

PEMODELAN INVERSI DATA MAGNETOTELLURIK DAN GRAVITASI PADA STUDI KASUS RESERVOIR SUB - VULKANIK

Muhammad Irsyad Hibatullah, Dwa Desa Warnana, Juan Pandu Gya Nur Rochman, Firman Syaifuddin

Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan,
Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS)
e-mail: hibatullah.geophysics@gmail.com

Abstrak. Reservoir sub-vulkanik merupakan salah satu hal menarik dalam dunia eksplorasi cadangan migas di masa mendatang. Tantangan dalam eksplorasi pada reservoir sub vulkanik adalah keterbatasan metoda seismik dalam melakukan pencitraan bawah permukaan pada reservoir sub-vulkanik, hal itu dikarenakan keberadaan lapisan vulkanik yang terletak diatas reservoir sub-vulkanik memiliki kecepatan yang kompleks dan dominasi komponen frekuensi rendah sehingga metode konvensional seperti Dix Conversion tidak cukup akurat dalam memodelkan profil Vp di daerah sub-vulkanik. Oleh karena itu dibutuhkan studi komparasi antara metoda gravitasi dan magnetotellurik dimana pada pengolahan inversi secara terpisah metode MT 1.5D menunjukkan bahwa MT sensitif terhadap kehadiran fasies vulkanik tetapi tidak cukup sensitif terhadap keberadaan basement. Sedangkan metode gravitasi sensitif terhadap keberadaan basement tetapi tidak cukup sensitif dalam menggambarkan fasies vulkanik.

Kata Kunci: gravitasi; magnetotellurik; reservoir sub vulkanik

Abstract. *Sub volcanic reservoir is one of the interesting things in the world of reserves oil and gas exploration in the future. The challenge in exploration in sub-volcanic reservoirs is the limitation of seismic methods in conducting subsurface imaging of sub-volcanic reservoirs, this is because the presence of volcanic layers that located above sub-volcanic reservoirs has complex speeds, so conventional methods such as Dix Conversion are not accurate enough to model Vp profiles in the sub-volcanic area. Therefore, it is necessary to have a comparative study between the gravity and magnetotelluric methods, where in the separate inversion processing MT 1.5D method shows that MT is sensitive to the presence of volcanic facies but is not sensitive enough to the presence of basements. Meanwhile the gravity method is sensitive to the presence of basements but is not sensitive enough to describe volcanic facies.*

Keywords: *gravitation; magnetotelluric; sub volcanic reservoir*

PENDAHULUAN

Tantangan dalam eksplorasi pada reservoir sub-vulkanik adalah keterbatasan metoda seismik dalam melakukan pencitraan bawah permukaan pada reservoir sub-vulkanik (Satyana, 2015) hal itu dikarenakan keberadaan fasies vulkanik menyebabkan buruknya penetrasi sinyal seismik sehingga event reflector di bawah fasies vulkanik menjadi tidak jelas (blur). Sinyal seismik yang berhasil menembus lapisan vulkanik tersebut pada umumnya di dominasi oleh komponen sinyal berfrekuensi rendah yang berada pada rentang 2-6Hz (Ghazalli dkk., 2016). Dominasi frekuensi rendah pada reservoir sub-vulkanik menyebabkan sulitnya membedakan data dengan noise (Sholehah, 2017) sehingga pemodelan kecepatan RMS memiliki akurasi yang rendah. Selain itu, kompleksitas model kecepatan interval pada reservoir sub-vulkanik

menyebabkan sulitnya melakukan pencitraan model kecepatan interval melalui metode konvensional seperti Dix conversion (Dix, 1955) dimana metode Dix conversion (Yilmaz, 2001) hanya dapat diterapkan apabila daerah pengukuran memiliki model kecepatan yang sederhana. Sedangkan pada daerah yang memiliki struktur geologi yang kompleks atau variasi kecepatan yang kompleks diperlukan pengolahan seismik pada domain kedalaman dimana pengolahan seismik pada domain kedalaman membutuhkan informasi kecepatan interval yang akurat sehingga dapat menghasilkan citra posisi reflektor yang akurat dan representatif (Fagin, 1998). Berangkat dari sulitnya melakukan pencitraan pada reservoir sub-vulkanik apabila hanya mengandalkan metode seismik maka beberapa penelitian sebelumnya (Mardani dkk., 2016; Sholehah, 2017) mencoba melakukan

pendekatan dengan mengintegrasikan metode seismik dengan metode gravitasi dan beberapa penelitian lainnya (Hoversten dkk., 2015; Panzner dkk., 2016) melakukannya dengan mengintegrasikan metode seismik dengan metode magnetotellurik. Proses integrasi dilakukan dengan memanfaatkan konversi parameter fisis densitas-kecepatan interval dan resistivitas-kecepatan interval dengan menggunakan persamaan empirik yang telah dikemukakan oleh Faust dan Gardner (Faust, 1951; Gardner dkk., 1974). Maka untuk meningkatkan pencitraan pada daerah sub-vulkanik maka dilakukan pemodelan kecepatan interval dengan menggunakan inversi terpisah metode gravitasi dan magnetotellurik.

METODOLOGI PENELITIAN

Metodologi penelitian secara umum pada penelitian ini ditunjukkan oleh Gambar 1 yang merupakan diagram alir pada penelitian ini.

A. Rekonstruksi Model Geologi dan Parameter Fisis

Tahap pertama pada penelitian ini adalah studi literatur mengenai model geologi beserta parameter fisis yang merepresentasikan kondisi reservoir di lingkungan vulkanik. hasil rekonstruksi model geologi ditunjukkan oleh gambar 4(a) dan parameter fisis Vp ditunjukkan oleh Tabel 1.

Tabel 1. Parameter fisis model geologi

Lapisan	Tipe Lapisan	Vp(m/s)
1	Soil	1000 - 1800
2	Batuan Pasir	2000
3	Basalt	6000
4	Fasies Vulkanik	3000 - 5000
5	Fasies Vulkanik	4000 - 5000
6	Sandstone	2000 - 3000
7	Basement Vulkanik	7000

B. Hubungan Kecepatan dan Densitas

Parameter fisis yang digunakan pada penelitian ini adalah parameter Kecepatan gelombang P atau Vp dimana selanjutnya parameter Vp tersebut akan di konversi menjadi parameter Densitas dengan menggunakan persamaan Gardner (Gardner dkk., 1974). Persamaan Gardner menerangkan bahwa parameter fisis batuan merupakan nilai karakter fisis yang dimiliki batuan, seperti kecepatan, resistivitas

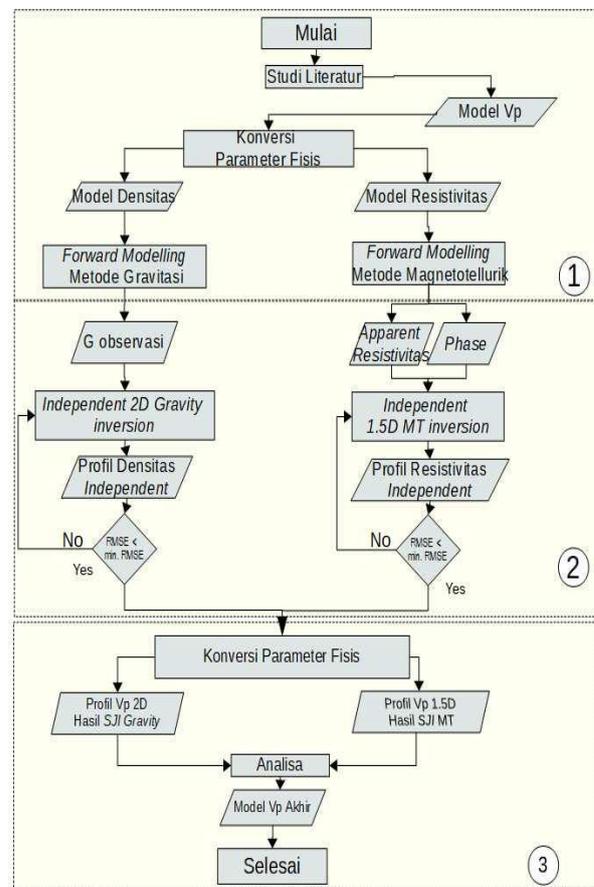
dan densitas. Terkadang dalam eksplorasi parameter ini didapatkan maka dari itu perlu persamaan yang menunjukkan hubungan antara parameter fisis. Persamaan hubungan antara kecepatan dan densitas sering digunakan dalam industri minyak dan gas. Persamaan gardner tersebut adalah sebagai berikut

$$\rho = a (V_p)^b \tag{1}$$

dengan:

ρ : nilai densitas (g/cm³)

Vp : nilai kecepatan interval (m/s)



Gambar 1. Diagram Alir Penelitian

dan nilai a dan b ditentukan oleh fitting regresi.

C. Hubungan Resistivitas dengan Kecepatan

Persamaan parameter fisis lainnya yang dibutuhkan pada penelitian ini adalah parameter resistivitas dimana parameter resistivitas didapatkan dengan persamaan Faust (Faust, 1951). Persamaan Faust adalah sebuah persamaan yang menghubungkan sifat kecepatan gelombang (Vp) dengan sifat resistivitas. Hubungan keduanya adalah sebagai berikut:

$$Vp = a(Rd)^c \tag{2}$$

$$\text{Log}(Vp) = \log(a) + c \log(Rd) \quad (3)$$

dengan:

R : resistivitas (ohm.m)

d : kedalaman (m)

Vp : kecepatan interval (m/s)

dan nilai a dan c ditentukan oleh *fitting* regresi.

D. Forward Modelling Gravitasi

Berdasarkan model densitas tersebut maka selanjutnya dilakukan *forward modelling* data gravitasi untuk mendapatkan data G observasi sintetik. Apabila terdapat model 2D seperti Gambar 2 maka persamaan *forward modelling* gravitasi nya adalah

$$g_i = \sum_{j=1}^M a_{ij} v_j + e_i \quad (4)$$

dimana:

g_i : nilai gravitasi ke- i

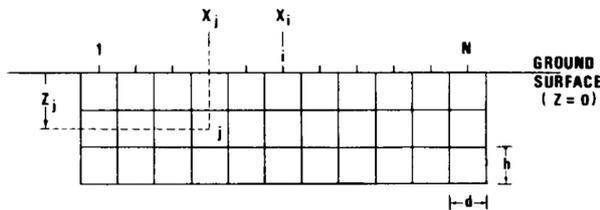
v_j : densitas pada setiap *grid*- j

e_i : *noise* yang berasosiasi dengan data titik i

a_{ij} : matrix yang merepresentasikan pengaruh gravitasi dari blok j pada nilai gravitasi i .

Maka, persamaan matematis untuk a_{ij} adalah

$$\begin{aligned} a_{ij} = & 2\gamma \left[\left(x_i - x_j + \frac{d}{2} \right) \log \left(\frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} \right) \right. \\ & + d \log \left(\frac{r_4}{r_3} \right) - \left(z_j + \frac{h}{2} \right) (\theta_4 - \theta_2) \\ & \left. + \left(z_j + \frac{h}{2} \right) (\theta_3 - \theta_1) \right] \quad (5) \end{aligned}$$



Gambar 2. Model 2D, menunjukkan data poin i dan blok j . d dan h adalah dimensi horizontal dan vertical dari dasar blok persegi panjang

dimana,

$$\begin{aligned} r_1^2 &= \left(z_j - \frac{h}{2} \right)^2 + \left(x_i - x_j + \frac{d}{2} \right)^2 \\ r_2^2 &= \left(z_j + \frac{h}{2} \right)^2 + \left(x_i - x_j + \frac{d}{2} \right)^2 \\ r_3^2 &= \left(z_j - \frac{h}{2} \right)^2 + \left(x_i - x_j - \frac{d}{2} \right)^2 \\ r_4^2 &= \left(z_j + \frac{h}{2} \right)^2 + \left(x_i - x_j - \frac{d}{2} \right)^2 \\ \theta_1 &= \arctan \left(x_i - x_j + \frac{d}{2} \right) / \left(z_j - \frac{h}{2} \right) \\ \theta_2 &= \arctan \left(x_i - x_j + \frac{d}{2} \right) / \left(z_j + \frac{h}{2} \right) \\ \theta_3 &= \arctan \left(x_i - x_j - \frac{d}{2} \right) / \left(z_j - \frac{h}{2} \right) \\ \theta_4 &= \arctan \left(x_i - x_j - \frac{d}{2} \right) / \left(z_j + \frac{h}{2} \right) \quad (6) \end{aligned}$$

dengan γ sebagai konstanta gravitasi (Last dan Kubik, 1983).

E. Forward Modelling Magnetotellurik

Berdasarkan model resistivitas tersebut maka selanjutnya dilakukan pemodelan kedepan atau *forward modelling* data kurva *apparent resistivity* sintetik dan fasa sintetik. Secara umum, formulasi untuk menyelesaikan *forward modelling* magnetotellurik 1D di selesaikan secara iteratif dari *basement* (apabila ada n -lapisan, maka dimulai dari lapisan ke- n) (Grandis, 1999). hal itu di tunjukan oleh Gambar 3. Proses perhitungan dimulai dengan menyelesaikan persamaan impedansi pada lapisan tak terhingga. Impedansi dapat dihitung dengan rasio antara E_x dan H_y yaitu

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (7)$$

dimana:

Z : impedansi di permukaan

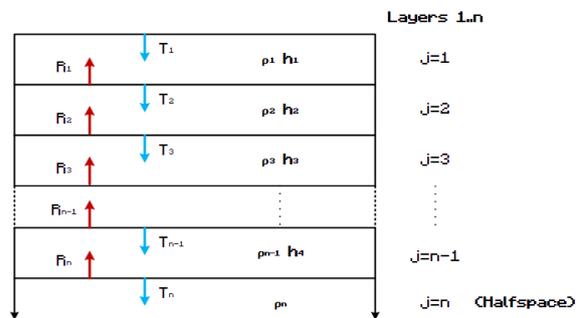
ω : frekuensi angular dalam radian ($\omega = 2\pi f$)

E_x : komponen X dari medan listrik

H_y : komponen Y dari medan magnet

μ_0 : permeabilitas magnet pada ruang angkasa ($4\pi \times 10^{-7}$)

ρ : resistivitas tiap lapisan



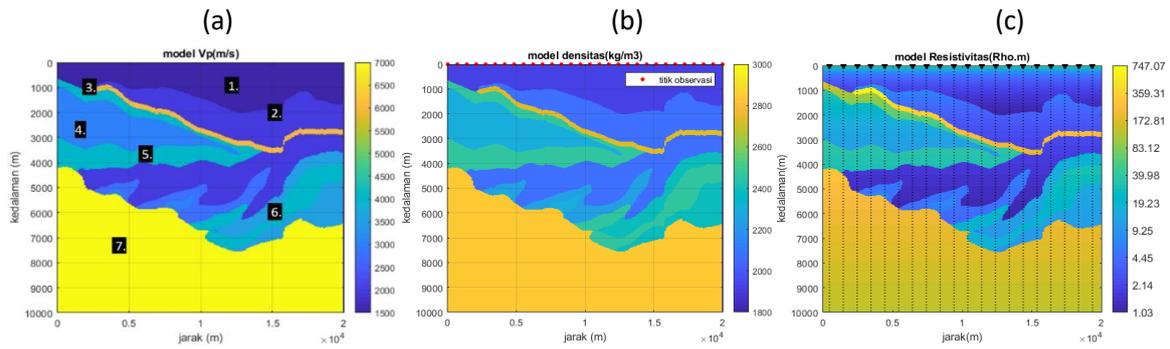
Gambar 3. Model 1D, menunjukkan lapisan dengan properti resistivitas

Maka, perhitungan dimulai dari *basement* (atau layer ke- n) Z_{xy} menjadi Z_n , persamaan 1 menjadi

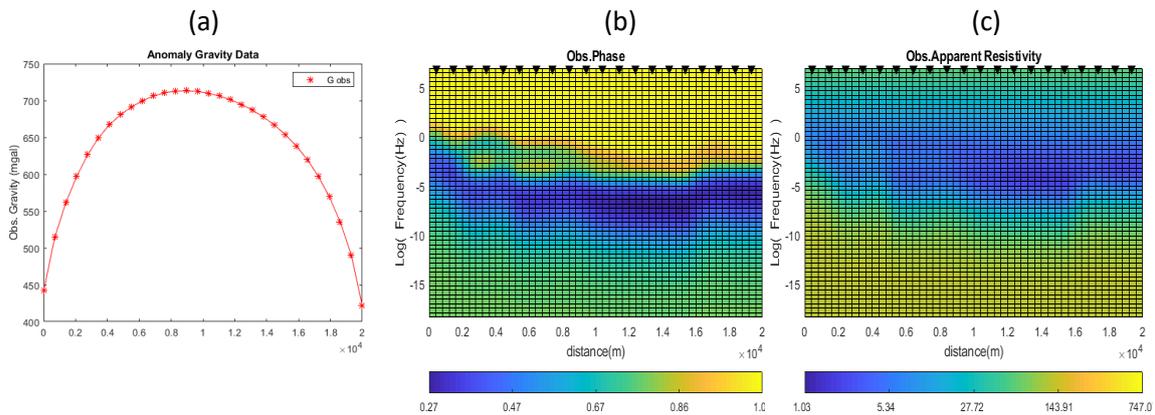
$$Z_{xy} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho_n} \quad (8)$$

dengan Z_n adalah bilangan kompleks dan dapat diasumsikan sebagai secara teori sebagai impedansi dari lapisan *basement*.

Sehingga apabila tidak ada lapisan di atasnya, maka dapat diasumsikan sebagai impedansi yang terukur. Untuk menghitung impedansi lapisan di atasnya, dibutuhkan informasi energi yang terefleksi dan yang di transmisikan untuk setiap batas lapisan.



Gambar 4. (a) Model Vp Reservoir Sub-Vulkanik ; (b) Model densitas Reservoir Sub-Vulkanik ; (c) Model Resistivitas Reservoir Sub-Vulkanik



Gambar 5. (a) Data anomali gravitasi ; (b) Pseudosection kurva phase semua titik ; (c) Pseudosection kurva apparent resistivity semua titik

Hal ini dapat diselesaikan dengan menghitung koefisien refleksi R_j , dimana untuk menghitung koefisien refleksi diperlukan untuk menghitung parameter induksi γ_j , exponential faktor E_j , dan impedansi intrinsik w_j .

$$\gamma_j = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma_j} \quad (9)$$

$$E_j = \exp(-2\gamma_j h_j) \quad (10)$$

$$w_j = \gamma_j \rho_j \quad (11)$$

dengan

j = adalah urutan ke lapisan- j

σ = konduktivitas lapisan

Sehingga koefisien refleksi dapat dihitung dengan

$$R_j = \frac{w_j - Z_j + 1}{w_j + Z_j + 1} \quad (12)$$

Dengan impedansi setiap layer dihitung dari refleksi koefisien tersebut dengan persamaan

$$Z_j = w_j \frac{1 - R_j E_j}{1 - R_j E_j} \quad (13)$$

Setelah berhasil menghitung impedansi semua lapisan(lapisan $j=1,2,3,\dots,n$) sampai ke lapisan paling atas (lapisan $j=1$), maka selanjutnya dihitung nilai *apparent resistivity* (ρ_a), dan *phase* (φ).

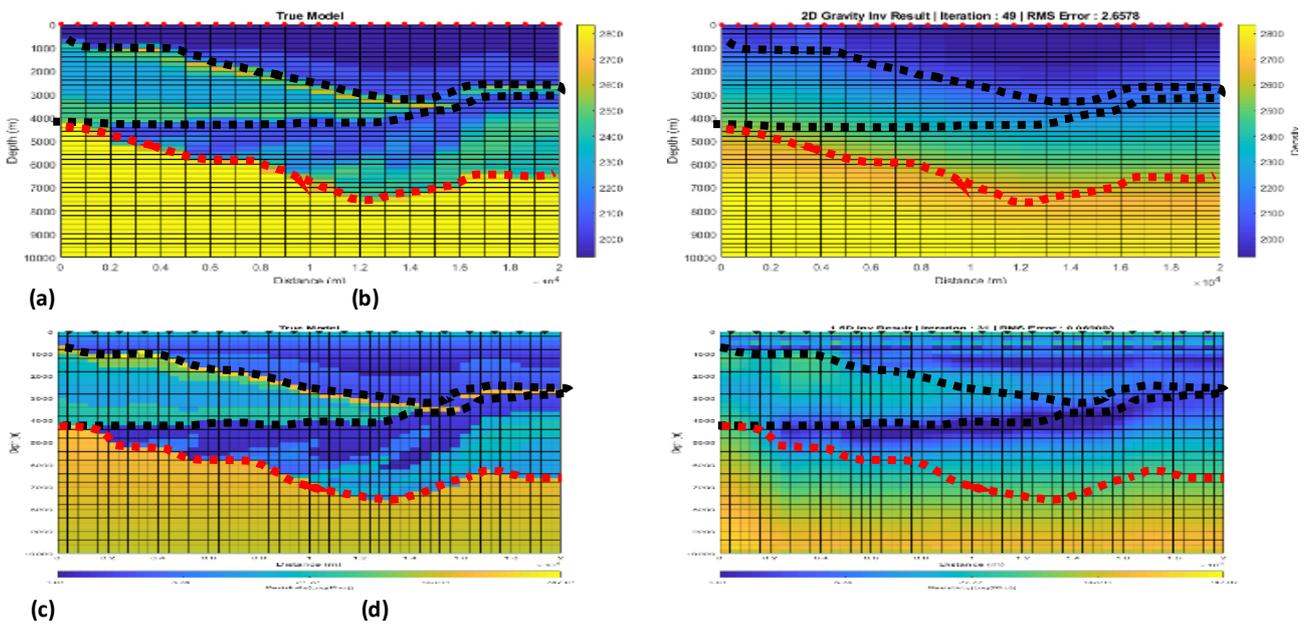
$$\varphi = \tan^{-1} \frac{\text{Imag}(Z_1)}{\text{Real}(Z_1)} \quad (14)$$

$$\rho_a = \frac{1}{\omega} |Z_1|^2 \quad (15)$$

F. Inversi Non Linier

Tahap selanjutnya adalah inversi pada setiap domain metode. Pemodelan inversi ini diselesaikan dengan persamaan *forward modelling* gravitasi yang telah di jelaskan pada persamaan 4 dan untuk metode magnetotellurik dijelaskan pada persamaan 15 dan 16. Tahap ketiga adalah konversi parameter fisis ke domain kecepatan interval dengan persamaan 1 dan 2.

Untuk memperoleh solusi inversi atau model optimum diperlukan perturbasi secara iteratif suatu model awal m_0 . dengan demikian pada iterasi ke-



Gambar 6. (a) *True Density* model; (b) Hasil inversi metode gravitasi 2D; (c) *True Resistivity* model; (d) Hasil inversi magnetotellurik 1,5D

(n+1) perturbasi dilakukan terhadap model hasil iterasi dengan ketentuan bahwa $m = m_0 + \Delta m$.

$$[J_0^T J_0] \Delta m = J_0^T (d - g(m_0)) \quad (16)$$

Hal ini dikarenakan mengingat sifat non linier dari fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model (pemodelan kedepan) maka pendekatan orde pertama tersebut tidak dapat langsung menghasilkan model optimum. Oleh karena itu proses perturbasi model dilakukan terhadap model awal m_0 secara iteratif menggunakan persamaan diatas sampai diperoleh konvergensi menuju solusi optimum (Grandis, 2009).

Selanjutnya tahap terakhir pada penelitian ini adalah melakukan analisa kualitatif dan kuantitatif untuk melihat hasil rekonstruksi model kecepatan pada daerah sub-vulkanik.

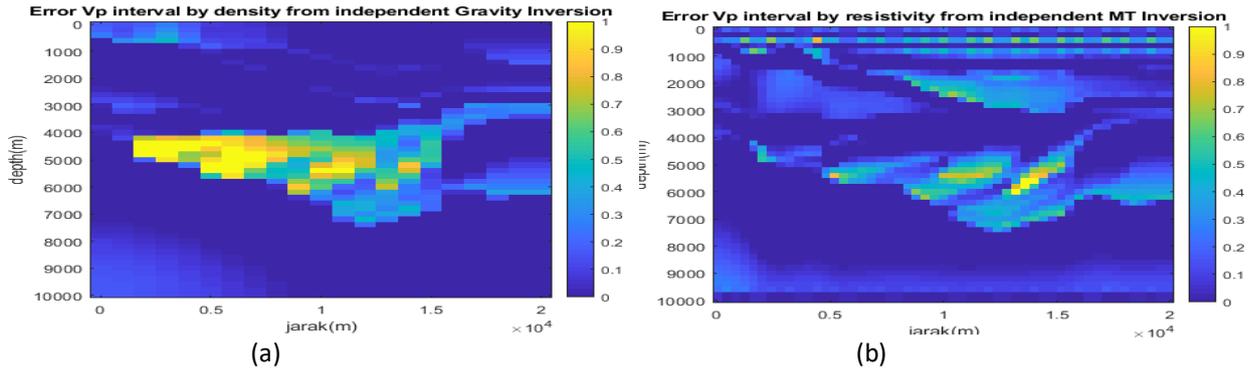
HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Rekonstruksi Model Geologi dan Parameter Fisis

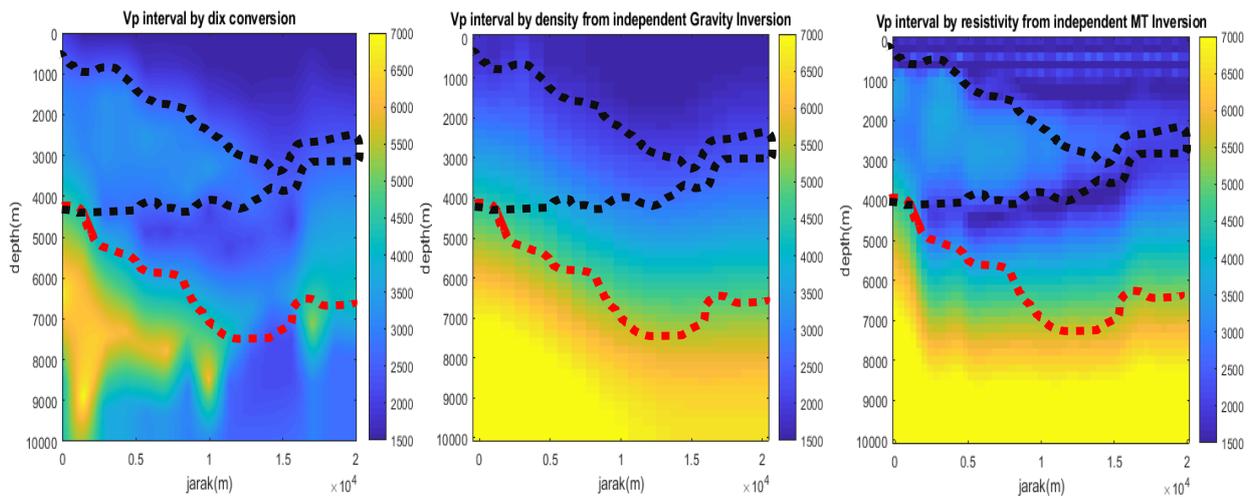
Model sintesis pada Gambar 1 dibuat berdasarkan rekonstruksi model geologi daerah Cekungan Serayu Utara yang didapat dari referensi penelitian sebelumnya (Ghazalli dkk., 2016). Model rekonstruksi geologi ditunjukkan oleh Gambar 3(a) serta informasi parameter fisisnya ditunjukkan oleh Tabel 1. Parameter fisis yang direkonstruksi pada penelitian ini hanya parameter fisis V_p (Kecepatan

Gelombang P) sehingga dibutuhkan sebuah konversi untuk mendapatkan parameter fisis dari densitas dan resistivitas. Konversi parameter V_p ke parameter densitas parameter fisis dilakukan pada *software MATLAB 2018b* dengan menggunakan persamaan Gardner yang ditunjukkan oleh persamaan 2 dan konversi parameter V_p ke parameter resistivitas parameter fisis dilakukan pada *software MATLAB 2018b* dengan menggunakan persamaan Faust yang ditunjukkan oleh persamaan 2. Hasil konversi parameter fisis ditunjukkan oleh Gambar 3(b) untuk model densitas dan Gambar 3(c) untuk model resistivitas.

Proses *forward modelling* metode gravitasi dilakukan dengan persamaan 4 dengan jumlah titik sebanyak 30 titik dan jarak titik adalah sebesar 600m, lokasi titik observasi di tunjukan oleh gambar 3(b). hasil dari *forward modelling* metode gravitasi adalah kurva anomali gravitasi yang di tunjukan oleh gambar 4(a). *Forward modelling* metode magnetotellurik dilakukan dengan persamaan 15 dan 16 dengan jumlah titik sebanyak 20 titik dan jarak antar titik 1000m. Gambar 3(c) menunjukkan model resistivitas beserta titik pengukuran. Frekuensi yang di ukur adalah dalam rentang 10^{-8} – 10^3 . Hasil dari *forward modelling* metode magnetotellurik berupa *apparent resistivity* dan *phase* di tunjukan oleh gambar 4(b) dan 4(c). Selanjutnya dilakukan pemodelan inversi secara



Gambar 7. (a) Distribusi *absolute error* dari inversi gravitasi; (b) Distribusi *absolute error* dari inversi magnetotellurik



Gambar 8. (a) Model kecepatan interval hasil *dix conversion*; (b) Model kecepatan interval hasil inversi gravitasi 2D; (c) Model kecepatan hasil magnetotellurik 1,5D

terpisah, pemodelan inversi metode gravitasi dilakukan dengan persamaan *forward modelling* yang telah dijelaskan pada persamaan 4 dan pemodelan inversi metode magnetotellurik 1,5D dilakukan dengan persamaan *forward modelling* yang telah dijelaskan pada persamaan 14 dan 15. Hasil dari pemodelan inversi secara terpisah di tunjukan oleh gambar 5(a) untuk metode gravitasi dan 5(b) untuk metode magnetotellurik.

Secara kualitatif metode gravitasi cukup sensitif dengan kehadiran kontras densitas tinggi sehingga hasil pemodelan inversi metode gravitasi tidak dapat mencitrakan kehadiran fasies vulkanik sedangkan metode magnetotellurik yang sensitive terhadap anomali kontras resistivitas dapat mencitrakan kehadiran fasies vulkanik dan basement, tetapi secara geometri model basement dari magnetotellurik masih tidak sesuai dengan *true model*. Sedangkan secara kuantitatif dilakukan perhitungan *absolute error* pada setiap model dalam domain kecepatan interval, hal ini dikarenakan tujuan dari pemodelan inversi secara terpisah

adalah untuk merekonstruksi model kecepatan interval dimana pada pengolahan data seismik khususnya koreksi *Normal Move Out* dan Migrasi, pemodelan kecepatan interval merupakan suatu hal yang sangat krusial dimana dibutuhkan model kecepatan interval yang akurat untuk dapat menghasilkan data seismik yang akurat (Fagin, 1998; Yilmaz, 2001).

Model kecepatan interval dari pemodelan inversi magnetotellurik ditunjukan oleh gambar 7(a) dan model kecepatan interval dari pemodelan gravitasi di tunjukan oleh gambar 7(b). Sedangkan hasil dari analisa kuantitatif didapatkan nilai rata-rata *absolute error* sebesar 0.233 pada hasil inversi gravitasi dan 0.2112 pada hasil inversi magnetotellurik dan distribusi *absolute error* dapat dilihat pada gambar 6(a) untuk metode gravitasi dan gambar 6(b) untuk metode magnetotellurik.

Berdasarkan analisa kualitatif dan kuantitatif dari rekonstruksi model kecepatan dengan menggunakan metode gravitasi dan magnetotellurik memiliki kelebihan dan kekurangannya pada setiap

metode. Kelebihan dan kekurangan dikarenakan oleh *non-uniqueness* dari masing-masing metode. Secara umum proses interpretasi dengan mengintegrasikan kedua hasil pemodelan inversi tersebut sudah cukup untuk mengetahui kondisi bawah permukaan di daerah sub-vulkanik akan tetapi apabila ingin mengetahui lebih akurat mengenai bentuk dan properti bawah permukaan maka diperlukan metode yang dapat mereduksi *non uniqueness* tersebut seperti *Simultaneous Joint Inversion* (Heincke dkk., 2014; Moorkamp dkk., 2011; De Stefano dkk., 2011).

PENUTUP

Simpulan dan Saran

Secara kualitatif pemodelan kecepatan dengan menggunakan inversi magnetotellurik menunjukkan bahwa metode magnetotellurik dapat mencitrakan fasies vulkanik tetapi belum dapat mencitrakan basement dengan akurat sedangkan metode gravitasi dapat mencitrakan lapisan basement tetapi tidak dapat mencitrakan fasies vulkanik dengan baik, kelebihan dan kekurangan pada setiap domain metode disebabkan oleh sifat *non uniqueness* dari metode inversi. Sedangkan secara kuantitatif metode gravitasi memiliki *absolute error* sebesar 0.2333 untuk metode magnetotellurik dan 0.2112 sehingga secara kuantitatif metode magnetotellurik merupakan metode yang dapat menghasilkan profil properti reservoir sub-vulkanik dengan baik.

Pada penelitian ini masih terdapat ruang untuk dikembangkan lebih lanjut seperti mereduksi *uncertainty* dan sifat *non uniqueness* dari metode inversi dengan memberikan *a-priori* berupa model referensi dan *petrophysical simultaneous joint inversion* dimana pendefinisian *a-priori* dari metode *joint inversi* sebaiknya tidaklah bersifat bias sehingga pendekatan *cross gradient simultaneous joint inversion* dapat menjadi alternatif. selain itu, pendekatan metode inversi global seperti algoritma genetik, *simulated annealing*, dan *particle swarm optimization* dapat menjadi alternatif dan memberikan solusi inversi yang paling minimum secara global.

Ucapan Terima Kasih

Pada kesempatan ini penulis mengucapkan kepada *Civitas Academia* Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah menyediakan ruang dan memberikan motivasi bagi penulis untuk riset dan berkarya.

DAFTAR PUSTAKA

- De Stefano, M., Golfré Andreasi, F., Re, S., Virgilio, M. dan Snyder, F.F. (2011), "Multiple-domain, simultaneous joint inversion of geophysical data with application to subsalt imaging", *Geophysics*, Vol.76, No.3, hal. R69–R80. <http://doi.org/10.1190/1.3554652>.
- Dix, C.H. (1955), "Seismic Velocities From Surface Measurements", *Geophysics*, Vol.20, No.1, hal. 68–86. <http://doi.org/10.1190/1.1438126>.
- Fagin, S.W. (1998), *Model-Based Depth Imaging*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Faust, L.Y. (1951), "SEISMIC VELOCITY AS A FUNCTION OF DEPTH AND GEOLOGIC TIME", *GEOPHYSICS*, Vol.16, No.2, hal. 192–206. <http://doi.org/10.1190/1.1437658>.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. dan Gregory, A.R. (1974), "Formation Velocity and Density—the Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps", *Geophysics*, Vol.39, No.6, hal. 770–780. <http://doi.org/10.1190/1.1440465>.
- Ghazalli, M., Widodo, A. dan Syaifuddin, F.S. (2016), "Pemodelan Data Seismik Lingkungan Vulkanik", *Jurnal Geosaintek*, Vol.2, No.2, hal. 113. <http://doi.org/10.12962/j25023659.v2i2.1925>.
- Grandis, H. (1999), "An alternative algorithm for one-dimensional magnetotelluric response calculation", *Computers & Geosciences*, Vol.25, No.2, hal. 119–125. [http://doi.org/10.1016/S0098-3004\(98\)00110-1](http://doi.org/10.1016/S0098-3004(98)00110-1).
- Grandis, H. (2009), "Pengantar pemodelan inversi geofisika", *Jakarta: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI)*.
- Heincke, B., Geomar, M.J., Moorkamp, M. dan Hobbs, R.W. (2014), "Joint-inversion of magnetotelluric, gravity and seismic data to image sub-basalt sediments offshore the Faroe-Islands", *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, Vol.33, No.March 2016. <http://doi.org/10.1190/segam2014-1401.1>.
- Hoversten, G.M., Myer, D., Key, K., Alumbaugh, D., Hermann, O. dan Hobbet, R. (2015), "Field test of sub-basalt hydrocarbon exploration with

marine controlled source electromagnetic and magnetotelluric data", *Geophysical Prospecting*, Vol.63, No.5, hal. 1284–1310. <http://doi.org/10.1111/1365-2478.12278>.

Last, B.J. dan Kubik, K. (1983), "Compact gravity inversion", *GEOPHYSICS*, Vol.48, No.6, hal. 713–721. <http://doi.org/10.1190/1.1441501>.

Mardani, T., Surya, A., Utama, W., Syaifuddin, F. dan Novitasari, L. (2016), "Aplikasi Metode Join Inversi Seismic Gravity", *Jurnal Geosaintek*, Vol.02, No.03, hal. 145–150.

Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A.W. dan Hobbs, R.W. (2011), "A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data", *Geophysical Journal International*, Vol.184, No.1, hal. 477–493. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04856.x>.

Panzner, M., Morten, J.P., Weibull, W.W. dan Arntsen, B. (2016), "Integrated seismic and electromagnetic model building applied to improve subbasalt depth imaging in the Faroe-Shetland Basin", *Geophysics*, Vol.81, No.1, hal. E57–E68. <http://doi.org/10.1190/geo2015-0137.1>.

Satyana, A.H. (2015), "Subvolcanic Hydrocarbon Prospectivity of Java: Opportunities and Challenges", *Indonesian Petroleum Association Exhibition and Convention*, hal. 13–16,.

Sholehah, Z. (2017), *Integrasi Data Seismik dan Data Gayaberat dalam Pemodelan Kecepatan Interval Pre-Stack Depth Migration*.

De Stefano, M., Golfré Andreasi, F., Re, S., Virgilio, M. dan Snyder, F.F. (2011), "Multiple-domain, simultaneous joint inversion of geophysical data with application to subsalt imaging", *Geophysics*, Vol.76, No.3, hal. R69–R80. <http://doi.org/10.1190/1.3554652>.

Wibisono, B., Utama, W. dan Syaifuddin, F. (2018), "Desain Akuisisi Seismik Laut 3D Untuk Eksplorasi Hidrokarbon Dengan Menggunakan Metode Enhanced Static", *Jurnal Geosaintek*, Vol.4, No.3, hal. 75–80–80. <http://doi.org/10.12962/j25023659.v4i3.4509>.

Yilmaz, Ö. (2001), *Seismic Data Analysis*. <http://doi.org/10.1190/1.9781560801580>.

