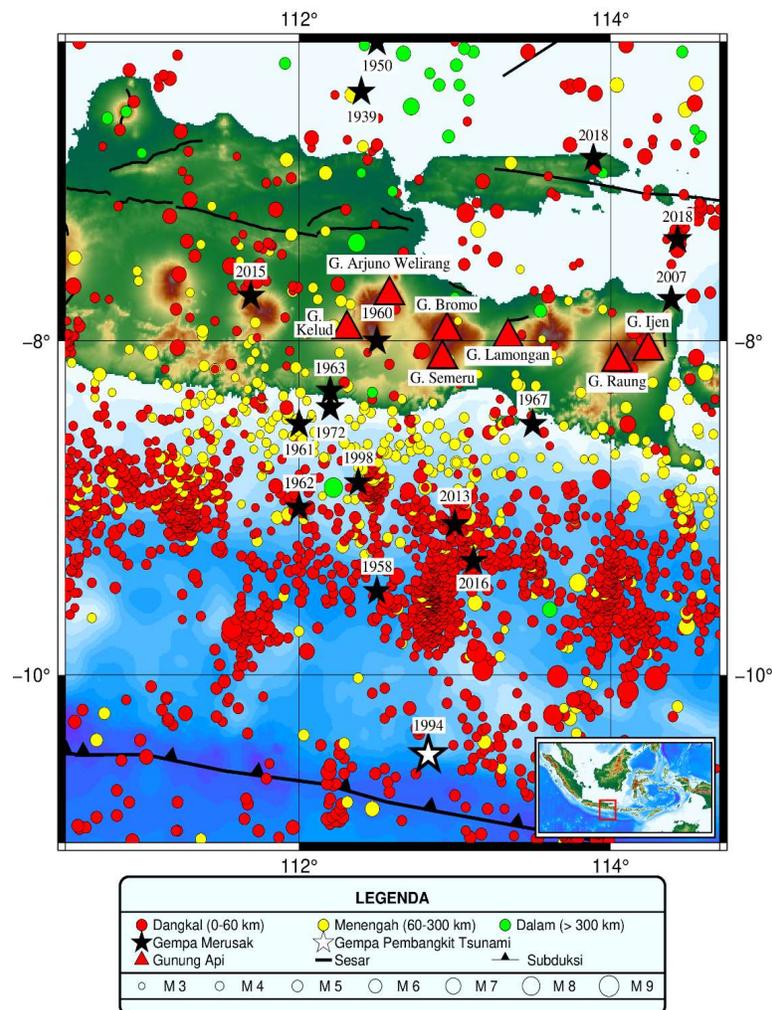
Daerah Jawa Timur memiliki tingkat seismisitas yang tinggi ditandai dengan 3000 kejadian gempa selama 10 tahun terakhir dan 170 gempanya merupakan gempa dengan magnitudo ≥ 5 (**Gambar 1**). Menurut Katalog

Gempa Bumi Signifikan dan Merusak BMKG 1821-2018 terdapat sekitar 27 kejadian gempa merusak. Gempa-gempa tersebut di antaranya yaitu Gempa Malang (1958), Gempa Tulungagung (1960), Gempa Wlingi (1962), Gempa Ponorogo (1963), Gempa Malang (1967), Gempa Malang (1972), Gempa Blitar (1998), Gempa Situbondo (2007), Gempa Malang (2013), Gempa Madiun (2015), Gempa Kabupaten Malang (2016), Gempa Situbondo (2018), dan Gempa Sumenep (2018). Selain terdapat gempa merusak, terdapat juga gempa yang menyebabkan tsunami berdasarkan Katalog Tsunami Indonesia Tahun 416-2018 yaitu gempa Banyuwangi 2 Juni 1994 yang mengakibatkan tsunami hingga 13,9 m (BMKG, 2019).

Berdasarkan kondisi tersebut, maka penelitian mengenai struktur kerak bumi sangat penting untuk memahami geodinamika lempeng di bawah permukaan serta akibatnya ke permukaan. Metode fungsi penerima merupakan metode yang umum digunakan untuk menggambarkan struktur kerak bumi menggunakan gempa teleseismik yang terekam pada seismograf 3 komponen. Metode ini memanfaatkan gelombang *P* yang terkonversi menjadi gelombang *Ps* pada batas lapisan kerak bawah dan mantel atas yang mempunyai kontras impedansi, atau dikenal sebagai lapisan diskontinuitas *Mohorovicic* atau 'Moho'. Lapisan *Moho* merupakan bidang

batas antara kerak bawah dengan komposisi batuan mafik dan mantel atas dengan komposisi batuan ultramafik ditandai dengan peningkatan kecepatan gelombang seismik yang signifikan (Jarchow & Thompson, 1989). Informasi mengenai struktur kerak diperoleh

dengan melakukan dekonvolusi seismogram komponen horizontal terhadap komponen vertikal. Proses dekonvolusi ini dilakukan untuk menghilangkan informasi mengenai sumber dan respon instrument (Lay & Wallace, 1995).



Gambar 1. Peta seismisitas Jawa Timur (BMKG, 2021).

Penelitian mengenai struktur kerak di daerah Jawa Timur sudah dilakukan oleh beberapa peneliti sebelumnya. Wölbern dan Rümpler (2016) melakukan penelitian kerak bumi di Jawa Tengah dan Timur menggunakan metode fungsi penerima dengan teknik *stacking Hk* pada jaringan seismik sementara MERAMEX (*MERapi AMphibious*

Experiment). Dari hasil penelitiannya didapatkan ketebalan kerak di Jawa Tengah dan Timur berkisar antara 27 hingga 39 km. Bahri dkk. (2021) juga melakukan analisis fungsi penerima untuk menyelidiki sedimen dan struktur kerak bumi di Jawa Timur dan Kalimantan Timur. Hasil penelitiannya menunjukkan bahwa variasi ketebalan sedimen

di Jawa Timur antara 1-4 km dengan kedalaman kerak antara 20-40 km. Dengan metode *ambient noise tomography*, Martha dkk. (2017) melakukan penelitian struktur kerak atas Jawa Timur dan mendapatkan profil v_s dan ketebalan sedimen di setiap zona geologi, dimana di Pegunungan Selatan didominasi v_s tinggi, Zona Kendeng didominasi v_s sangat rendah dan Zona Rembang mempunyai v_s sedang. Penelitian perbandingan struktur kerak di setiap zona geologi di Jawa Barat dan Jawa Tengah sudah dilakukan oleh peneliti sebelumnya. Ariyanto dkk. (2018) melakukan analisis fungsi penerima menggunakan inversi algoritma *Neighbourhood* (NA) untuk menyelidiki struktur kerak bumi regional dan model kecepatan gelombang S pada setiap unit geologi di wilayah Jawa Tengah (Zona Pegunungan Selatan, Zona Gunungapi Kuarter, Zona Depresi Tengah Jawa, dan Zona Dataran Aluvial Utara Jawa). Hasil penelitiannya menunjukkan bahwa ketebalan kerak wilayah Jawa Tengah bervariasi antara 22 hingga 38 km. Di Jawa Barat, Anggono dkk. (2020) meneliti kecepatan gelombang S menggunakan analisis fungsi penerima di 11 stasiun broadband BMKG pada setiap zona geologi (Cekungan Jawa Barat Laut, Zona Bogor, dan Busur Pegunungan Selatan) dan mendapatkan hasil bahwa ketebalan sedimen Jawa bagian Barat bervariasi antara 1-2 km dan ketebalan kerak antara 25-32 km dengan nilai v_p/v_s sekitar 1,69-1,78.

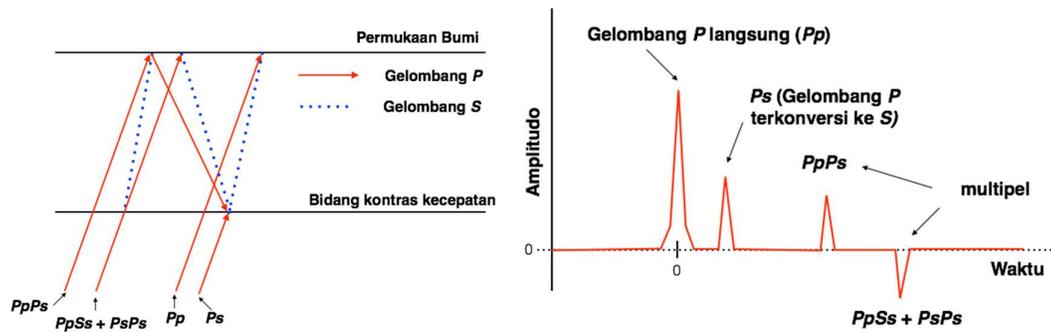
Pada penelitian ini dilakukan analisis fungsi penerima dari gempa teleseismik untuk menyelidiki struktur kerak bumi secara regional di bawah 6 stasiun seismik BMKG yang terletak pada 3 zona geologi utama di Jawa Timur. Dengan adanya penambahan

jaringan stasiun BMKG yang lebih rapat dan mencakup beberapa zona geologi, hasil penelitian berupa ketebalan kerak bumi, model kecepatan gelombang P dan S yang lebih lokal di bawah stasiun dapat memberikan informasi lebih detail mengenai struktur kerak bumi pada setiap zona geologi di Jawa Timur. Adanya zona kecepatan rendah (*low velocity zone*), ketebalan sedimen, serta variasi ketebalan kerak sangat penting untuk menambah pemahaman mengenai aktivitas tektonik dan kaitannya dengan fenomena kebumihan di daerah Jawa Timur. Selain itu, model kecepatan seismik yang lebih sesuai dengan kondisi lokal dari hasil penelitian ini diharapkan dapat digunakan untuk meningkatkan akurasi dalam penentuan hiposenter gempa bumi dan dapat digunakan untuk penelitian geofisika lainnya.

2. TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Fungsi Penerima

Fungsi penerima adalah deret waktu yang memuat konversi gelombang P ke S (P_s) yang dihasilkan ketika gelombang P melewati lapisan diskontinuitas di bawah stasiun penerima (**Gambar 2**). Gelombang P akan mengalami perubahan kecepatan yang signifikan karena pada lapisan tersebut terdapat perbedaan fisis dan kimia antara kerak bawah dan mantel bagian atas. Gelombang ini akan mengalami proses transmisi, konversi, refleksi, dan refraksi yang tergantung pada material diskontinuitas dan sudut insidensi gelombangnya. Fase-fase gelombang yang terkonversi ini digunakan untuk menentukan batas-batas lapisan di bawah stasiun penerima (Ligorria, 2000).



Gambar 2. Diagram fungsi penerima. Fasa konversi P_s dan fasa-fasa pantulannya ($PpPs$ dan $PpSs+PsPs$) yang diterjemahkan dari bentuk suatu model lapisan bumi sederhana. Gambar dimodifikasi dari Ligorría (2000).

2.2. Rotasi Fungsi Penerima

Data seismik yang terekam pada seismogram secara umum menggunakan sistem koordinat ZNE yaitu vertikal (sumbu Z), horizontal Utara-Selatan (sumbu $North - South$), dan horizontal Timur-Barat (sumbu $East-West$). Untuk mengisolasi energi agar fase-fase gelombang terlihat jelas dilakukan rotasi seismogram. Rotasi ini memanfaatkan *back azimuth* (γ) dari gelombang tiba. Komponen vertikal (Z) tidak dirotasi atau tetap, komponen N-S dirotasi menjadi radial (R), dan komponen E-W dirotasi menjadi tangensial (T). Sistem koordinat ini dikenal dengan sistem koordinat ZRT. Proses rotasi tersebut dilakukan menggunakan persamaan di bawah ini:

$$\begin{bmatrix} R \\ T \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos \gamma & -\sin \gamma & 0 \\ \sin \gamma & -\cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} N \\ E \\ Z \end{bmatrix} \quad (1)$$

Dimana Z, N, E adalah komponen asli yaitu vertikal, Utara-Selatan, dan Timur-Barat; γ adalah *back azimuth* gelombang datang; dan Z, R, T adalah komponen hasil rotasi yaitu vertikal, radial, dan tangensial (Stein & Wysession, 2005).

2.3. Estimasi Fungsi Penerima: Iterative Time Domain Deconvolution

Iterative time-domain deconvolution merupakan teknik pemodelan kedepan (*forward modelling*) yaitu teknik memodelkan sinyal seismogram komponen radial dan

tangensial dengan cara melakukan konvolusi berulang dari beberapa model *wavelet* $E(t)$ dengan seismogram komponen vertikal $Z(t)$ yang secara matematis dapat ditulis sebagai berikut:

$$\begin{aligned} R(t) &= E_{iR}(t) * Z(t) \\ T(t) &= E_{iT}(t) * Z(t) \end{aligned} \quad (2)$$

Dimana $R(t)$ dan $T(t)$ merupakan seismogram komponen radial dan tangensial dalam domain waktu. $E_i(t)$ merupakan fungsi respon struktur lokal yang diperoleh secara berulang pada komponen R dan T . $Z(t)$ adalah seismogram komponen vertikal dan $*$ merupakan simbol konvolusi. Fungsi respon struktur lokal $E_R(t)$ akan sebanding dengan $E_{iR}(t)$ jika *misfit* antara $R(t)$ hasil observasi dan $R(t)$ hasil sintetik minimum. Pada penelitian ini, kriteria *fit* yang digunakan adalah $\geq 90\%$.

Pada perhitungan $E_{iR}(t)$ digunakan *low pass Gaussian filter* untuk mengisolasi gelombang dengan frekuensi rendah dan mengeliminasi gelombang dengan frekuensi tinggi. Persamaan filter tersebut yaitu:

$$G(\omega) = \exp\left(\frac{-\omega}{4\alpha^2}\right) \quad (3)$$

Dimana ω merupakan *gain filter Gaussian* dan α adalah parameter pengontrol lebar frekuensi filter Gaussian. Semakin tinggi nilai α ($>2,5$) maka sinyal fungsi penerima akan semakin tajam apabila tidak terdapat derau (*noise*), namun apabila terdapat derau maka derau akan tetap terlihat. Semakin kecil nilai α (<1)

maka semakin banyak derau yang tereliminasi namun sinyal fungsi penerima akan kurang terlihat. Beberapa penelitian sebelumnya merekomendasikan nilai $\alpha=1,5$ yaitu mem-filter frekuensi tinggi diatas 0,75 Hz untuk memperoleh hasil sinyal fungsi penerima terbaik (Anggono dkk., 2020; Ligorria & Ammon, 1999; Syuhada dkk., 2016).

2.4. Inversi

Teknik inversi digunakan dalam analisis fungsi penerima untuk mengestimasi struktur kerak bumi berupa model kecepatan gelombang. Prosedur teknik ini yaitu pertama diberikan model struktur kecepatan awal dari parameter struktur bawah permukaan. Selanjutnya model tersebut diperbaharui dengan pemodelan kedepan hingga *misfit* antara data observasi dan model minimum.

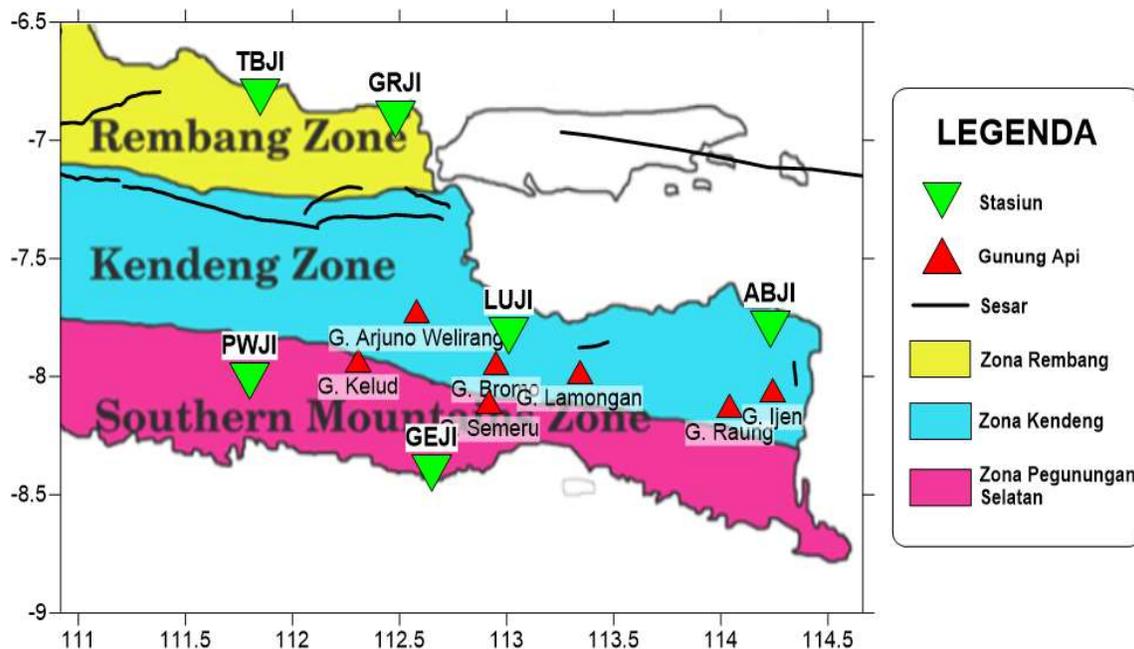
Julia dkk. (2000) merumuskan persamaan pemodelan kedepan fungsi penerima sebagai berikut:

$$y = F[x] \tag{4}$$

Dimana y adalah data hasil pengolahan fungsi penerima berupa vektor berdimensi N dari titik-titik data, $F[]$ adalah operator non linier yang memetakan vektor-vektor dalam ruang model menjadi vektor-vektor dalam ruang data, x adalah vektor berdimensi M yang menggambarkan model. Persamaan 4 adalah persamaan non-linier yang dapat diinversi dengan linierisasi iteratif sebagaimana persamaan berikut:

$$\begin{aligned} \delta y &= \nabla F|_{x_n} \cdot \delta X_n \\ X_{n+1} &= x_n + \delta x_n \end{aligned} \tag{5}$$

dimana $\delta x_n = x - x_n$ merupakan vektor koreksi model dan $\delta y = y - F[x_n]$ merupakan vektor data residu (Menke, 1989). Persamaan 4 dan 5 merupakan persamaan iteratif sehingga untuk memulai prosedurnya dibutuhkan model kecepatan awal. Pada penelitian ini model kecepatan awal yang digunakan adalah model kecepatan global AK135 (Kennett dkk., 1995).



Gambar 3. Peta sebaran stasiun yang digunakan berdasarkan zona geologi utama di Jawa Timur (dimodifikasi dari Martha dkk. (2017).

3. METODE PENELITIAN

3.1. Data

Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data sinyal dari gempa teleseismik yang terekam pada jaringan seismograf BMKG. Jaringan seismograf yang digunakan merupakan seismometer *broadband* permanen tiga komponen sebanyak 6 sensor dengan batas koordinat $6,6^{\circ}$ - $8,8^{\circ}$ LS dan $110,9^{\circ}$ - $114,6^{\circ}$ BT yang tersebar pada 3 zona geologi utama di Jawa Timur. Koordinat stasiun yang akan digunakan disajikan pada **Tabel 1** dan persebarannya dapat dilihat pada **Gambar 3**.

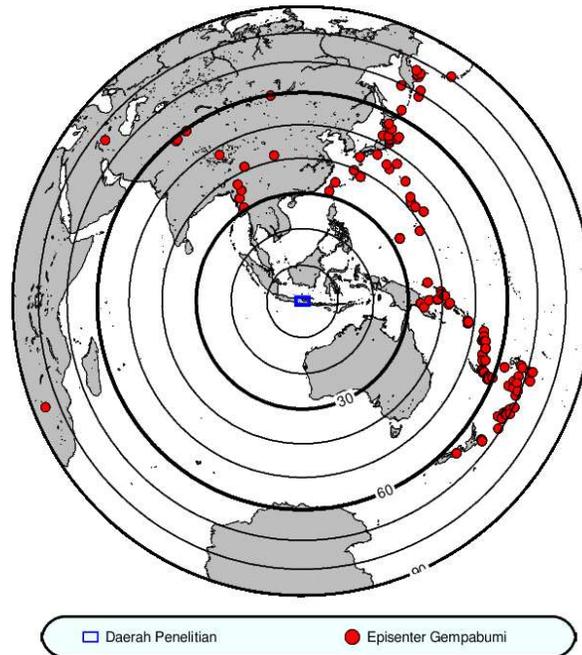
Kriteria gempa teleseismik yang digunakan pada penelitian ini yaitu memiliki jarak episenter antara 30° - 90° dengan stasiun penerima dan kekuatan gempa $M \geq 6$ yang diseleksi menggunakan katalog gempa *International Seismological Centre (ISC)* (ISC, 2021). Sebaran episenter gempa teleseismik yang memenuhi kriteria dapat dilihat pada **Gambar 3**. *Waveform* dari gempa teleseismik tersebut diunduh melalui website BMKG pada laman <https://geof.bmkg.go.id/webdc3/> berupa *file* dalam format *mseed*.

3.2. Metode

Metode pemrosesan data dilakukan dengan beberapa tahapan. Pertama adalah menyeleksi data parameter gempa teleseismik sesuai dengan kriteria sebelumnya. Data *waveform* tersebut diunduh dengan rentang 1 menit sebelum fase gelombang *P* dan 5 menit setelahnya. Data dalam format *mseed* tersebut diubah menjadi format *fullseed* dengan menambahkan parameter respon instrumen. Selanjutnya data *fullseed* diekstrak ke dalam format SAC menggunakan perangkat lunak *rdseed*. Sinyal gempabumi dipilih secara manual untuk mendapatkan rekaman dengan *signal to noise ratio* (SNR) tinggi dan fase awal gelombang *P* yang terbaca dengan jelas. Dalam pemrosesan sinyal teleseismik digunakan perangkat lunak CPS (*Computer*

Programs in Seismology) yang dikembangkan oleh Herrmann (2013). Selanjutnya, seismogram dilakukan koreksi *baseline* dengan mensubtraksi rata-ratanya. Untuk mengisolasi fase konversi *Ps*, dilakukan rotasi komponen seismogram NS (Utara-Selatan) dan EW (Timur-Barat) ke arah komponen radial dan tangensial. Sinyal kemudian diseleksi lebar *window* yang diinginkan mulai dari 10 s sebelum dan 50 s setelah waktu datang gelombang *P*.

Selanjutnya adalah menghitung fungsi penerima komponen radial dan tangensial dengan *iterative time domain deconvolution* dengan 500 iterasi dengan teknik yang dikembangkan oleh Ligorria & Ammon (1999). Hasil kalkulasi fungsi penerima yang mempunyai sinyal dengan kriteria *fit* sebesar 90% atau lebih dari fungsi penerima observasi akan digunakan untuk analisis selanjutnya. Sinyal fungsi penerima komponen radial yang diperoleh dari proses dekonvolusi selanjutnya diplot sebagai fungsi *back azimuth* terhadap waktu untuk mengidentifikasi struktur kerak berdasarkan fase-fase gelombang. Setelah itu, dilakukan proses *stacking*. Proses ini dilakukan untuk memperkuat sinyal utama fungsi penerima dan meminimalisasi *background noise*. Model kecepatan gelombang *P* dan *S* dari fungsi penerima diperoleh menggunakan program CPS dengan cara menginput fungsi penerima komponen radial dan model kecepatan awal yang terdapat pada program CPS yaitu model kecepatan global AK135. Selanjutnya dilakukan inversi hingga diperoleh model kecepatan gelombang *P* dan *S* di bawah stasiun penerima. Untuk mengidentifikasi kedalaman per lapisan dan pencitraan struktur kompleks yang kuat, dilakukan migrasi sinyal fungsi penerima pada domain waktu ke domain kedalaman dengan menggunakan model kecepatan global AK135. Proses migrasi fungsi penerima penelitian ini menggunakan program *SplitRFLab* yang dikembangkan oleh Xu dkk. (2016).



Gambar 4. Peta sebaran episenter gempa bumi teleseismik yang digunakan.

Tabel 1. Data Stasiun yang digunakan.

Zona	Kode Stasiun	Lintang (°)	Bujur (°)
Rembang	TBJI	-6,82	111,85
	GRJI	-6,91	112,48
Kendeng	LUJI	-7,83	113,01
	ABJI	-7,80	114,23
Pegunungan Selatan	PWJI	-8,02	111,80
	GEJI	-8,41	111,65

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

Struktur kerak dari analisis fungsi penerima teleseismik pada 6 stasiun seismik BMKG dilakukan berdasarkan pengelompokan zona geologi utama wilayah Jawa Timur yaitu Zona Rembang, Zona Kendeng, dan Zona Pegunungan Selatan (Smyth, 2005; Van Bemmelen, 1949).

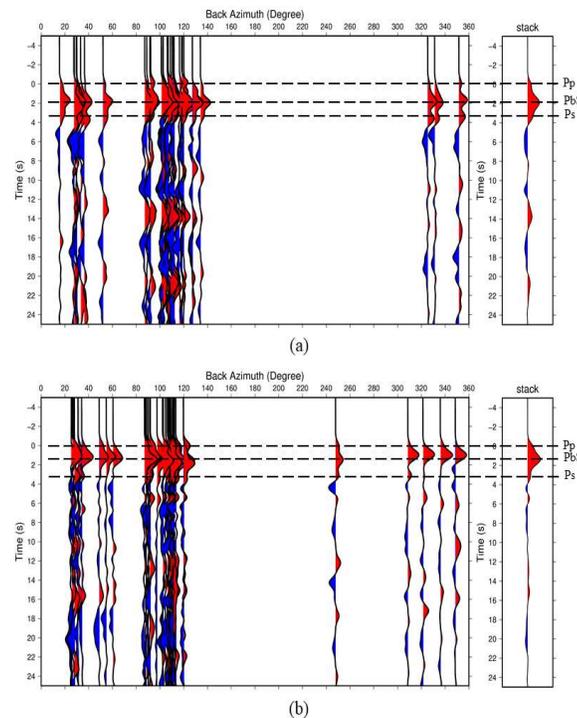
4.1. Zona Rembang

Struktur kerak pada Zona Rembang diwakili oleh 2 stasiun seismik *broadband* BMKG yaitu Stasiun Tambakboyo (TBJI) yang terletak pada koordinat 6,82° LS 111,85° BT

dan Stasiun Gresik (GRJI) yang terletak pada koordinat 6,91° LS 112,48° BT. Pada **Gambar 5(a)** ditampilkan 38 event fungsi penerima teleseismik komponen radial dari beberapa *back azimuth* serta hasil *stacking* pada stasiun TBJI dan **Gambar 5(b)** menunjukkan 45 fungsi penerima pada stasiun GRJI dengan nilai *fit* $\geq 90\%$. Pada kedua stasiun, pola sinyal fungsi penerima terlihat memiliki bentuk yang identik, dimana menandakan adanya kemiripan struktur per lapisan di bawah 2 stasiun di Zone Rembang tersebut. Fase kedatangan gelombang *P* langsung pada kedua stasiun terlihat pada 0 s. Selanjutnya fase konversi gelombang *P* ke gelombang *S* (*Ps*) dari lapisan *Moho* teramati sekitar pada waktu 3 s. Amplitudo pada fase ini lebih kecil dibandingkan pada fase sebelumnya yang diduga merupakan fase *Ps* yang terkonversi oleh lapisan sedimen dengan batuan dasar (fase *PbS*) pada waktu 2 s. Amplitudo yang lebih besar pada fase *PbS* disebabkan oleh kontras kecepatan antara batuan dasar dengan

sedimen tebal dibawah stasiun, sebagaimana ditemukan pada hasil penelitian Yu dkk. (2015) dan Ariyanto dkk. (2021). Adanya fase *PbS* tersebut dapat terlihat lebih jelas dengan menerapkan nilai lebar filter Gaussian 5 ($\alpha=5$), dimana fase-fasenya lebih tajam sebagaimana dapat dilihat pada **Gambar 6**. Pada **Gambar 6** tersebut terlihat jelas fase-fase fungsi penerima secara berturut-turut, yaitu fase *Pp* pada 0 s, fase *PbS* pada ~2 s, dan fase *Ps Moho* pada ~3 s. Selanjutnya terdapat fase gelombang dengan polaritas negatif ganda pada waktu 4-8 s pada stasiun TBJI dan 6-9 s pada stasiun GRJI yang kemungkinan berasosiasi dengan zona kecepatan rendah di bawah zona Rembang sebagaimana ditemukan oleh Martha dkk. (2017). Penemuan ini merupakan hal yang menarik yang memerlukan studi lebih lanjut. Hasil inversi fungsi penerima berupa model kecepatan gelombang *P* dan gelombang *S* dari permukaan hingga kedalaman 100 km serta

hasil *fitting* antara model dan sinyal observasi pada stasiun TBJI ditunjukkan oleh **Gambar 7**. Pada **Gambar 7** tersebut terlihat bahwa sinyal fungsi penerima observasi yang digambarkan oleh garis berwarna biru memiliki kecocokan sebesar 85,09% dengan sinyal model yang digambarkan oleh garis berwarna merah. Pada stasiun TBJI ini, model kecepatan gelombang *P* di dekat permukaan memiliki nilai minimum ~2,3 km/s dan mengalami kenaikan secara gradual sampai kedalaman 20 km. Pada kedalaman 20-24 km, kecepatan gelombang *P* meningkat menjadi menjadi ~8,7 km/s. Pada kedalaman ini diperkirakan adanya keberadaan lapisan *Moho*. Selanjutnya kecepatan turun menjadi ~6,1 km/s di kedalaman ~52 km yang menunjukkan adanya zona kecepatan rendah kemudian naik kembali hingga kecepatan mencapai ~8,3 km/s.



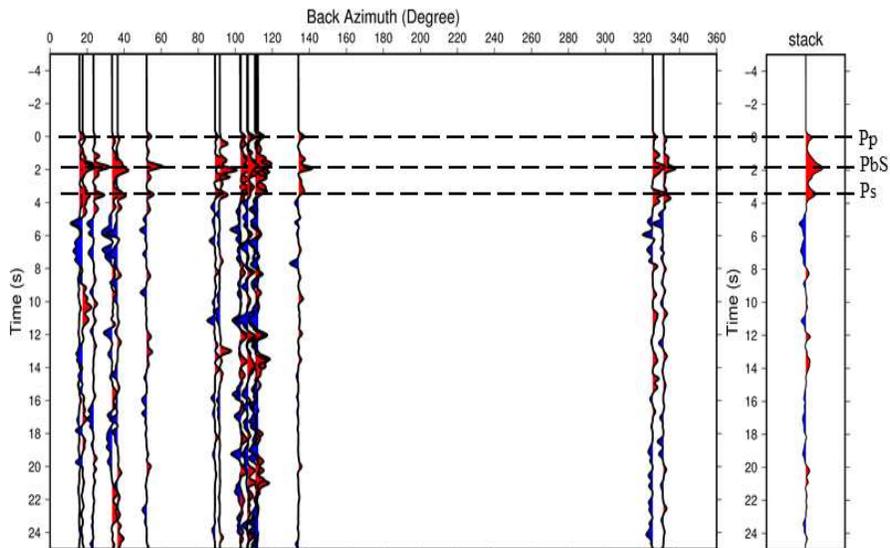
Gambar 5. Hasil fungsi penerima yang diplot berdasarkan *back azimuth* (kiri) dan hasil *stacking* (kanan) pada stasiun TBJI (a) dan stasiun GRJI (b).

Sementara itu, pada grafik kecepatan gelombang S stasiun TBJI menunjukkan nilai minimum di bawah 2 km/s dari permukaan hingga kedalaman 4 km. Kecepatan gelombang S yang rendah ini diidentifikasi sebagai adanya lapisan sedimen. Kecepatan gelombang kemudian meningkat secara gradual hingga ~4,8 km/s pada kedalaman ~22 km. Selanjutnya kecepatan gelombang menurun secara perlahan hingga kecepatan ~3,3 km/s di kedalaman ~55 km dan meningkat kembali hingga ~4,6 km/s.

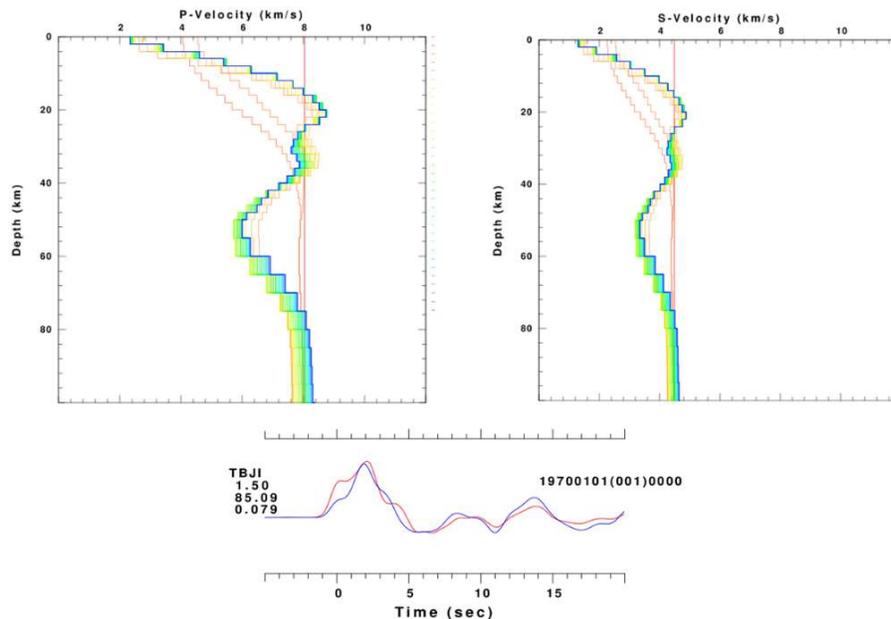
Model kecepatan gelombang *P* dan gelombang *S* dari permukaan hingga kedalaman 100 km serta hasil *fitting* antara sinyal observasi dan model pada stasiun GRJI ditunjukkan oleh **Gambar 8**. Nilai kecocokan antara model (garis merah) dan observasi (garis biru) di bawah stasiun ini sebesar 94,35%. Pada grafik kecepatan gelombang *P* di bawah stasiun GRJI memiliki nilai minimum

~2,3 km/s dan nilai maksimum ~9,0 km/s. Pada lapisan permukaan sampai kedalaman 14 km, kecepatan gelombang naik secara perlahan-lahan dari ~2,3 km/s menjadi ~8,1 km/s. Selanjutnya kecepatan gelombang turun dari ~8,1 km/s hingga ~6,7 km/s pada kedalaman ~34 km dan naik kembali hingga kecepatan mencapai ~9,0 km/s.

Model kecepatan gelombang *S* pada stasiun GRJI memiliki nilai kecepatan gelombang *S* yang rendah yaitu kurang dari ~2,0 km/s pada kedalaman dangkal kurang dari 2 km. Nilai kecepatan gelombang *S* yang rendah dari permukaan ini mengidentifikasi adanya lapisan sedimen lunak di bawah stasiun ini. Kecepatan gelombang *S* selanjutnya meningkat hingga ~4,5 di kedalaman ~14 km, kemudian turun secara perlahan hingga ~3,7 km/s pada kedalaman ~34 km. Setelah itu, kecepatan terus meningkat hingga ~5,0 km/s.



Gambar 6. Hasil sinyal fungsi penerima pada stasiun TBJI dengan nilai lebar filter Gaussian 5 ($\alpha = 5$).

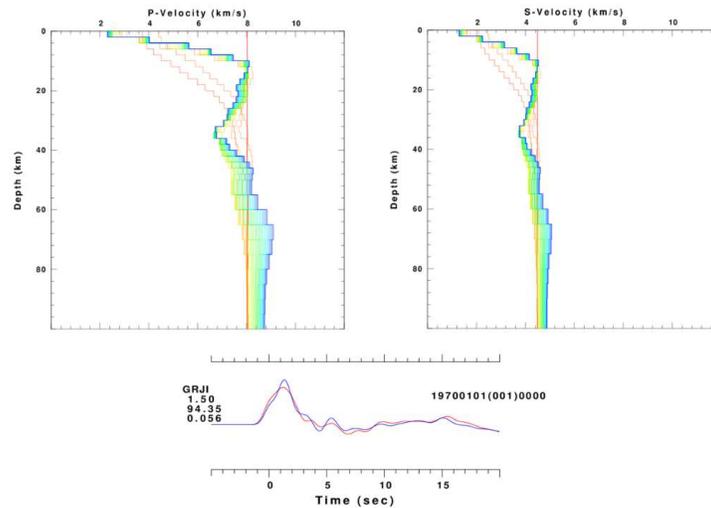


Gambar 7. Model kecepatan gelombang P (panel kiri atas) dan gelombang S (panel kanan atas) di bawah stasiun TBJI. Garis biru merupakan hasil akhir model kecepatan, garis merah merupakan model kecepatan awal, dan garis warna-warni merupakan proses iterasi model kecepatan. Panel bagian bawah merupakan *fitting* fungsi penerima observasi dan model digambarkan oleh garis biru dan merah.

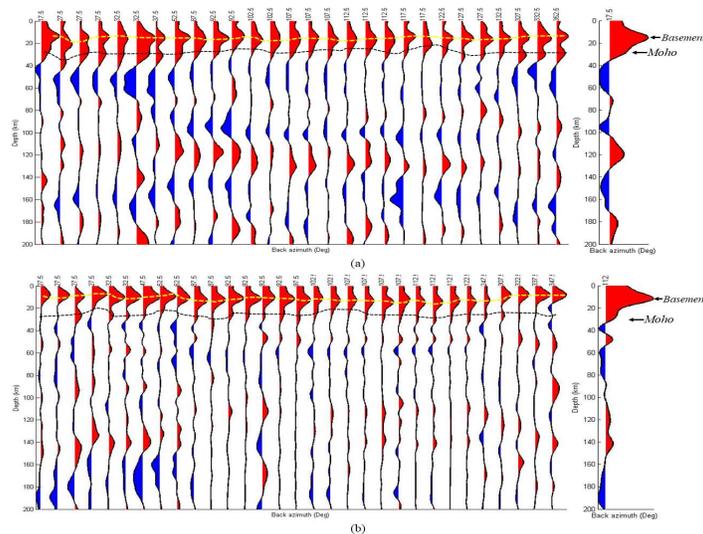
Pada model kecepatan gelombang P dan S , kenaikan kecepatan yang signifikan pada diskontinuitas *Moho* tidak teramati secara jelas, sehingga untuk mengidentifikasi lapisan diskontinuitas *Moho* di bawah stasiun dilakukan migrasi fungsi penerima ke kedalaman sebagaimana yang ditunjukkan oleh **Gambar 9**. Pada stasiun TBJI, kedalaman *Moho* diperkirakan pada kedalaman sekitar 25-28 km yang ditandai dengan garis hitam putus-putus sebagaimana yang ditunjukkan oleh **Gambar 9(a)**. Sementara itu, pada stasiun GRJI, kedalaman *Moho* diestimasi pada kedalaman 23-27 km yang ditandai dengan

garis hitam putus-putus ditampilkan oleh **Gambar 9(b)**. Adanya konversi fase PbS yang ditandai dengan garis kuning putus-putus pada kedua stasiun ini juga terlihat cukup jelas.

Ketebalan sedimen di bawah stasiun TBJI teramati hingga kedalaman 12-15 km, sedangkan pada stasiun GRJI sekitar 8-10 km. Ketebalan sedimen yang lebih tebal pada hasil migrasi fungsi penerima dibandingkan dengan model kecepatan gelombang S diduga karena semakin dalam kedalaman, lapisan sedimen semakin terkonsolidasi sehingga kecepatan gelombangnya semakin besar.



Gambar 8. Model kecepatan gelombang *P* (panel kiri atas) dan gelombang *S* (panel kanan atas) di bawah stasiun GRJI. Garis biru merupakan hasil akhir model kecepatan, garis merah merupakan model kecepatan awal, dan garis warna-warni merupakan proses iterasi model kecepatan. Panel bagian bawah merupakan *fitting* fungsi penerima observasi dan model digambarkan oleh garis biru dan merah.



Gambar 9. Hasil migrasi fungsi penerima ke kedalaman di stasiun TBJI (a) dan stasiun GRJI (b) yang berada di Zona Rembang. Kedalaman lapisan *Moho* ditandai dengan garis hitam putus-putus, sedangkan kedalaman *basement* ditunjukkan dengan garis kuning putus-putus.

4.2. Zona Kendeng

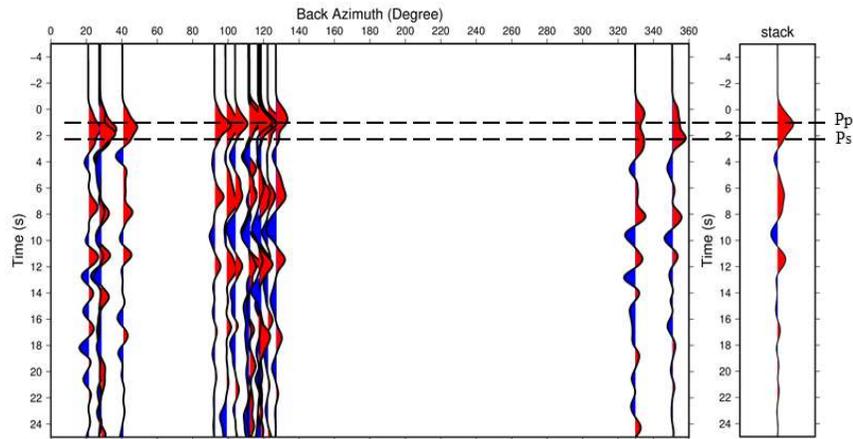
Pada zona Kendeng, analisis struktur kerak bumi diwakili oleh 2 stasiun seismik *broadband* BMKG yaitu Stasiun Lumbang (LUJI) pada koordinat 7,83° LS dan 113,01° BT

serta Stasiun Asem Bagus, Situbondo (ABJI) pada koordinat 7,80° LS dan 114,23° BT. Berbeda dengan zona sebelumnya, pada zona ini sinyal fungsi penerima kedua stasiun tersebut memiliki pola yang tidak sama.

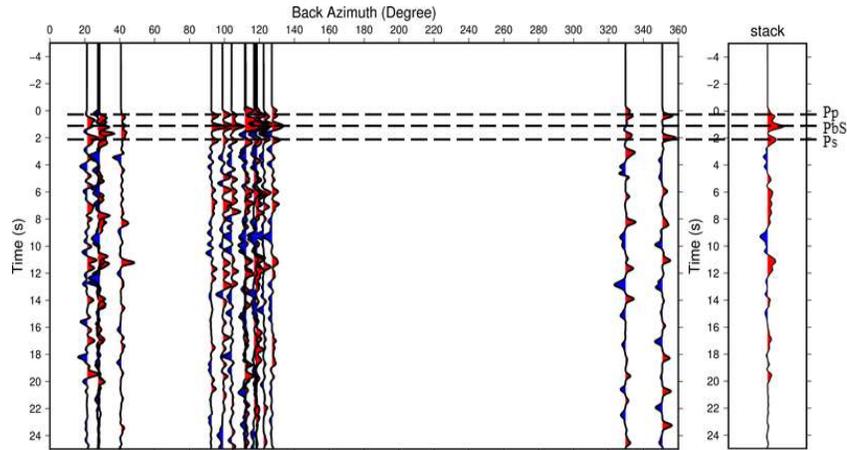
Pada **Gambar 10** ditampilkan 19 sinyal fungsi penerima komponen radial pada stasiun LUJI dari beberapa *back azimuth* serta hasil *stacking* sinyal fungsi penerima. Pada stasiun ini kriteria sinyal fungsi penerima yang digunakan memiliki nilai *fit* hasil dekonvolusi sebesar 85%. Hal ini dilakukan karena data yang tersedia hanya pada tahun 2020-2021. Fase gelombang *P* langsung (*direct P/Pp*) pada stasiun ini teramati pada ~1 s. Hal ini menunjukkan bahwa terdapat *delay* pada fase *Pp* di stasiun LUJI yang mengakibatkan fase ini baru tiba pada detik ke 1. *Delay time* pada fase *Pp* disebabkan karena adanya lapisan sedimen dengan kecepatan sangat rendah di bawah permukaan yang mengakibatkan interval waktu fase *Ps* dari sedimen (*PbS*) sangat kecil sehingga amplitudo fase *PbS* bercampur dengan fase *Pp* (Chen & Niu, 2016; Yu dkk., 2015). Hal ini akan teramati secara jelas apabila nilai lebar filter *Gaussian* ditingkatkan menjadi 5 ($\alpha=5$) sebagaimana yang ditunjukkan oleh **Gambar 11**. Pada **Gambar 11** terlihat bahwa terdapat 2 fase fungsi penerima sebelum 1 s, yaitu fase *Pp* pada sekitar detik ke 0 dan fase *PbS* pada detik ke 1. Perbedaan waktu tiba yang sangat kecil pada kedua fase ini mengakibatkan kedua fase tersebut bercampur dan terlihat seolah-olah fase *Pp* mengalami *delay*. Fase selanjutnya adalah fase konversi gelombang *P* ke gelombang *S* yang berasal dari lapisan *Moho* terlihat pada waktu ~2,5 s.

Hasil sinyal fungsi penerima komponen radial dari beberapa *back azimuth* serta hasil *stacking* pada stasiun ABJI dari 42 event gempa bumi dengan *fit* $\geq 90\%$ ditunjukkan oleh **Gambar 12**. Fase gelombang *P* langsung (*direct P/ Pp*) pada stasiun ABJI terlihat pada 0 s. Kemudian fase gelombang *P* yang terkonversi dari lapisan *Moho* teramati pada waktu ~2 s.

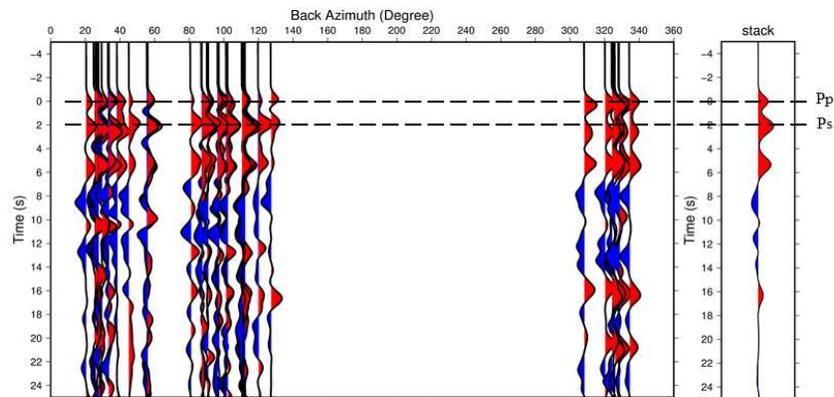
Hasil inversi sinyal fungsi penerima berupa model kecepatan gelombang *P* dan gelombang *S* dari permukaan hingga kedalaman 100 km serta hasil *fitting* model dengan sinyal hasil observasi pada stasiun LUJI ditunjukkan oleh **Gambar 13**. Pada **Gambar 13** tersebut terlihat bahwa sinyal fungsi penerima hasil observasi yang digambarkan oleh garis berwarna biru memiliki kecocokan sebesar 90,04% dengan sinyal model yang digambarkan oleh garis berwarna merah. Pada grafik kecepatan gelombang *P* di bawah stasiun LUJI memiliki nilai ~2,1 km/s di dekat permukaan dan meningkat secara gradual hingga kedalaman ~16 km hingga ~7,8 km/s. Pada kedalaman ini diperkirakan terjadi perubahan batuan dari kerak bawah ke mantel atas dengan kecepatan yang lebih tinggi. Pada kedalaman ~16-44 km perubahan terjadi secara fluktuatif. Selanjutnya kecepatan gelombang *P* naik secara perlahan hingga kecepatan ~9,6 km/s pada kedalaman ~70 km. Kemudian kecepatan sedikit mengalami penurunan dan selanjutnya cenderung stabil pada kecepatan ~8,7 km/s pada bagian mantel atas.



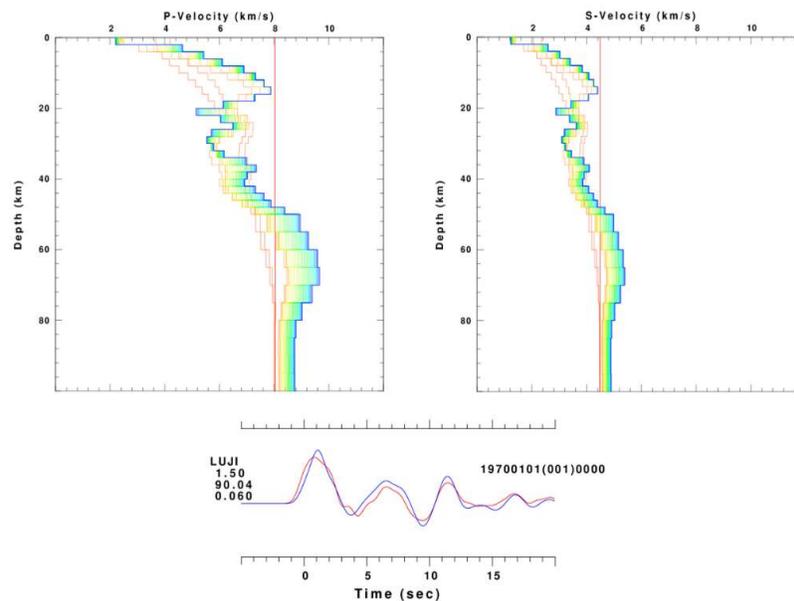
Gambar 10. Hasil fungsi penerima yang diplot berdasarkan *back azimuth* (kiri) dan hasil *stacking* (kanan) pada stasiun LUJI.



Gambar 11. Hasil sinyal fungsi penerima pada stasiun LUJI dengan nilai lebar *filter Gaussian* 5 ($\alpha=5$).



Gambar 12. Hasil fungsi penerima yang diplot berdasarkan *back azimuth* (kiri) dan hasil *stacking* (kanan) pada stasiun ABJI.



Gambar 13. Model kecepatan gelombang P (panel kiri atas) dan gelombang S (panel kanan atas) di bawah stasiun LUJI. Garis biru merupakan hasil akhir model kecepatan, garis merah merupakan model kecepatan awal, dan garis warna-warni merupakan proses iterasi model kecepatan. Panel bagian bawah merupakan *fitting* fungsi penerima observasi dan model digambarkan oleh garis biru dan merah.

Model kecepatan gelombang S pada stasiun LUJI memiliki nilai sangat rendah sebesar $\sim 1,2$ km/s di permukaan hingga kedalaman 2 km. Kecepatan gelombang S yang rendah ini mengidentifikasi adanya lapisan sedimen lunak. Kecepatan gelombang kemudian meningkat secara perlahan hingga $\sim 4,4$ km/s sekitar pada kedalaman 16 km. Kecepatan gelombang S selanjutnya mengalami perubahan secara fluktuatif pada kedalaman ~ 16 -44 km. Kemudian kecepatan naik secara perlahan hingga kecepatan $\sim 5,3$ km/s pada kedalaman ~ 65 km.

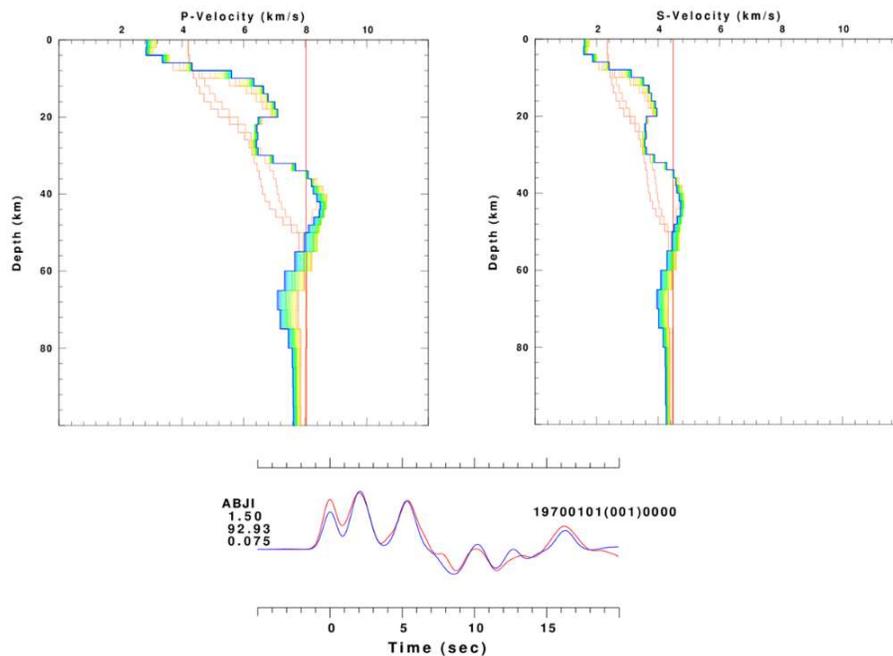
Model kecepatan gelombang P dan gelombang S dari permukaan hingga kedalaman 100 km serta hasil *fitting* antara sinyal observasi dan model pada stasiun ABJI ditunjukkan oleh **Gambar 14**. Nilai kecocokan antara model (garis merah) dan sinyal hasil observasi (garis biru) di bawah stasiun ini sebesar 92,93%. Pada profil kecepatan

gelombang P di bawah stasiun ABJI memiliki nilai sekitar 2,8 km/s pada lapisan dari permukaan dan meningkat secara gradual hingga kedalaman ~ 20 km hingga $\sim 7,1$ km/s. Kecepatan gelombang P kemudian turun hingga sekitar 6,4 km/s pada kedalaman ~ 22 -30 km dan naik kembali hingga 8,4 km/s di kedalaman ~ 44 km.

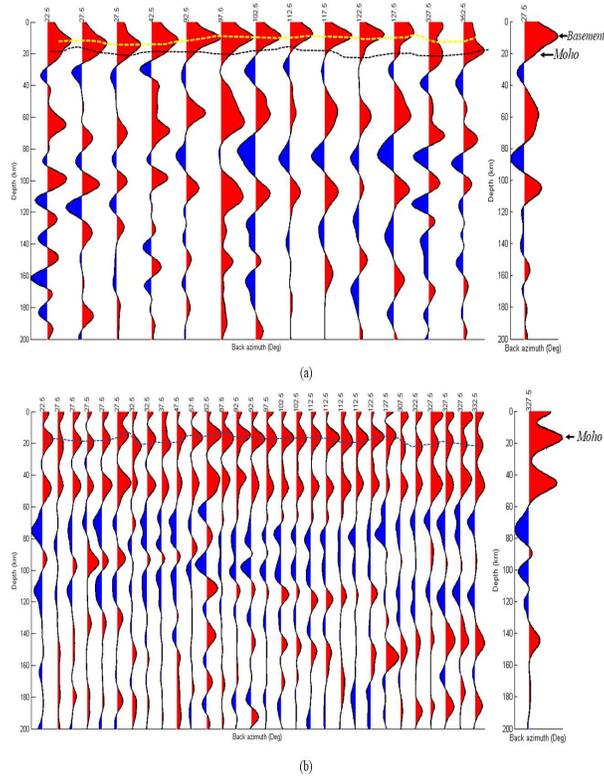
Model kecepatan gelombang S pada stasiun ABJI memiliki nilai kecepatan gelombang S yang rendah yaitu kurang dari 2,0 km/s pada kedalaman dangkal kurang dari 6 km. Nilai kecepatan gelombang S yang rendah dari permukaan ini mengidentifikasi adanya lapisan sedimen lunak di bawah stasiun ini. Kecepatan gelombang S kemudian meningkat hingga sekitar 3,9 km/s di kedalaman ~ 18 km dan turun kembali pada kedalaman 20-30 km. Setelah itu, kecepatan meningkat hingga $\sim 4,7$ km/s sekitar di kedalaman 42 km.

Untuk menganalisis diskontinuitas *Moho* di bawah stasiun dilakukan migrasi fungsi penerima ke kedalaman sebagaimana yang ditunjukkan oleh **Gambar 15**. Diskontinuitas *Moho* pada stasiun LUJI dan ABJI diperkirakan memiliki kedalaman yang sama yaitu pada 18-20 km yang ditandai dengan garis hitam putus-putus (15). Pada stasiun LUJI (**Gambar 15 (a)**) keberadaan lapisan *Moho* terlihat samar-samar akibat adanya fase yang lebih besar yang diduga akibat lapisan sedimen di bawah stasiun. Oleh karena itu, untuk meningkatkan resolusi hasil migrasi fungsi penerima ke kedalaman, dilakukan pula migrasi pada fungsi penerima dengan nilai lebar filter *Gaussian* 5 (**Gambar 16**). Pada **Gambar 16** tersebut kedalaman *Moho* di bawah stasiun LUJI teramati dengan jelas pada kedalaman 18-20 km yang ditandai dengan garis hitam putus-putus.

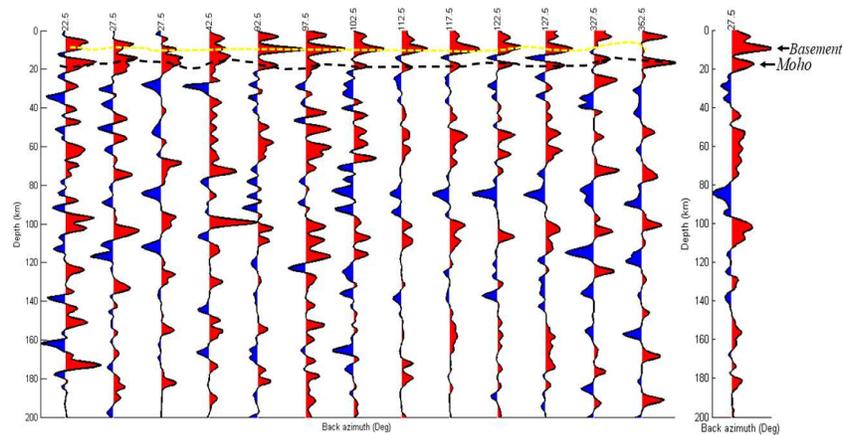
Pada hasil migrasi fungsi penerima ke kedalaman di bawah stasiun LUJI yang ditunjukkan oleh **Gambar 15 (a)** dan **Gambar 16**, fase konversi *Ps* yang berasal dari sedimen (fase *PbS*) teramati pada kedalaman 8-10 km yang ditandai dengan garis kuning putus-putus. Fase ini mengidentifikasi ketebalan lapisan sedimen di bawah stasiun LUJI. Hasil ini sedikit berbeda dengan hasil perkiraan lapisan sedimen berdasarkan model kecepatan gelombang S, dimana pada hasil migrasi fungsi penerima lapisan sedimen lebih tebal beberapa km diduga dikarenakan semakin dalam kedalaman maka lapisan sedimen akan terkonsolidasi sehingga kecepatan gelombangnya semakin besar. Hasil ketebalan sedimen di bawah stasiun ini sesuai dengan hasil penelitian dari Martha dkk. (2017) yang menyatakan bahwa ketebalan sedimen pada Cekungan Kendeng sekitar 8-10 km.



Gambar 14. Model kecepatan gelombang *P* (panel kiri atas) dan gelombang *S* (panel kanan atas) di bawah stasiun ABJI. Garis biru merupakan hasil akhir model kecepatan, garis merah merupakan model kecepatan awal, dan garis warna-warni merupakan proses iterasi model kecepatan. Panel bagian bawah merupakan *fitting* fungsi penerima observasi dan model digambarkan oleh garis biru dan merah.



Gambar 15. Hasil migrasi fungsi penerima ke kedalaman di stasiun LUJI (a) dan stasiun ABI (b) yang berada di Zona Kendeng. Kedalaman lapisan *Moho* ditandai dengan garis hitam putus-putus, sedangkan kedalaman *basement* ditunjukkan dengan garis kuning putus-putus.



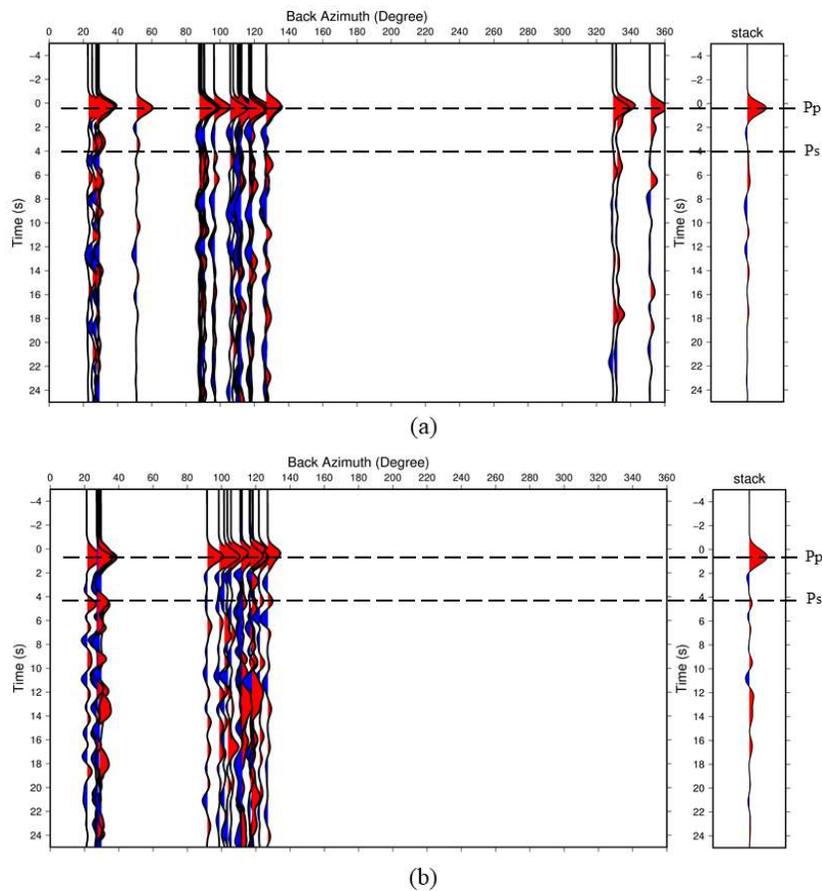
Gambar 16. Hasil migrasi fungsi penerima ke kedalaman pada stasiun LUJI dengan lebar filter Gaussian 5 ($\alpha = 5$). Kedalaman lapisan *Moho* ditandai dengan garis hitam putus-putus, sedangkan kedalaman *basement* ditunjukkan dengan garis kuning putus-putus.

4.3. Zona Pegunungan Selatan

Zona Pegunungan Selatan diwakili oleh 2 stasiun seismik *broadband* BMKG yang terletak di Selatan Jawa Timur yaitu Stasiun Pagerwojo (PWJI) yang terletak pada $8,02^\circ$ LS dan $111,80^\circ$ BT serta Stasiun Gedangan (GEJI) yang terletak pada koordinat $8,41^\circ$ LS dan $111,65^\circ$ BT. **Gambar 17** menampilkan hasil pengolahan fungsi penerima komponen radial dari beberapa *back azimuth* dan hasil *stacking* pada kedua stasiun ini. Pada stasiun PWJI ditampilkan 38 *trace* fungsi penerima dengan *fit* $\geq 90\%$ (**Gambar 17 (a)**) dan pada stasiun GEJI ditampilkan 25 *trace* fungsi penerima dengan *fit* $\geq 85\%$ (**Gambar 17(b)**). Pada stasiun GEJI kriteria nilai *fit* hasil dekonvolusi

sinyal fungsi penerima diturunkan menjadi 85% dikarenakan data yang tersedia hanya pada tahun 2020-2021.

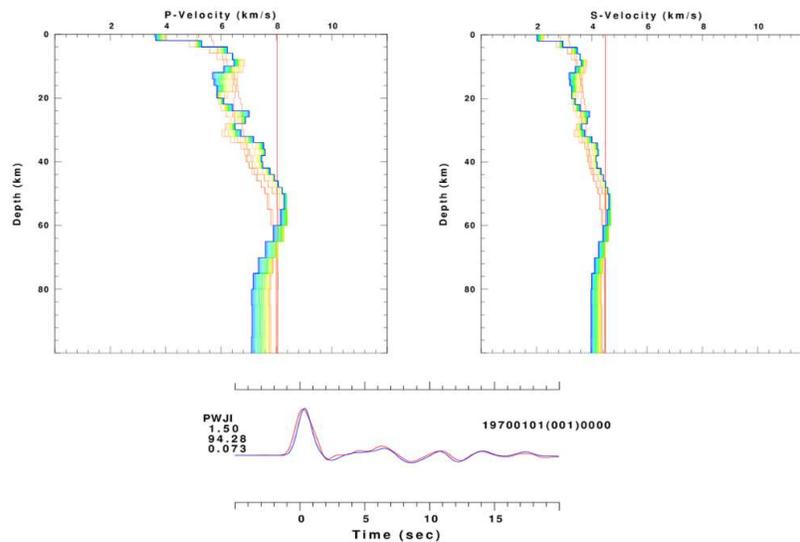
Pada **Gambar 17** terlihat bahwa kedua stasiun ini memiliki struktur sinyal yang sama. Fase *P* langsung (*Pp/direct P*) pada kedua stasiun tidak tepat di 0 s, namun terjadi *delay* sekitar 0,5 s. *Delay time* ini diduga karena adanya lapisan tipis sedimen di bawah kedua stasiun sehingga fase *Ps* dari sedimen bercampur dengan fase *Pp* (Chen & Niu, 2016; Yu et al., 2015). Selanjutnya fase konversi *P* ke *S* (*Ps*) yang berasal dari lapisan *Moho* teramati pada waktu ~ 4 s pada stasiun PWJI dan $\sim 4,5$ s pada stasiun GEJI.



Gambar 17. Hasil fungsi penerima yang diplot berdasarkan *back azimuth* (kiri) dan hasil *stacking* (kanan) pada stasiun PWJI (a) dan stasiun GEJI (b).

Hasil inversi fungsi penerima berupa model kecepatan gelombang P dan gelombang S dari permukaan hingga kedalaman 100 km serta hasil *fitting* antara sinyal hasil inversi dan sinyal observasi pada stasiun PWJI ditunjukkan oleh **Gambar 18**. Pada gambar tersebut terlihat bahwa sinyal fungsi penerima hasil observasi yang digambarkan oleh garis berwarna biru memiliki kecocokan sebesar 94,28% dengan sinyal model yang digambarkan oleh garis berwarna merah. Pada stasiun ini model

kecepatan gelombang P dari permukaan hingga kedalaman ~ 10 km terlihat mengalami kenaikan dari sekitar 3,6 km/s menjadi $\sim 6,4$ km/s. Pada kedalaman ~ 16 -34 km kecepatan gelombang P mengalami perubahan secara fluktuatif. Pada kedalaman 34-36 km terlihat kenaikan gelombang P cukup signifikan yang diidentifikasi sebagai lapisan *Moho*. Kemudian kecepatan gelombang P naik secara perlahan hingga $\sim 8,2$ km/s pada kedalaman sekitar 55 km pada mantel atas.



Gambar 18. Model kecepatan gelombang P (panel kiri atas) dan gelombang S (panel kanan atas) di bawah stasiun PWJI. Garis biru merupakan hasil akhir model kecepatan, garis merah merupakan model kecepatan awal, dan garis warna-warni merupakan proses iterasi model kecepatan. Panel bagian bawah merupakan *fitting* fungsi penerima observasi dan model digambarkan oleh garis biru dan merah.

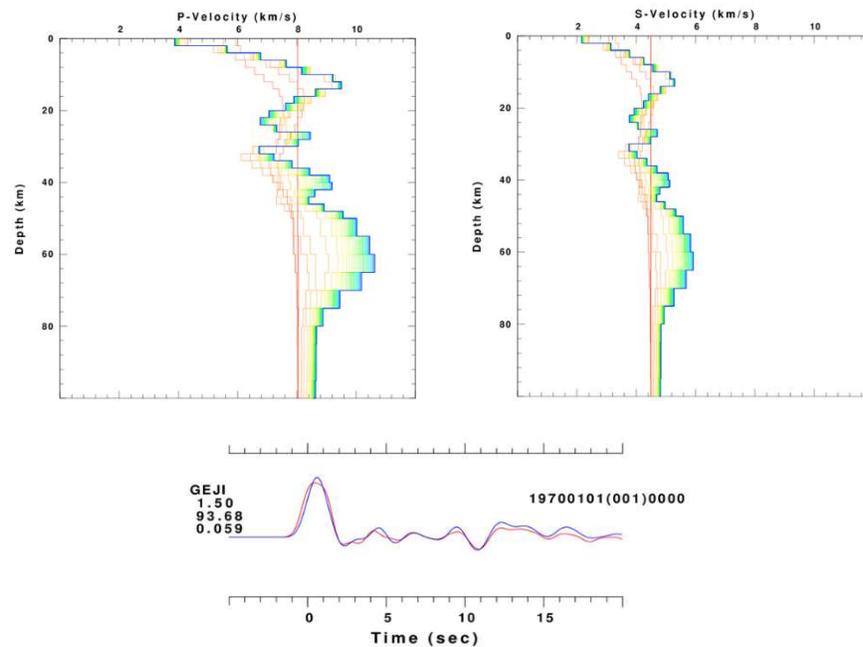
Sementara itu, pada grafik kecepatan gelombang S stasiun PWJI menunjukkan bahwa kecepatan gelombang S memiliki nilai minimum sekitar 2,0 km/s yang meningkat secara perlahan dari permukaan hingga kedalaman ~ 10 km menjadi $\sim 3,6$ km/s. Kemudian kecepatan gelombang S mengalami perubahan secara fluktuatif hingga kedalaman ~ 34 km. Pada kedalaman ini, seperti halnya gelombang P , gelombang S mengalami kenaikan $\sim 3,6$ km/s hingga 4 km/s pada

lapisan *Moho*. Selanjutnya kecepatan gelombang meningkat secara perlahan hingga sekitar 4,6 km/s. Setelah itu, kecepatan gelombang mengalami penurunan hingga kecepatan $\sim 3,9$ km/s dan selanjutnya stabil.

Hasil inversi fungsi penerima berupa model kecepatan gelombang P dan S pada stasiun GEJI memperoleh nilai kecocokan sebesar 93,68% antara sinyal hasil observasi dengan model (**Gambar 19**). Pada profil kecepatan gelombang P di bawah stasiun GEJI memiliki

nilai sekitar 3,8 km/s di permukaan hingga kedalaman ~14 km mengalami peningkatan dari kecepatan sekitar 3,8 km/s menjadi ~9,5 km/s. Selanjutnya kecepatan gelombang *P* mengalami perubahan fluktuatif hingga kedalaman ~48 km. Kecepatan gelombang *P* kemudian naik secara perlahan hingga 10,6 km/s, namun selanjutnya turun kembali dan stabil pada kecepatan ~8,6 km/s.

Model kecepatan gelombang *S* pada stasiun GEJI memiliki nilai minimum sekitar 2,1 km/s dari permukaan yang kemudian naik secara perlahan hingga ~5,3 km/s pada kedalaman ~14 km. Kecepatan gelombang *S* selanjutnya mengalami perubahan secara fluktuatif dari kedalaman sekitar 14-48 km. Kemudian terjadi peningkatan kecepatan gelombang menjadi ~5,9 km/s pada kedalaman sekitar 65 km.



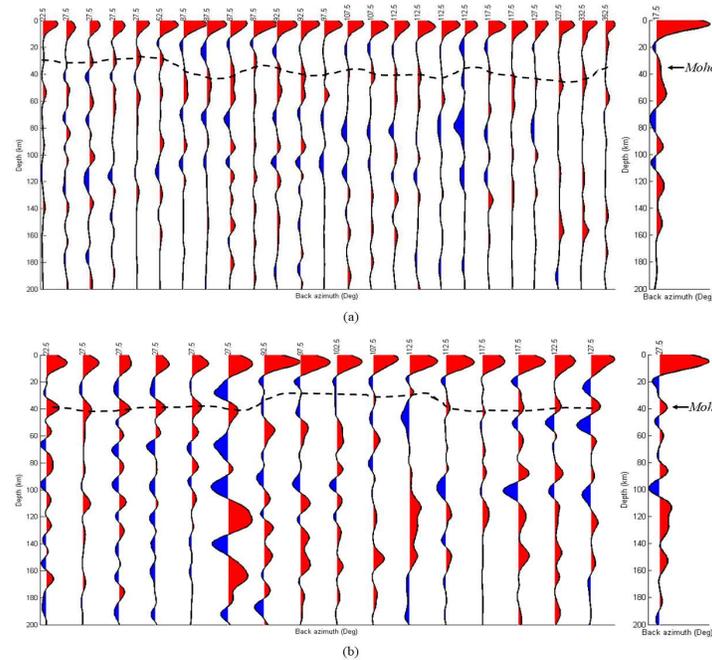
Gambar 19. Model kecepatan gelombang *P* (kiri) dan gelombang *S* (kanan) di bawah stasiun GEJI. Garis biru merupakan hasil akhir model kecepatan, garis merah merupakan model kecepatan awal, dan garis warna-warni merupakan proses iterasi model kecepatan. Panel bagian bawah merupakan *fitting* fungsi penerima observasi dan model digambarkan oleh garis biru dan merah.

Untuk menganalisis diskontinuitas *Moho* di bawah stasiun dilakukan migrasi fungsi penerima ke kedalaman sebagaimana yang ditunjukkan oleh **Gambar 20**. Pada plot fungsi penerima stasiun PWJI yang ditunjukkan oleh **Gambar 20(a)**, kedalaman *Moho* diestimasi pada kedalaman sekitar 34-37 km yang ditandai dengan garis hitam putus-putus. Sementara itu, pada stasiun GEJI yang ditampilkan oleh **Gambar 19(b)** kedalaman

Moho teramati pada 37-40 km yang ditandai dengan garis hitam putus-putus. Pada hasil migrasi fungsi penerima ke kedalaman stasiun PWJI dan GEJI juga terlihat adanya *delay* fase gelombang *P* langsung pada kedalaman ~2 km yang diinterpretasikan berasal dari lapisan sedimen di bawah zona ini. Ketebalan sedimen ini juga sesuai dengan penelitian Anggono dkk. (2020) yang melakukan penelitian di Zona Pegunungan Selatan Jawa Barat dengan

ketebalan 1-2 km. Selain itu, juga terlihat bahwa adanya fase polaritas negatif (*low velocity zone* (LVZ)) pada kedalaman sekitar 20 hingga 30 km yang kemungkinan berasal

dari fluida magma atau lelehan parsial dibawah stasiun. Keberadaan fase LVZ ini merupakan hal yang menarik yang membutuhkan studi lebih lanjut.



Gambar 20. Hasil migrasi fungsi penerima ke kedalaman di stasiun PWJI (a) dan stasiun GEJI (b) yang berada di Zona Pegunungan Selatan. Kedalaman lapisan Moho ditandai dengan garis hitam putus-putus.

4.4. Rekapitulasi Hasil Fungsi Penerima

Secara ringkas hasil kedalaman *Moho* dari analisis fungsi penerima pada 6 stasiun seismik 3 komponen *broadband* BMKG di Jawa Timur disajikan pada **Tabel 2**. Ketebalan kerak pada Zona Rembang, yaitu pada stasiun TBJI adalah 25-28 km. Hasil ini sesuai dengan penelitian fungsi penerima dengan metode inversi *Neighborhood Algorithm* (NA) oleh Ariyanto (2018), dimana lapisan diskontinuitas *Moho* teridentifikasi pada kedalaman 27,8 km. Selanjutnya, kedalaman *Moho* pada stasiun GRJI adalah 23-27 km, sesuai dengan penelitian Bahri dkk. (2021). Penelitian ini menggunakan metode fungsi penerima dengan lebar filter Gaussian 2,5 yang menyimpulkan bahwa kedalaman *Moho* di bawah stasiun GRJI adalah

22 km. Pada Zona Kendeng yang diwakili oleh stasiun LUJI dan ABJI, kedalaman lapisan *Moho* memiliki nilai yang sama yaitu diperkirakan pada kedalaman 18-20 km. Kedalaman *Moho* ini berasosiasi dengan salah satu stasiun pada penelitian yang dilakukan oleh Ariyanto (2018) di Jawa Tengah yang berlokasi pada Zona Kendeng. Pada penelitian tersebut, lapisan *Moho* di Zona Kendeng diidentifikasi pada kedalaman 19,5 km. Dari penelitian sebelumnya oleh Wölbern dan Rumpker (2016), menyatakan bahwa lapisan *Moho* pada Zona Kendeng mengalami pendangkalan 3-4 km karena adanya efek cekungan Kendeng dengan sedimen yang sangat tebal. Sementara itu, ketebalan kerak pada Zona Pegunungan Selatan yang diwakili

oleh stasiun PWJI dan GEJI menunjukkan hasil secara berturut-turut yaitu 34-37 km dan 37-40 km. Hasil penelitian ketebalan kerak zona ini berkesuaian dengan penelitian Anggono dkk. (2020) serta Wölbern dan Rümpler (2016), yang menunjukkan bahwa kedalaman *Moho* di bawah stasiun Zona pegunungan selatan sekitar 37 km.

Dari analisis ketebalan kerak bumi di 3 zona geologi di Jawa Timur diatas, dapat diketahui bahwa Zona Kendeng mempunyai ketebalan kerak relatif tipis, Zona Rembang mempunyai ketebalan sedang, dan Zona Pegunungan Selatan dengan ketebalan kerak paling tebal. Adanya penebalan dan penipisan

kerak pada zona ini dapat terjadi karena adanya efek isostasi, yaitu adanya kompensasi massa dimana kerak yang lebih berat atau lebih tebal seperti pada busur pegunungan, kerak bumi akan terbenam lebih dalam ke ke lapisan mantel, dan juga sebaliknya. Hasil serupa juga didapatkan oleh Xu dkk. (2013) yang melakukan penelitian kerak bumi di Dataran Tinggi Tibet, dimana ketebalan kerak dari 50 km menebal hingga 75 km di bawah blok Pegunungan Himalaya. Ryan dkk. (2016) dengan metode yang sama juga mendapatkan adanya penebalan kerak di Pegunungan Andean Tengah hingga 55-60 km.

Tabel 2. Ringkasan hasil struktur kerak bumi dari analisis fungsi penerima pada 6 stasiun seismik BMKG di Jawa Timur.

Zona	Stasiun	Jumlah sinyal	Struktur Kerak		
			Ketebalan kerak (km)	v_p (km/s)	v_s (km/s)
Rembang	TBJI	38	25-28	8,12	4,53
	GRJI	44	23-27	7,48	4,17
Kendeng	LUJI	19	18-20	6,71	3,75
	ABJI	42	18-20	7,07	3,94
Pegunungan Selatan	PWJI	38	34-37	7,44	4,15
	GEJI	25	37-40	8,78	4,98

Sementara itu, dari profil kecepatan gelombang P dan S pada 6 stasiun di 3 zona geologi yang berbeda didapatkan hasil yang menarik, yaitu adanya kemiripan struktur pada stasiun di zona geologi yang sama. Pada Zona Pegunungan Selatan Jawa Timur, kecepatan gelombang seismik didominasi oleh v_p dan v_s yang relatif tinggi, pada Cekungan Kendeng didominasi oleh v_p dan v_s yang rendah, dan pada Zona Rembang yang berada di Utara Zona Kendeng didominasi dengan v_p dan v_s sedang. Rekapitulasi kecepatan gelombang P dan S di setiap Zona dapat dilihat pada **Tabel 2**. Hasil penelitian ini sesuai dengan penelitian sebelumnya oleh Martha dkk. (2017) yang mengklasifikasikan zona di Jawa Timur dari nilai v_s -nya menjadi 3, yaitu: Zona

Pegunungan Selatan dengan v_s tinggi, Zona Kendeng dengan v_s sangat rendah dan Zona rembang dengan v_s sedang. Nilai kecepatan gelombang seismik ini sangat dipengaruhi oleh batuan dasar penyusunnya. Pada Zona Rembang batuan dasar penyusun daerah tersebut adalah endapan vulkanik dan aluvial modern serta batuan karbonat. Sedangkan pada Zona Kendeng merupakan daerah dengan cekungan sedimen tebal sehingga nilai kecepatannya sangat rendah. Sementara itu, Zona Pegunungan Selatan didominasi oleh kecepatan gelombang yang relatif tinggi karena batuan penyusun pada zona ini merupakan batuan vulkanik intrusif berumur Oligo-Miosen dan karbonat Miosen Tengah.

5. KESIMPULAN

- a. Ketebalan kerak bumi pada Zona Rembang bervariasi antara 25-28 km di bawah stasiun TBJI dan 23-27 km pada stasiun GRJI. Pada Zona Kendeng yang diwakili oleh stasiun LUJI dan ABJI, kedalaman lapisan *Moho* memiliki nilai yang sama yaitu diperkirakan pada kedalaman 18-20 km. Sementara itu, pada Zona Pegunungan Selatan, ketebalan kerak relatif tebal yaitu pada kedalaman 34-37 km di bawah stasiun PWJI dan 37-40 km pada stasiun GEJI. Adanya penebalan dan penipisan kerak dipengaruhi oleh adanya efek isostasi.
- b. Model kecepatan gelombang *P* dan gelombang *S* pada Zona Rembang memiliki nilai yang relatif sedang, dimana berasosiasi dengan batuan penyusunnya merupakan endapan vulkanik dan aluvial modern. Pada Zona Kendeng, kecepatan gelombang *P* dan gelombang *S* memiliki nilai yang relatif rendah dibandingkan dengan zona lainnya karena merupakan Cekungan dengan sedimen tebal. Sedangkan pada Zona Pegunungan Selatan, model kecepatan gelombang *P* dan *S* memiliki nilai yang relatif tinggi, dimana berasosiasi dengan batuan penyusunannya adalah batuan vulkanik intrusif berumur Oligo–Miosen dan karbonat Miosen Tengah.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada BMKG yang sudah memberikan data, Komite Kajian Gempa dan Tsunami yang telah mendukung penelitian ini, R.B. Herrmann dan K.C. Eagar yang menyediakan *software*, serta pihak-pihak terkait yang telah memberi dukungan terhadap penelitian ini.

DAFTAR PUSTAKA

Anggono, T., Syuhada, S., Febriani, F., Handayani, L., Mukti, M. M., & Amran, A. (2020). Crustal Shear-Wave Velocity Structure in Western Java, Indonesia from Analysis of Teleseismic Receiver

Functions. *Journal of Earth System Science*, 129(1). <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1288-1>

Ariyanto, P. (2018). *Struktur Kerak Bumi Di Jawa Bagian Tengah Berdasarkan Analisis Fungsi Penerima Teleseismik Menggunakan Inversi Algoritma Neighbourhood*. Universitas Indonesia.

Ariyanto, P., Rosid, M. S., Syuhada, & Januarti, Y. (2018). A Comparison of Tele-Seismic Receiver Function in The Different Geological Units in Central Java. *EAGE-HAGI 1st Asia Pacific Meeting on Near Surface Geoscience and Engineering*. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20>

Ariyanto, P., Rosid, M. S., Syuhada, & Januarti, Y. (2021). Study of Crustal Structure Beneath Station Banjarnegara Indonesia (BJI) Based on Receiver Function Analysis. *Journal of Physics: Conference Series*.

Bahri, S., Suryanto, W., & Ngadmanto, D. (2021). Sediment and Crustal Structure Beneath East Kalimantan and East Java, Indonesia from Receiver Function. *Journal of Physics: Conference Series*, 1825(1), 012014.

BMKG. (2019). *Katalog Gempa Bumi Signifikan dan Merusak 1821-2018*.

BMKG. (2021). *Katalog Gempa Bumi*. BMKG Data Archives. <https://geof.bmkg.go.id/webdc3/>

Chen, Y., & Niu, F. (2016). Joint Inversion of Receiver Functions and Surface Waves with Enhanced Preconditioning on Densely Distributed CNDSN Stations: Crustal and Upper Mantle Structure Beneath China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(2), 743–766. <https://doi.org/10.1002/2015jb012450>

Herrmann, R. B. (2013). Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1081–1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>

ISC. (2021). *ISC Bulletin: Arrivals Search*. <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/arrivals/>

Jarchow, C. M., & Thompson, G. A. (1989). The Nature of The Mohorovicic Discontinuity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 17, No. 1, 475–506.

Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., & Correig, A. M. (2000). Joint Inversion of Receiver

- Function and Surface Wave Dispersion Observations. *Geophysical Journal International*, 143(1), 99–112. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x>.
- Katili, J. A. (1975). Volcanism and Plate Tectonics in The Indonesian Island Arcs. *Tectonophysics*, 26(3–4), 165–188.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., & Buland., R. (1995). Constraints on Seismic Velocities in The Earth from Traveltimes. *Journal International Geophysics*, 122, 108–124.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology (International Geophysics Series, Volume 58)*. Academic Press.
- Ligorria, J. P. (2000). *An Investigation of The Mantle-Crust Transition Beneath North America and Poisson's Ratio of The North American Crust*. Saint Louis University.
- Ligorria, J. P., & Ammon, C. J. (1999). Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of The Seismological Society of America*, Vol. 89, No. 5, 1395–1400.
- Martha, A. A., Cummins, P., Saygin, E., Widiyantoro, S., & Masturyono. (2017). Imaging of Upper Crustal Structure Beneath East Java–Bali, Indonesia with Ambient Noise Tomography. *Geoscience Letters*, 4(1). <https://doi.org/10.1186/s40562-017-0080-9>
- Menke, W. (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press.
- PUSGEN, T. P. S. G. N. (2017). *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*.
- PVMBG. (2021). *MAGMA Indonesia*. <https://magma.vsi.esdm.go.id/#>
- Ryan, J. S., Beck, G., Zandt, L., Wagner, E., Minaya, H., & Tavera. (2016). Central Andean Crustal Structure from Receiver Function Analysis. *Tectonophysics*, 682, 120–133.
- Smyth, H. (2005). East Java: Cenozoic Basins, Volcanoes and Ancient Basement. *Indonesian Petroleum Association 30th Annual Convention Proceedings, Advance Access Published 2005*.
- Stein, S., & Wysession, M. (2005). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell publishing: Victoria 3053.
- Syuhada, D.H., N., I. A., C., T.P., N., A., T., & Y., T. (2016). Crustal Structure Along Sunda-Banda Arc Transition Zone from Teleseismic Receiver Functions. *Acta Geophysica*, 64(4), 2020–2050.
- Van Bemmelen, R. W. (1949). *The Geology of Indonesia* (2nd ed.). General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagoes.
- Wölbern, I., & Rumpker, G. (2016). Crustal Thickness Beneath Central and East Java (Indonesia) Inferred from P Receiver Functions. *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Xu, M., Huang, H., Huang, Z., Z., H., & Wang, L. (2016). SplitRFLab: A MATLAB GUI Toolbox for Receiver Function Analysis Based on SplitLab[J]. *Earthquake Science*, 29(1), 17–26.
- Xu, Z. J., Song, X., & Zhu, L. (2013). Crustal and Uppermost Mantle S Velocity Structure Under Hi-CLIMB Seismic Array in Central Tibetan Plateau from Joint Inversion of Surface Wave Dispersion and Receiver Function Data. *Tectonophysics*, 584, 209–220.
- Yu, Y., Song, J., Liu, K. H., & Gao, S. S. (2015). Determining Crustal Structure Beneath Seismic Stations Overlying a Low-Velocity Sedimentary Layer Using Receiver Functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(5), 3208–3218.