

STRUKTUR LAPISAN BUMI DI BAWAH G. TANGKUBAN PARAHU BERDASARKAN STUDI SEISMIK STASIUN TUNGGAL

Dannie Hidayat***, Lina Handayani**, Christina Widiwijayanti***,
Suyatno** dan Anto Sanyoto**

Dannie Hidayat, Lina Handayani, Christina Widiwijayanti, Suyatno dan Anto Sanyoto, Struktur Lapisan Bumi di Bawah G. Tangkubanparahu Berdasarkan Studi Seismik Stasiun Tunggal, *RISER – Geologi dan Pertambangan Jilid 16 No1. Tahun 2006*, hal 1-8 7 gambar, 1 tabel.

Abstrak: Stasiun seismograf tunggal pita lebar (*broadband*) di G. Tangkubanparahu telah merekam sejumlah gempa jarak jauh. Gelombang gempa yang terekam telah di analisa dengan menggunakan pendekatan fungsi penerima untuk mempelajari struktur bawah permukaan di bawah stasiun. Hasil awal, berdasarkan metode pemodelan kedepan (*forward*) dan inversi fungsi penerima menunjukkan ketebalan kerak di bawah Tangkubanparahu adalah sekitar 30-35 km. Juga ada kemungkinan adanya dua zona kecepatan rendah di bawah G. Tangkubanparahu yang boleh jadi merupakan dua kantung magma pada kedalaman sekitar 5 km dan 25 km.

Abstract: A broadband seismograph station installed at the peak of G. Tangkubanparahu had recorded a number of teleseismic earthquakes. Waveforms from the earthquakes recorded have been analyzed using the receiver function to study the seismic velocity structure beneath the station. The preliminary results, based on the forward and the inversion method of receiver function, suggest the crustal thickness underneath Tangkubanparahu is about 30-35 km. In addition, there are possibility of two low velocity zones below G. Tangkubanparahu, which may indicate two magma chambers at the depth of about 5 km and 25 km.

PENDAHULUAN

Perekaman gempa-gempa dengan menggunakan satu stasiun telah banyak dipelajari. Dengan kemajuan teknologi, kita bisa menentukan lokasi gempa secara lebih akurat dengan menggunakan peralatan canggih dan jaringan stasiun-stasiun seismik yang cukup bagus. Peran ini dilaksanakan oleh Badan Meteorologi Geofisika untuk pemantauan dan pembuatan katalog data gempa di Indonesia. Sedangkan untuk data gempa global, peran ini dilakukan antara lain oleh USGS (United States Geological Survey).

Data dari satu stasiun dapat digunakan untuk mempelajari gempa atau struktur bumi (Langston, 1979a; Roberts dan Christofferson, 1991). Bila digabungkan dengan jaringan stasiun lainnya, akan membantu penentuan lokasi dan mekanisme sumber gempa. Selain itu data gempa dari stasiun ini tentunya akan berguna dalam riset kegempaan baik lokal atau global.

Kami mencoba menganalisa data seismik dari satu stasiun yang dipasang di gunung api Tangkubanparahu, Jawa Barat. Stasiun yang terpasang di G. Tangkubanparahu ini merupakan hasil kerjasama Pennsylvania State University, Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI, dan Direktorat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi. Secara teoritis, adanya beda kecepatan seperti yang terjadi di bidang Moho (batas antara lapisan kerak bumi dan selubung) akan menyebabkan perubahan gelombang P ke s atau sebaliknya. Makalah ini membahas struktur

* Department of Geoscience, Pennsylvania State University, PA, USA

** Pusat Penelitian Geoteknologi - LIPI

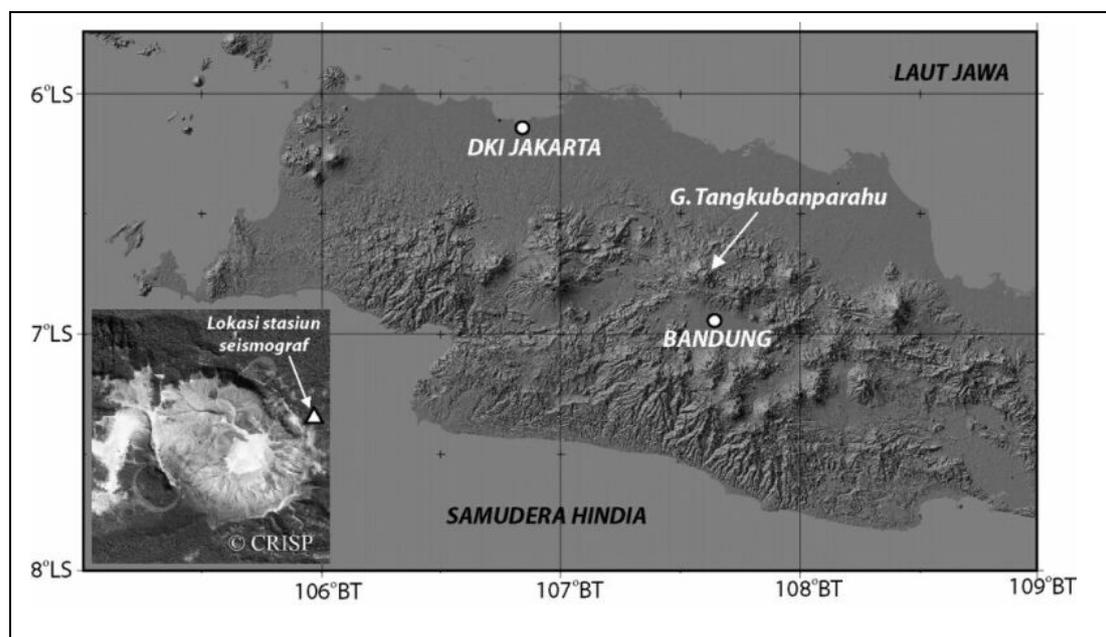
lapisan Bumi hasil studi seismik stasiun tunggal yang boleh jadi berkaitan dengan struktur G. Tangkubanparahu, serta mencoba untuk menentukan batas bidang Moho.

Data

Sejak tanggal 26 September 2006, satu seismograf pita-lebar (*broadband*) tipe *Guralp CMG-6TD* dipasang di dekat Kawah Ratu G. Tangkubanparahu (6.76° LS, 107.62° BT), pada ketinggian 1800m dpl. Gambar 1 menunjukkan lokasi stasiun gempa yang digunakan pada studi ini. Seismograf ini mempunyai frekuensi sensitivitas dari 0.0333 Hz hingga 100 Hz (atau periode 30 detik hingga 0.01 detik). Peralatan seismograf ini dilengkapi dengan 24-bit *analog-to-digital* (ADC) dan sistem penyimpanan digital yang mampu merekam data sampai dengan 2 GB. Peralatan ini dilengkapi dengan GPS untuk akurasi waktu hingga puluhan mikrodetik. Dengan tingkat cuplikan 100 Hz, stasiun ini mampu merekam data selama 1 bulan.

Setelah kurang lebih 2 bulan perekaman, telah banyak data gempa yang terkumpul. Gempa-gempa, baik lokal yang ada hubungannya dengan aktivitas G. Tangkubanparahu, maupun gempa-gempa regional yang berjarak 100-2000 km, dan juga gempa tektonik yang sangat jauh ($M > 5$) terekam oleh stasiun ini.

Gempa-gempa jarak jauh direkam oleh stasiun ini dengan kualitas cukup bagus. Gempa-gempa jarak jauh adalah gempa yang berjarak lebih dari 30 derajat atau 3300 km dari stasiun seismograf. Biasanya gempa-gempa ini bisa dideteksi secara menyeluruh oleh seismograf periode panjang atau pita lebar karena gelombang gempa, terutama gempa-gempa besar, seringkali mempunyai frekuensi gelombang di bawah 1 atau bahkan 0.1 Hz. Sementara itu seismograf periode pendek yang mempunyai sensitivitas frekuensi >1 Hz tidak bisa mencatat gelombang di bawah 0.1 Hz dengan baik.

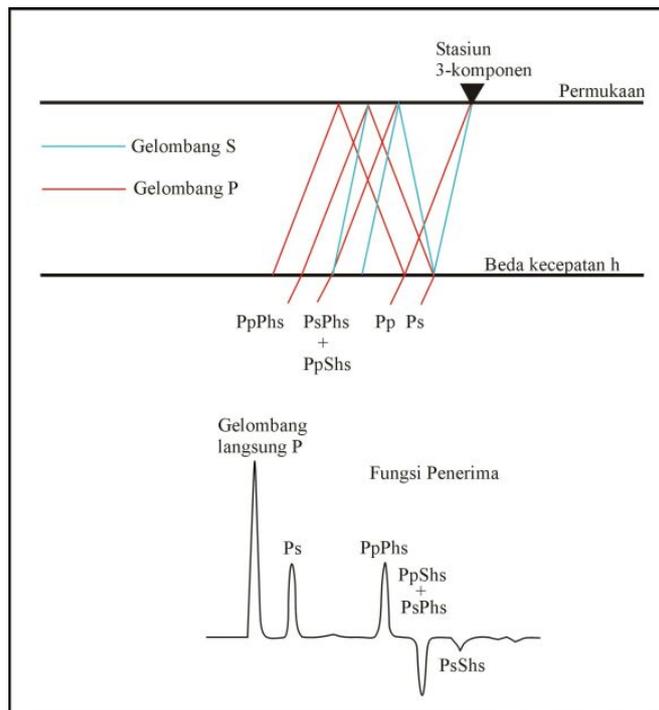


Gambar 1. Peta yang menunjukkan Jawa Barat dan posisi G. Tangkubanparahu. Inset: Citra satelit Ikonos (sumber: CRISP, National University, Singapore) yang menunjukkan lokasi stasiun seismograf

METODE

Dengan menggunakan metoda fungsi penerima (*Receiver Function*) kita bisa mempelajari struktur kecepatan gelombang (V_p , V_s , V_p/V_s , ketebalan struktur) di bawah stasiun. Fungsi penerima adalah salah satu teknik yang digunakan untuk mempelajari struktur kecepatan gelombang tanpa memandang jenis/mechanisme dari gempa karena faktor ini telah dihilangkan dalam proses dekonvolusi (Langston, 1977; Phinney, 1964). Metoda ini secara luas telah banyak dipakai untuk mempelajari struktur kecepatan gelombang mulai dari kerak hingga selubung bumi (misal, Ammon, 1991; Zandt dan Owen, 1986). Sampai saat ini belum ada studi fungsi penerima yang dilakukan untuk daerah G. Tangkubanparahu. Kami mencoba menggunakan metoda ini untuk menentukan struktur kecepatan gelombang seismik di daerah ini.

Seperti disebutkan sebelumnya, secara teoritis, ada beda kecepatan yang menyebabkan perubahan gelombang P ke s atau sebaliknya yang tampak dalam data gelombang hasil analisa fungsi penerima. Biasanya ini terjadi di Moho, batas antara lapisan kerak dan selubung bumi. Kecepatan gelombang P berubah dari 6 km/detik di lapisan kerak bumi menjadi 8 km/detik di lapisan selubung. Kecepatan gelombang S juga berubah bersamaan dengan perubahan kecepatan gelombang P . Karena perbedaan kecepatan gelombang P dan S , maka kita bisa mengamati besarnya perbedaan waktu tiba dari gelombang P langsung dan P_s (perubahan gelombang P ke s di Moho). Dari informasi ini kita bisa memperkirakan kedalaman dimana perubahan kecepatan gelombang seismik ini dapat teramati atau yang dikenal sebagai bidang Moho (Ammon dkk., 1990; Gambar 2).



Gambar 2. Sketsa sederhana garis perambatan gelombang seismik yang menunjukkan perubahan gelombang P dan S untuk model dengan lapisan kerak tunggal dan homogen di atas selubung (mantle) (atas). Gelombang fungsi penerima yang akan teramati dari model tersebut (bawah) (Ammon dkk., 1990).

Untuk analisa fungsi penerima ini kami memilih gempa-gempa jarak jauh dengan magnitudo > 5.5 dan berjarak 30° - 90 ° (Tabel 1). Gempa-gempa besar ini cukup jelas direkam oleh stasiun seismograf G. Tangkubanparahu.

Jarak gempa-gempa di atas dipilih karena perambatan gelombang dari sumber ke stasiun biasanya cukup jelas (Lay dan Wallace, 1995).

Tabel 1. Gempa-gempa jarak jauh yang dipergunakan dalam analisis fungsi penerima

Tahun	Bulan	Tanggal	Jam	Lintang (°)	Bujur (°)	Kedalaman (km)	Magnitudo	Jarak (°)	Azimuth (°)
2006	9	28	62209.73	-16.59	-172.03	28	6.9	78.9	105.5
2006	9	30	175023.05	46.35	153.17	11	6.6	66.6	32.6
2006	9	30	175616.10	46.19	153.17	10	6.0	66.5	32.7
2006	9	30	183338.02	46.33	153.26	10	5.4	66.6	32.7
2006	10	1	90602.32	46.47	153.24	19	6.6	66.7	32.5
2006	10	1	90959.94	46.48	153.26	10	5.4	66.7	32.5
2006	10	3	180314.58	-18.87	169.00	171	6.3	60.8	107.8
2006	10	6	50853.74	-41.19	80.64	10	5.7	41.9	210.9
2006	10	8	135024.11	-23.55	-175.27	10	5.8	75.5	112.5
2006	10	8	141016.41	-23.47	-175.39	10	5.4	75.4	112.4
2006	10	9	100146.72	20.65	120.02	10	6.3	29.8	23.8
2006	10	9	110828.09	20.71	119.98	10	5.9	29.9	23.7
2006	10	9	181933.73	-51.03	29.02	10	5.7	77.6	219.3
2006	10	10	235804.17	37.20	142.66	10	6.0	54.6	34.2
2006	10	11	64353.81	20.71	120.08	10	5.7	29.9	23.9
2006	10	12	144630.93	24.13	122.62	44	5.7	34.0	25
2006	10	13	134739.89	46.25	153.28	8	6.3	66.6	32.7

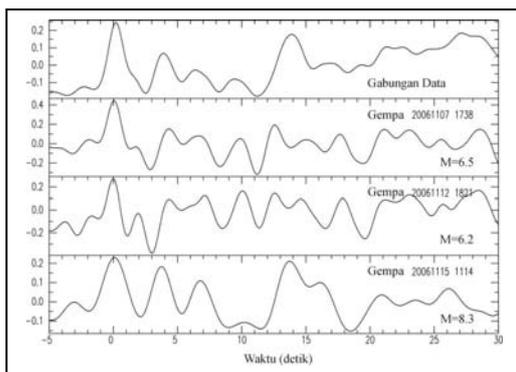
HASIL DAN DISKUSI

Langkah awal dalam studi ini adalah mengumpulkan data gempa jarak jauh yang diperkirakan terekam oleh stasiun pengamatan yang bisa didapatkan dari katalog *NEIC* (National Earthquake Information Center), *USGS* (United States Geological Survey). Dengan menggunakan program *TAUP* (Crotwell dkk., 1999), kita bisa memperkirakan kapan waktu tiba dari gelombang *P* atau gelombang yang lain dari suatu gempa (yang kita ketahui waktu kejadian dan lokasinya) akan teramati di stasiun pengamatan.

Dengan perkiraan waktu tiba gelombang *P* ini, kita bisa mencari dan mencocokkan dengan data gelombang gempa yang direkam oleh stasiun Tangkubanparahu. Waktu tiba gelombang *P* tersebut kemudian dikoreksi dengan waktu yang teramati. Data kemudian dipilah -60 detik sebelum dan 90 detik sesudah waktu tiba gelombang *P*. Selama periode pengamatan dari 26 September hingga 18 Oktober 2006, terdapat 31 gempa jarak jauh yang terpilih untuk tujuan studi ini.

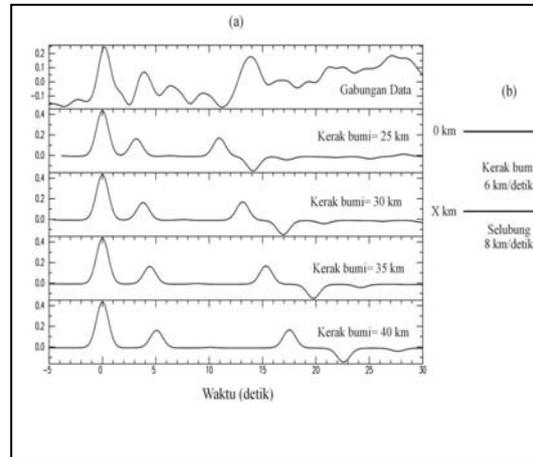
Proses analisa fungsi penerima (Ammon dkk., 1990; Randall, 1989) dilakukan untuk ke 31 gempa yang terpilih. Dari masing-masing gempa dihasilkan fungsi penerima komponen

radial dan tangensial. Kita menggunakan komponen radial karena di sana terdapat gelombang-gelombang yang berasosiasi dengan awalan gelombang *P* dan konversi *P* ke *s* serta pantulan (*multiples*) *P* dan *S* dalam lapisan kerak bumi. Sementara komponen tangensial secara teori merupakan fungsi nol (*zero-function*), namun terkadang menampilkan gelombang-gelombang yang perlu diperhatikan sebelum digunakan dalam interpretasi struktur (Langston, 1977). Kami gabung sejumlah 31 fungsi penerima itu untuk meningkatkan perbandingan sinyal terhadap bising (*S/N ratio*) dari waktu tiba *P*, *s*, serta pantulan-pantulan (*multiples*) dan untuk menghilangkan bising yang dapat menutup gelombang-gelombang yang kita inginkan. Hasil gabungan data tersebut bisa dilihat di Gambar 3.



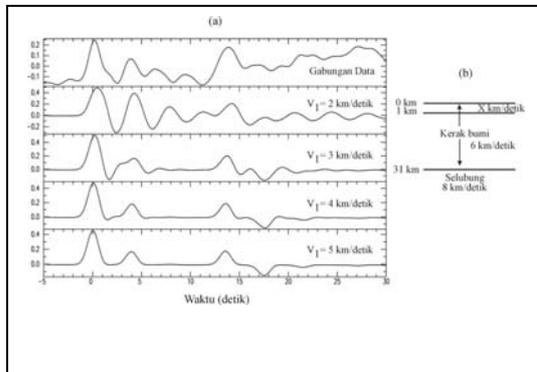
Gambar 3. Perbandingan fungsi penerima hasil *stacking* (gabungan) dengan beberapa contoh gempa, setelah proses dekonvolusi untuk menghilangkan efek sumber.

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) dilakukan untuk mencari ketebalan dari kerak bumi (Gambar 4) dengan menggunakan kecepatan gelombang *P* dan *s* sesuai dengan kecepatan rata-rata dari data global (*IASPEI-91*). Batas Moho di bawah G. Tangkubanparahu didapatkan pada kedalaman sekitar 30-35 km.



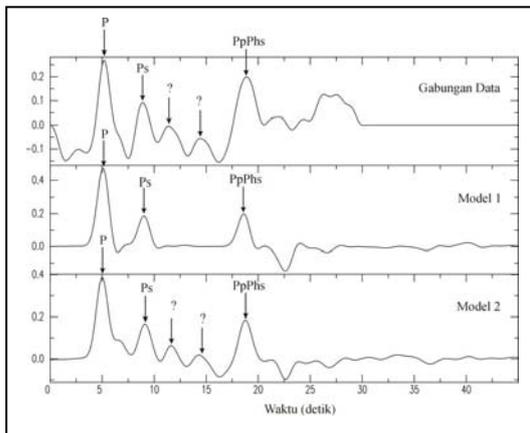
Gambar 4. Hasil pemodelan ke depan (*forward modeling*) menggunakan data global dari *IASPEI-91*. (a) Perbandingan fungsi penerima untuk penggabungan data dan model sintetis dengan ketebalan kerak yang berbeda. (b) Diagram model sederhana dari lapisan kerak dan selubung yang fungsi penerimanya ditampilkan di (a).

Satu hal menarik yang bisa kita amati adalah gelombang langsung *P* yang tidak tepat pada posisi $t=0$. Secara teori, untuk analisa fungsi penerima (Ammon, 1991), bila gelombang langsung *P* tergeser ke $t>0$ itu menandakan adanya zona kecepatan rendah di permukaan. Kami coba memodelkan dengan satu lapisan berketebalan 1 km dengan variasi kecepatan gelombang *P* antara 2 hingga 5 km/detik di atas lapisan kerak bumi dengan kecepatan rata-rata 6 km/detik. Kami dapatkan kecepatan 4 km/detik yang mempunyai kesesuaian optimum untuk lapisan atas tersebut (Gambar 5). Dari beberapa variasi ketebalan lapisan atas yang dicobakan, kami dapatkan ketebalan 1 km sebagai ketebalan yang optimum. Kecepatan gelombang *P* rata-rata ini sesuai dengan hasil studi di selatan P. Jawa (Kopp dkk., 2002).



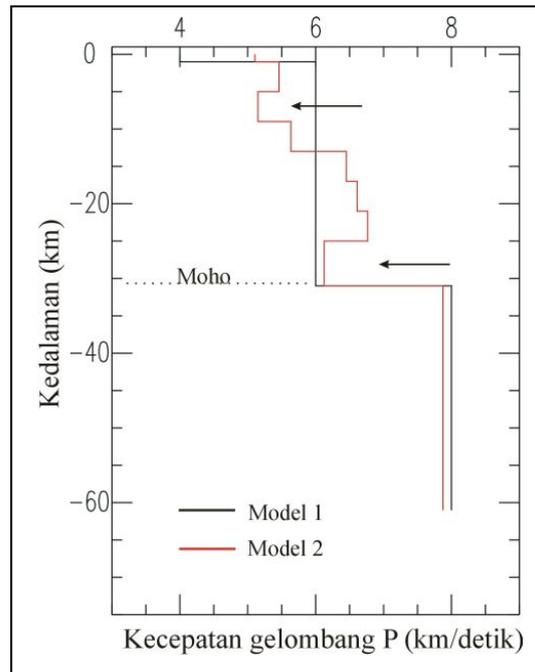
Gambar 5. Hasil pemodelan ke depan (forward modeling) menggunakan data hasil pemodelan di Gambar 4. (a) Perbandingan fungsi penerima untuk penggabungan data dan model sintetis dengan v_p bervariasi untuk lapisan atas (b) Diagram model lapisan kerak dan selubung yang fungsi penerimanya ditampilkan di (a).

Langkah selanjutnya yang dilakukan adalah inversi data fungsi penerima untuk mendapatkan variasi kecepatan gelombang dari permukaan sampai selubung atas. Hasilnya ditunjukkan di Gambar 6.



Gambar 6. Perbandingan fungsi penerima hasil penggabungan, model 1 (hasil pemodelan ke depan) dan model 2 (hasil inversi).

Analisa ini juga menunjukkan adanya 2 anomali *peak arrival* di antara *Ps* dan pantulan *PpPhs* dan *PpShs+PsPhs* yang kemungkinan berkaitan dengan adanya 2 lapisan dengan kontras kecepatan terletak antara lapisan paling atas dan Moho (Gambar 7).



Gambar 7. Hasil analisa model kecepatan gelombang kerak dan selubung. Tanda panah menunjukkan zona kecepatan rendah.

Kedua anomali tersebut sesuai dengan dua zona kecepatan rendah (Langston, 1979b; Ammon dkk., 1990) yang teramati dari model inversi pada kedalaman ~5km dan kedalaman di atas Moho (~25 km). Dengan hasil analisa di atas kami menginterpretasi kedua zona kecepatan rendah ini sebagai dua lapisan kantung magma untuk G. Tangkubanparahu.

Studi ini merupakan studi awal yang masih dapat dikembangkan. Data gempa yang terkumpul sampai sekarang masih terbatas. Analisa akan lebih baik dan akurat bila lebih banyak lagi gempa-gempa terekam sehingga kita bisa mengisolir gelombang *P* dan konversi *P* ke *s* dengan lebih baik. Namun dengan data yang

terbatas ini kita bisa mendapat gambaran bagaimana kira-kira struktur kecepatan gelombang seismik di lapisan bawah permukaan, terutama di sekitar pemasangan seismograf di dekat G. Tangkubanparahu. Dengan data yang lebih banyak kita juga bisa mempelajari variasi struktur kecepatan dengan lebih detail baik untuk lapisan kerak bumi atau selubung.

KESIMPULAN

Studi awal dengan menggunakan metoda fungsi penerima cukup meyakinkan untuk penentuan kedalaman Moho dan struktur kecepatan gelombang seismik. Berdasarkan data yang ada, ketebalan kerak bumi di bawah Tangkuban perahu sekitar 30-35 km. Nilai ini hampir sama dengan rata-rata ketebalan kerak bumi kontinen dengan kecepatan gelombang P rata-rata yang mungkin lebih rendah dari rata-rata global. Kecepatan gelombang P rata-rata ini sesuai dengan hasil studi di selatan P. Jawa. Analisa data menyimpulkan adanya zona kecepatan rendah bagian atas dari kerak bumi yang berkaitan dengan penggeseran gelombang langsung P diinterpretasikan sebagai ketebalan lapisan material produk vulkanik. Analisa juga menyimpulkan dua anomali *peak arrival* diantara P_s dan multiple $PpPhs$ dan $PpShs+PsPhs$ mungkin berkaitan dengan variasi kecepatan gelombang antara lapisan paling atas dan Moho. Anomali ini sesuai dengan adanya dua zona kecepatan rendah dalam kerak bumi pada kedalaman ~5km dan diatas Moho. Dengan data yang ada kami menginterpretasi kedua zona kecepatan rendah ini sebagai dua kantong magma untuk G. Tangkubanparahu. Studi awal ini dapat dikembangkan untuk menentukan struktur gelombang seismik lebih akurat dan rinci.

UCAPAN TERIMA KASIH

Kami mengucapkan terima kasih kepada Kepala Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI, Deputi Ilmu Pengetahuan Kebumian LIPI, Kepala Direktorat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Kebumian yang telah memberi bantuan

untuk kesuksesan pemasangan peralatan seismik di G. Tangkubanparahu. Kami juga berterima kasih kepada staf Direktorat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Kebumian dan Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI yang telah membantu dan melancarkan tugas kami dalam instalasi seismograf. Tak lupa kami juga berterima kasih kepada Prof. Barry Voight, Pennsylvania State University, yang telah memberi kesempatan kepada kami untuk menggunakan seismograf yang dipasang permanen di G. Tangkubanparahu. Juga terimakasih kami sampaikan kepada Dr. Djedi S. Widarto sebagai editor atas masukannya yang sangat membantu dalam penulisan artikel ini.

REFERENSI

- Ammon, C. J., The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504-2510, 1991.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., dan Zandt, G., On the non-uniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318, 1990.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J., dan Ritsema, J., The TauP Toolkit: Flexible travel time and ray path utilities, *Seismological Research Letters*, 70, 2, 154-160, 1999.
- Kopp, H., Klaeschen, D., Flueh, E.R., Bialas, J., Reichert, C., Crustal structure of the Java margin from seismic wide-angle and multichannel reflection data. *J. Geophys. Res.*, 107, B2, 10.1029/2000JB000095, 2002.
- Langston, C. A., The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1029-1050, 1977.
- Langston, C.A. A single-station fault-plane solution method, *Geophys. Res. Letters.*, 6:41-44, 1979a.
- Langston, C. A., Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762, 1979b.

- Lay, T., dan Wallace, G., *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego, 1995.
- Phinney, R. A., Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long-period body waves, *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017, 1964.
- Randall, G. E., Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 99, 469-481, 1989.
- Zandt, G., dan Owens, T. J., Comparison of crustal velocity profiles determined by seismic refraction and teleseismic methods, *Tectonophysics*, 128, 155-161, 1986.