

Identification Fluid Phase Based on Vp/Vs Ratio Using Seismic Tomography

Sabrianto Aswad*, Akino Iskandar*, Lantu*, Andri Dian Nugraha**

Hasanuddin University

Bandung Institute of Technology

sabri@science.unhas.ac.id

Keywords: micro earthquake, seismic tomography,
inversion, fluid phase, Vp/Vs ratio

ABSTRACT

Permeability changes of a geothermal reservoir structure can be caused by changes of pressure, temperature and geothermal fluid phase due to the activity of the structure and the transformation of hot water phase into steam from fluid injection at the time of production. This is one of the causes of the micro-earthquake seismicity in the reservoir. The observation of micro-earthquake seismicity in physical parameters such as subsurface medium seismic velocity can be used to detect the permeability of the reservoir structure. Analysis of seismic velocity is conducted using seismic tomography modelling.

Tomography modelling begins with forward modeling process in form ray tracing from the source to the receiver in 3D space to calculate the minimum travel time of wave propagation from P and S wave using 1D velocity initial model. Travel time from this calculation then becomes input in modelling velocity by iterative damped least square method in inverse modelling process which will minimize quadrature of delay time between calculation and observation travel time. In other words, calculation time will try to calculate near from observation time (representation of subsurface condition) until sufficient minimal delay time value is obtained in iterative process. Result from this research shows velocity anomaly both P and S wave at depth between +0.5 to -1.5 km toward MSL with average value 10%-15% lower than its around relatively. Ratio data of Vp/Vs extend low value relatively at average 1.7 - 1.9. This anomaly layer on geothermal field related with gas saturated characteristic

Pendahuluan

Potensi cadangan panas bumi yang besar di Indonesia tidak diiringi dengan kemampuan untuk mengeksploitasinya secara optimal. Dalam pemanfaatannya, ekstraksi fluida (uap panas) yang terus-menerus dari reservoir panas bumi menyebabkan terjadinya pengurangan massa. Pengurangan massa ini dapat dikompensasi dengan pengisian kembali (*recharge*) baik secara alami maupun secara buatan melalui proses reinjeksi. *Recharge* buatan ini dilakukan dengan cara menginjeksikan air sisa ekstraksi uap melalui sumur-sumur reinjeksi. Pada masa produksi terjadi perubahan tekanan, temperatur dan fasa fluida panas bumi oleh adanya pergerakan struktur dan perubahan fase air panas menjadi uap dari fluida injeksi. Hal ini merupakan salah satu penyebab terjadinya gempa bumi mikro dalam reservoir.

Pada saat sekarang ini gempa bumi mikro telah dijadikan alat untuk menggambarkan parameter fisis struktur yang berada di bawah permukaan lapangan geotermal. Salah satu parameter fisis yang penting dan bisa menghasilkan parameter-parameter fisis yang lainnya adalah kecepatan

seismik. Pemodelan kecepatan seismik menggunakan data gempa mikro sangat berguna di daerah geotermal. Menurut Suantika (2008) Kecepatan seismik merupakan salah satu parameter fisis yang sangat baik untuk menggambarkan karakteristik medium bawah permukaan disebabkan adanya hubungan kuat antara distribusi kecepatan seismik dengan gambaran penyebaran litologi dan fluida yang terkandung di dalamnya. Kecepatan seismik yang maksimal dapat juga digunakan untuk korelasi stratigrafi dan menggambarkan pola penyebaran litologi (Monalia, 2011).

Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah seismik tomografi atau dikenal juga dengan tomografi *delay time*. Tomografi seismik pada dasarnya adalah manipulasi penyesuaian dari selisih waktu tempuh (*delay time*) antara waktu tempuh pengamatan dan waktu tempuh kalkulasi dalam model percobaan, untuk memperkirakan perbaikan model percobaan itu sendiri, sampai struktur kecepatan yang paling baik tercapai (Thurber dan Aki, 1987).

Jumlah gempa mikro yang terjadi akibat eksploitasi dan proses *recharge* dapat digunakan untuk mengamati perubahan kondisi yang terjadi pada reservoir lapangan geotermal melalui deskripsi data anomali kecepatan lapisan yang diperoleh dari proses inversi.

Hasil inversi yang distribusi anomali kecepatan rendah dari kecepatan bawah permukaan gelombang P (V_p) dan gelombang S (V_s), serta rasio kecepatan dari V_p/V_s menjadi faktor penting untuk menentukan keberadaan pori-pori batuan yang berisi air atau distribusi fluida dalam sistem geotermal (Zandomenighi D, 2007)

Efek Temperatur, Tekanan dan Poros terhadap Kecepatan Gelombang Seismik

Perubahan lateral kecepatan seismik dipengaruhi oleh faktor-faktor : (1) perubahan litologi, kandungan fluida (2) perubahan tekstur, seperti yang disebabkan oleh perkembangan retakan di batu, atau cairan pori bervolume besar dalam zona retak (3) perubahan suhu dan tekanan (4) anisotropi dalam distribusi kecepatan.

Terhadap hubungan yang kuat antara kecepatan seismik dan litologi. Umumnya, nilai V_p yang lebih rendah teramati dalam bahan dengan porositas tinggi, seperti tufa dan endapan piroklastik, dalam kontras dengan bahan yang terkonsolidasi tinggi, seperti batu granit atau metamorf. Kehadiran rekahan juga mengurangi kecepatan seismik dibandingkan dengan batu utuh (Zandomenighi, 2007).

Penelitian dari Wang (1990) menyatakan bahwa peningkatan temperatur memberikan efek pada penurunan kecepatan gelombang seismik baik kecepatan gelombang P (V_p) maupun kecepatan gelombang S (V_s). Kecepatan gelombang seismik sangat sensitif terhadap perubahan temperatur (Trampert, 2001), dimana kenaikan temperatur yang cukup besar seiring bertambahnya kedalaman akibat ekspansi

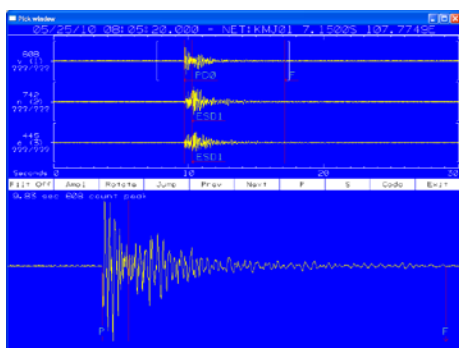
termal yang menurun menunjukkan penurunan kecepatan gelombang seismik dengan Vs cenderung lebih sensitif dibandingkan Vp.

Secara Umum, pada penurunan saturasi minyak dan gas serta peningkatan saturasi air akan menghasilkan peningkatan kecepatan gelombang P, penurunan gelombang S, dan peningkatan rasio Vp/Vs (Prskalo, *et al*). Sehingga pada batuan *gas-saturated*, baik kecepatan gelombang P maupun S cenderung menurun. Pada batuan *water-saturated*, saturasi air meningkatkan kecepatan gelombang P relatif dibandingkan pada *gas-saturated* dan gelombang S menurun. Peningkatan gelombang P terjadi karena air cenderung lebih *compressible* dibandingkan udara sehingga keberadaan air dalam poros akan meningkatkan modulus bulk batuan tersebut. Sedangkan penurunan kecepatan gelombang S terjadi karena peningkatan densitas saat batuan tersaturasi oleh air (Wang, 1990).

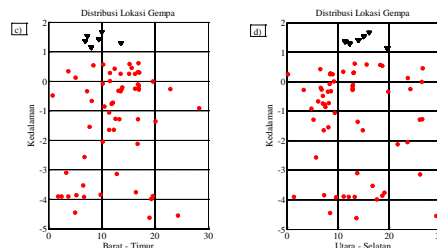
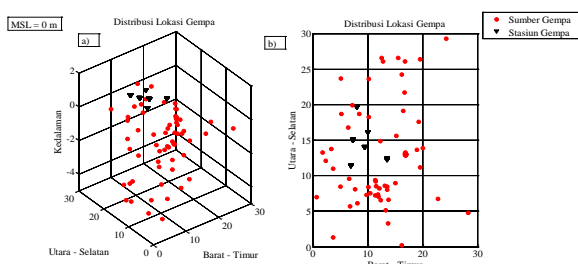
Pada batuan yang memiliki bagian *melt* didalamnya, beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa parameter kecepatan gelombang seismik dapat sangat bervariasi, seperti untuk batuan 10% *melt* didalamnya, penurunan Vp dan Vs dapat bervariasi antara 10-40% dan 20-100% dibandingkan dengan *solid rock*, tergantung pada asumsi geometri melt, geometri poros, dan mekanisme perubahan fasa (Hikmah N, 2013).

Data dan Metodologi

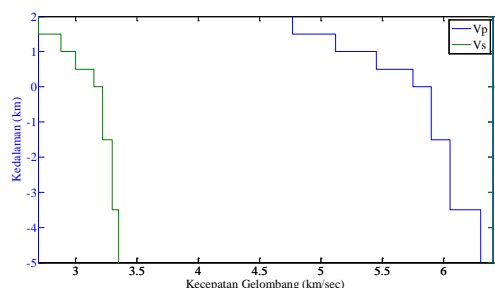
Data lapangan geotermal yang digunakan pada penelitian ini adalah data rekaman gempa mikro selama 4 bulan. Data input yang diperoleh terdiri dari 61 event gempa dengan jumlah fasa gelombang yang terekam sebanyak 268 dan stasiun pengamatan sebanyak 6 stasiun. Salah satu contoh data gempa mikro ini dapat dilihat pada gambar 1. Luas area penelitian adalah 30 x 30 km² dan kedalaman 7 km dan titik referensi berada pada 1100 m diatas msl. Gambar 2 menunjukkan distribusi hiposenter dari gempa. Rekaman data gempa mencakup data waktu terjadi gempa (origin time), waktu tempuh gelombang P dan S (travel time), dan referensi data kecepatan yang kemudian akan menjadi model kecepatan awal untuk proses pengolahan data (gambar 3).



Gambar 1. Rekaman gempa mikro



Gambar 2. Posisi stasiun dan distribusi hiposenter gempa



Gambar 3. Model kecepatan awal 1-D untuk gelombang P dan gelombang S

Pada penelitian ini digunakan metode ray tracing pseudo-bending (Um dan Thurber, 1987) untuk menghitung waktu tempuh kalkulasi dari sumber ke penerima dalam proses inversi tomografi. Metode *pseudo-bending* menggunakan prinsip Fermat dimana gelombang merambat pada lintasan dengan waktu tempuh tercepat. Waktu tempuh (T) sepanjang lintasan gelombang diekspresikan dalam sebuah persamaan integral di antara dua titik (Um dan Thurber, 1987):

$$T = \int_{source}^{receiver} \frac{1}{V} dl$$

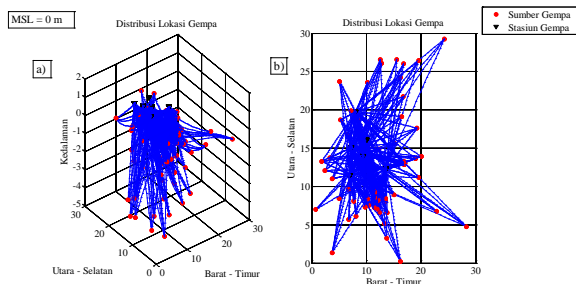
dengan dl merupakan segmen panjang lintasan dan V merupakan kecepatan gelombang seismik. Pada penelitian ini algoritma tersebut disesuaikan dengan parameterisasi model yang digunakan, sehingga perhitungan waktu tempuh,

$$Waktu Tempuh = \sum S_f dL_f$$

Dimana S_f adalah *slowness* pada blok ke-f yang dilewati oleh *ray*. dL_f merupakan panjang *ray* pada blok ke-f yang dilewati *ray*. Panjang lintasan ini akan bergantung pada lokasi sumber dan penerima serta struktur bumi yang dilewati. Dari ray tracing ini diperoleh data waktu tempuh kalkulasi (t_{cal}) perambatan gelombang dan panjang ray tiap segmen maupun panjang ray secara keseluruhan setiap source-receiver baik gelombang P dan S (gambar 4).

Dengan menggunakan data delay time (δt) hasil pengurangan waktu observasi (t_{obs}) dengan waktu kalkulasi (t_{cal}) dan panjang ray path tiap segmen model tiga-dimensi (dL), dapat dibangun matriks tomografi. Untuk menghindari nilai determinan matriks sama dengan nol, digunakan norm damping (α) dan gradient damping (γ) sehingga matriks menjadi :

$$\begin{pmatrix} A \\ \alpha I \\ \gamma G \end{pmatrix} \Delta x = \begin{pmatrix} \Delta t \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$$



Gambar 4. Plot cakupan sinar seismik gelombang P dalam arah vertikal dan horizontal

Nilai norm damping (α) dan gradient damping (γ) yang digunakan dalam tahap inversi ini secara berturut-turut adalah 3 dan 0.5, baik untuk gelombang P maupun gelombang S. Selanjutnya inversi dilakukan untuk matriks A ([A]) terhadap matriks dt ([d]) dengan menggunakan metode iterative least-square sehingga akan didapatkan matriks [x] yang merupakan nilai perubahan dari parameter slowness (Δs). Model kecepatan awal akan ditambahkan dengan matriks [x] sehingga akan diperoleh model kecepatan lapisan yang baru. Pada penelitian ini, nilai perubahan kecepatan (ΔV) dianggap cukup besar sehingga untuk memperoleh nilai ΔV dari data perubahan slowness (Δs) digunakan persamaan sebagai berikut (Widiyantoro, 2000):

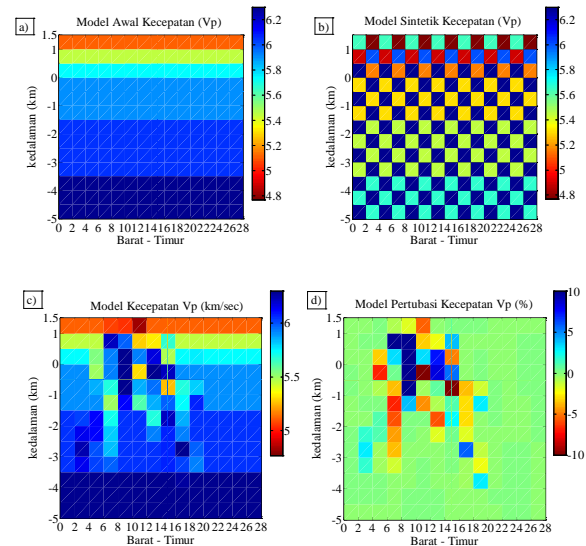
$$\Delta V_1 = \frac{-\Delta s_1 V_0^2}{(1 + \Delta s_1 V_0)}$$

Proses dari perhitungan waktu rambat gelombang sampai didapatkan hiposenter dan model kecepatan lapisan yang baru, akan dilakukan berulang-ulang, hingga kesalahan bernilai dibawah 0.01 atau kesalahan sudah bersifat konvergen.

Tes Resolusi

Tes resolusi atau *Checkerboard Resolution Test* (CRT) merupakan suatu metode yang bertujuan untuk menguji resolusi pada ruang model dan proses inversi tomografi. Tes resolusi dilakukan dengan *forward modeling*, mengalikan anomali positif dan negatif seperti papan catur dengan model awal yang digunakan dalam *ray tracing*. Besar anomali yang diberikan tergantung pada prediksi model pertubasi yang akan dihasilkan saat inversi tomografi. Hasil pengkalikan model CRT dengan model awal kemudian menjadi data input observasi untuk inversi tomografi. Hasil inverse tersebut merupakan gambaran ketepatan proses inversi tomografi yang dilakukan.

Model *Checkerboard* yang digunakan dalam penelitian ini memiliki nilai +10% dan -10% relatif terhadap model 1D yang berselang-seling membentuk model papan catur dengan dimensi jumlah blok 15 x 15 x 14. Model *Checkerboard* ini kemudian dikalikan dengan model awal kecepatan 1D dan selanjutnya dilakukan proses inverse (gambar 5).

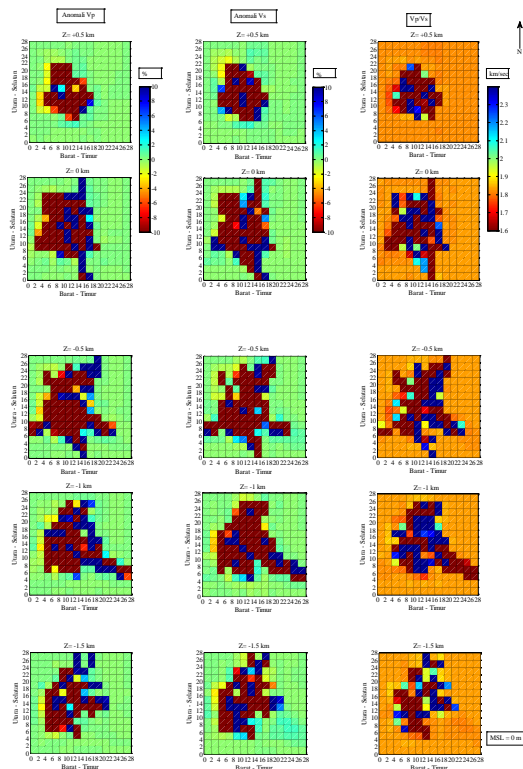


Gambar 5. Tes resolusi atau biasa dikenal chekerboard Resolution Test (CRT)

Hasil dan Pembahasan

Hasil inversi tomografi untuk gelombang P dan gelombang S menunjukkan adanya anomali kecepatan rendah yang berkisar antara 10% hingga 15% relatif terhadap kecepatan lapisan sekitarnya baik untuk gelombang P maupun gelombang S pada kedalaman +0.5 km sampai kedalaman -1.5 km. Hasil perhitungan rasio Vp/Vs menunjukkan bahwa nilai rasio Vp/Vs secara keseluruhan cukup bervariasi antara 1.6 hingga 2.4. Pada kedalaman +0.5 – -1.5 km terhadap titik referensi (MSL = 0 m), rasio Vp/Vs menunjukkan nilai yang cukup rendah antara 1.7 hingga 1.9. Keberadaan zona dengan temperatur tinggi pada lapisan bawah permukaan memberikan pengaruh yang bervariasi pada nilai Vp dan Vs. Pada keadaan *gas-saturated rock* baik Vp maupun Vs cenderung menurun dengan penurunan nilai Vp yang cenderung lebih signifikan dibanding dengan nilai Vs sehingga nilai rasio Vp/Vs cenderung kecil (Wang, 1990). Pada keadaan *water-saturated rock* nilai Vp dan Vs akan cenderung menurun pula. Namun pada kondisi ini, penurunan nilai Vp cenderung lebih kecil dibandingkan pada *gas-saturated rock* sehingga nilai rasio Vp/Vs cenderung lebih tinggi (Wang, 1990; Baris, 2005). Sementara itu, pada batuan yang berasosiasi dengan *partial melting*, baik nilai Vp dan Vs akan cenderung menurun namun dengan penurunan nilai Vs yang jauh lebih signifikan. Pada kasus ini, nilai rasio Vp/Vs cenderung akan lebih tinggi (Takei, 2002).

Berdasarkan penjelasan tersebut maka penurunan nilai kecepatan gelombang P (Vp) dan gelombang S (Vs) yang berkisar pada 10%-15% dan nilai rasio Vp/Vs pada 1.7 – 1.9 di kedalaman +0.5 – -1.5 km terhadap MSL dapat diinterpretasikan bahwa pada kedalaman tersebut terdapat lapisan anomali kecepatan rendah yang kemungkinan berasosiasi dengan *gas-saturated rock*. Lapisan anomali berupa batuan *gas-saturated* ini dapat diidentifikasi sebagai reservoir. Untuk Sedangkan adanya anomali tinggi yang menyertainya, dapat diidentifikasi sebagai *cap rock*.



Kesimpulan

Terdapat lapisan dengan anomali kecepatan yang relatif rendah terhadap sekitarnya baik pada tomogram gelombang P (V_p) gelombang S (V_s) anomali rendah dari rasio V_p/V_s s pada kedalaman +0.5 km hingga -1.5 km terhadap MSL. Sehingga dapat disimpulkan bahwa lapangan geotermal ini kemungkinan merupakan sistem geotermal dominasi uap (gas saturated). Keberadaan sejumlah anomali tinggi yang juga terdapat pada lapisan tersebut, diidentifikasi sebagai *cap rock*.

DAFTAR PUSTAKA

- Budak, B., 2004, *Reservoir Simulation of Balcova Geothermal Field*, Dissertation, Izmir Institute of Technology, Turkey
- Hikmah, Nurul., 2013, *Tomografi Seismik 3-D Untuk Lapangan Geotermal "NH"* Tugas Akhir, Program Studi Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Pertambangan dan Perminyakan, ITB, Bandung.
- Monalia, P., 2011, *Analisis Model Kecepatan Berdasarkan Tomografi Waktu Tempuh*, FMIPA UI, Jakarta.
- Prskalo, Smiljan, *Application of Relations between Seismic Amplitude, Velocity and Lithology in Geological Interpretation of Seismic Data*, Journal of Hungarian Geomathematics Vol. 2.
- Takei, Yasuko, 2002, *Effect of pore geometry on V_p/V_s : From equilibrium geometry to crack*, J. Geophys. Res. Vol. 107, No. B2, 2043, 10.1029/2001JB000522, 2002.
- Um, J. and Thurber, C., 1987, *A Fast Algorithm for Two-Point Seismic Ray Racing*, Bull. Seism. Soc. Am. 77, 972-986.

Wang, Z., M. L. Batze, A. M. Nur., 1990, *Effect of Different Pore Fluids on Seismic Velocities in Rock*, Can. J. Explor. Geophys., Vol. 26 NOS. 1 & 2, P 104-112.

Widiyantoro, S., 2000, *Tomografi Geofisika (Diktat Kuliah GF 435)*, Departemen Geofisika dan Meteorologi, FIKTM, ITB, Bandung.

Zandomeneghi, D., 2007, *Passive and Active Seismic Tomography of Volcanic Sao Miguel (Portugal) and Deception (Antartica)*, Disertasi Doktor, University of Granada, Granada.