

PENENTUAN PATAHAN DAN TOPOGRAFI MOHO PADA DATA NOAA-FA BERBASIS FFT

Sungkono^{a,1}, Bagus Jaya Santosa¹

Abstract : Regional Gravity NOAA-FA data analysis using several gradient methods has been conducted to determine the fracture and direction fault based on FFT. Fault can be qualitatively identified from a regional anomaly data, gradient Theta and Normalized Standard Deviation (NSD) is trending north-south. Dominant fracture orientation parallel to the fault is only detectable by gradient Theta and NSD, but more obviously displayed on the gradient NSD. Furthermore, regional anomaly of Gravity data inverted to generate Moho topography. This inversion using FFT based algorithm (Parker, 1972). The inversion result of Moho depths between 30-39 km. In the Moho topography, there is contrast depth difference, namely the Latitude -35 to -25 and Longitude -70 to -65, which is suspected as a fracture.

Keyword: Gravity, FFT, Inversion, Fault, Fracture, Moho

PENDAHULUAN

Penyelidikan struktur bawah permukaan data potensial, seperti halnya data gravitasi dan magnetik telah dikembangkan berbagai metode. Blakely (1995) membagi perkembangan ini menjadi tiga kategori: metode pemodelan kedepan, metode pemodelan kebelakang, dan metode perbaikan dan pertunjukan data. Metode pemodelan kedepan, berdasarkan intuisi geologi dan geofisika untuk membuat suatu model awal dan kemudian dihitung nilai medan gravitasi yang akan dibandingkan dengan anomali pengukuran. Berdasarkan perbandingan tersebut, parameter model disesuaikan untuk meningkatkan kemiripan anomali terukur dan parameter model. Ini merupakan metode *trial-and-error*, seperti halnya konsep metode Talwani (Talwani, 1973). Dalam metode kebelakang, seperti metode deret Fourier (Tsuboi, 1983) dan metode $\frac{\sin x}{x}$ (Tomoda dan Aki, 1955; Tsuboi dan Tomoda, 1958), satu atau lebih parameter anomali bawah permukaan dihitung secara otomatis dan langsung dari anomali pengamatan, dengan membuat beberapa asumsi sederhana. Pada metode perbaikan dan pertunjukan data, tidak ada parameter model yang dihitung, tetapi anomali ini diproses sedemikian rupa untuk meningkatkan karakteristik sumber tertentu dan untuk memfasilitasi interpretasi secara keseluruhan.

Metode maju sering digunakan. Ini biasanya membagi struktur bawah permukaan yang tidak rata ke sejumlah besar prisma empat persegi panjang yang sederhana, menghitung anomali gaya berat dengan mengintegrasikan efek gravitasi masing-masing sel, dan membandingkannya dengan data pengamatan. Namun

¹ Program Studi Geofisika Jurusan ITS Surabaya

^{a)} email : hening_1@physics.its.ac.id

peningkatan pesat dalam waktu komputasi dengan kompleksitas model, dan jumlah observasi, tetap menjadi masalah teknis dalam pendekatan ini.

Sejak algoritma Fast Fourier Transform (FFT) dikembangkan, ada beberapa yang mencoba untuk menerapkannya pada pengolahan data geofisika. Salah satu aplikasi yang paling penting dalam studi medan potensial adalah dengan Parker (1972). Ia menurunkan ekspansi matematika dan menunjukkan serangkaian transformasi Fourier dapat digunakan untuk menghitung anomali gayaberat yang disebabkan oleh lapisan bahan yang tidak rata, non-seragam. Tak lama kemudian, Oldenburg (1974) menemukan metode untuk menghitung topografi kontras densitas secara terbalik dari anomali gravitasi dua-dimensi (2D) dalam koordinat Cartesian, oleh intuisi dari rumus Parker.

Dasar Inversi Berbasis FFT

Parker (1972) menurunkan hubungan antara efek gravitasi vertikal, Δg dan massa topografi yang kausatif, $h(\vec{r})$ dalam domain Fourier

$$F(\Delta g) = -2\pi G \rho \exp(-|\vec{k}|z) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \tag{1}$$

\vec{r} menunjukkan jarak posisi $r=(x,y,z)$ ke x - y , \vec{k} vector gelombang fungsi peubah, G konstanta gravitasi Newton, ρ ialah densitas. Parker (1972) juga memeriksa konvergensi persamaan (1), ditunjukkan bahwa persamaan 1 konvergen pada bidang k , dengan

$$\max \left| h(\vec{r}) \right| < z_0 \text{ dan } z_0 > 0$$

. Oleh karena itu, persamaan 1 ini mempunyai kemudahan dan penghematan waktu untuk mengestimasi efek gravitasi yang disebabkan anomali massa bawah permukaan. Selain itu, dapat dengan mudah diterapkan pada kasus multilapisan.

Oldenburg (1974) menyimpulkan bahwa metode untuk menghitung kontras densitas topografi suatu anomali gravitasi pembalikan dalam system koordinat kartesian 2 D dengan dasar seperti pada persamaan 1. Pada koordinat kartesian 2 D, persamaan 1 dapat dinyatakan sebagaimana persamaan 2.

$$F[\Delta g(x)] = -2\pi G \rho \exp(-|k|z) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \tag{2}$$

Persamaan 2 ini dapat disimpelkan menjadi persamaan 3.

$$F[h(x)] = -F[\Delta g(x)] \exp(-|k|z) / (2\pi G \rho) - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \tag{3}$$

Pada persamaan 3, $h(x)$ dapat diselesaikan secara iterative, dimulai dengan nilai h , mislanya, $h(x)=0$. Oldenburg (1974) mengunakan persamaan 4

$$R_n = \max_{\text{overal}_k} \left| \exp(-|k|z) \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \right| \quad 4$$

Untuk monitor konvergensi algoritma maju pada Persamaan (2). Persyaratan estimasi dari 1 sampai n dan digunakan untuk mendapatkan Dg dari Persamaan. (2), sampai kriteria, $R_n/R_1 < \delta$ terpenuhi, δ dipilih dengan nilai yang sangat kecil. Namun, Persamaan. (4) tidak sesuai untuk monitoring konvergensi algoritma maju pada Persamaan. (3), sehingga perlu menggunakan kriteria lain

$$S_n = \max_{\text{overal}_k} \left| \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \right| \quad 5$$

Penjumlahan bagian kanan pada persamaan 3, dapat berhenti jika terpenuhi syarat enjumlahan bagian kanan pada persamaan 3, akan berhenti jika terpenuhi syarat $S_n/S_1 < E$ dengan E bernilai sangat kecil. Lebih lanjut, kriteria konvergen tidak cukup dalam komputasi praktis, karena persamaan yang menyertakan $\exp(-|k|z_o)$, yang sangat dipengaruhi oleh panjang gelombang yang pendek dan kesalahan pemfilteran yang mungkin terjadi selama transformasi Fourier. Panjang gelombang yang pendek pada anomali gravity, seringkali mencitrakan struktur bawah permukaan yang dekat dengan permukaan dan noise. Bahkan data ini memiliki noise yang cukup kecil atau bahkan tidak ada noise, data biasanya difilter dalam inversi gravitasi menurut kedalaman target, tidak hanya karena sinyalnya yang tidak mungkin berasal dari target kedalaman, tetapi juga karena akan menyebabkan masalah dalam kontinuitas ke bawah. Untuk memutuskan panjang gelombang yang harus difilter yang dihilangkan atau yang rentang panjang gelombang harus digunakan itu sangat sulit dan kompleks. Hal ini biasanya tergantung pada target mendalam, analisis spectrum anomali gravity dan informasi geofisika atau geologi lainnya. Filter yang tajam menyebabkan hilangnya sinyal, sementara filter longgar tidak dapat menghilangkan noise dengan efektif. Dalam filter gravitasi dalam domain panjang gelombang, filter cosines persamaan 6 telah digunakan oleh Oldenberg (1974) dan Nagendra et al. (1996)

$$B(k) = \begin{cases} 1 & |k/2\pi| < WH \\ \left[0.5 \left\{ 1 + \cos\left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)}\right) \right\} \right] & WH \leq |k/2\pi| \leq SH \\ 0 & |k/2\pi| > SH \end{cases} \quad 6$$

WH dan SH adalah parameter frekuensi. Yang memotong frekuensi yang lebih tinggi dari SH dan sepenuhnya melewati frekuensi yang lebih rendah dari WH, sedangkan frekuensi antara mereka akan sebagian lewat. Granser (1986) menunjukkan bahwa frekuensi cutoff $f_o = \ln(2)/2\pi M$ menjamin konvergensi dari proses iterasi pada persamaan (3), jika $h(x)$ telah dibatasi oleh $M = \max(|h(x)|)$.

Pengolahan Data

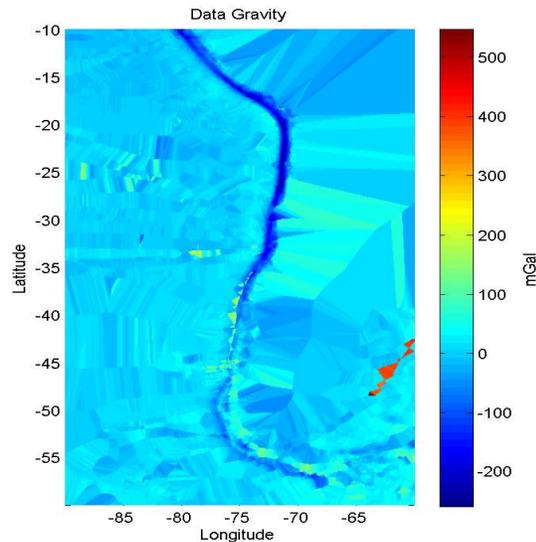
Analisis data Gravity pada data Noaa-FA ini dilakukan dengan menggunakan software Matlab 7.05. Analisis pertama kali yang diterapkan ialah pemisahan anomali lokal terhadap anomali regional. Metode yang digunakan dalam pemisahan anomaly lokal dan regional ini ialah kontinuitas keatas yang didasarkan pada Blakely (1995). Hasil kontinuitas ini merupakan anomaly regional, sedangkan anomaly lokal diestimasi dengan jalan mengurangi anomali regional pada anomali Bouguer.

Selanjutnya, data anomali regional dianalisis dengan menggunakan beberapa metode gradien; Total Gradien, Second Vertikal Derefativ (SVD), Gradient theta dan Normalisasi Standart Deviasi (NSD). Analisis gradien NSD diestimasi berdasarkan Cooper dan Cowan (2008), gradien Theta diestimasi berdasarkan (Wijns et al., 2005), total gradien didasarkan pada Verduzco et al. (2004) dan SVD didasarkan pada Blakely (1995). Analisis ini dilakukan untuk melokalisasi keberadaan patahan dan fracture. Setelah, fracture dan patahan dapat diidentifikasi, dilakukannya analisis inverse pada anomali regional untuk menghasilkan kedalaman Moho.

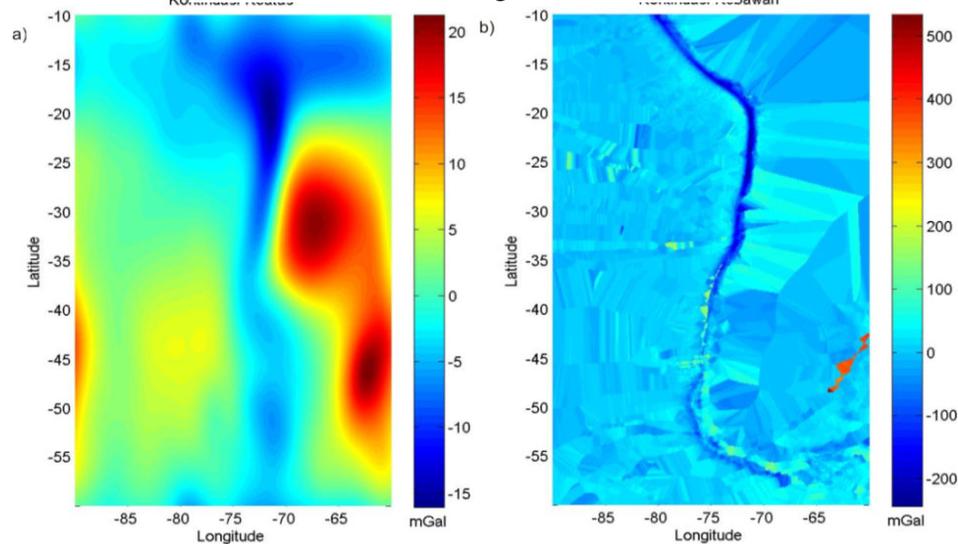
HASIL DAN PEMBAHASAN

Data gravitasi Noaa-FA diukur pada daratan dan lautan di daerah Santiago. Anomali Bouguer pada wilayah ini (gambar 1) merupakan perbaduan anomali lokal dan anomali regional. Anomali lokal yang dicirikan oleh frekuensi tinggi biasanya mencitrakan sumber dangkal, sebaliknya anomali regional mencitrakan struktur yang lebih dalam (Blakely, 1995). Untuk memisahkan kedua anomali ini dilakukan dengan menggunakan kontinuitas keatas dengan ketinggian 100 meter. Hasil kontinuitas keatas ini berupa anomali regional. Anomali lokal diestimasi dengan cara mengurangi anomali regional pada anomali Bouguer. Masing-masing anomali regional dan anomali lokal ditunjukkan pada gambar 2 a dan 2 b. Estimasi anomali lokal dengan cara ini disebabkan oleh ketidak stabilan kontinuitas kebawah (Naidu dan Mathew, 1998).

Anomali regional biasanya dikontrol oleh struktur, seperti antiklin, sinklin, patahan, lipatan subduction dan fracture. Interpretasi secara kualitatif dari anomali regional tersebut, dapat diketahui bahwa daerah penelitian dikontrol oleh patahan dengan arah Utara-Selatan, yang ditunjukkan oleh anomali negatif. Selain itu, pada daerah ini dapat juga diduga adanya antikline yang ditandai dengan klosur (kutuban) positif yang berwarna merah.



Gambar 1 data observasi gravitasi di Noaa-Fa

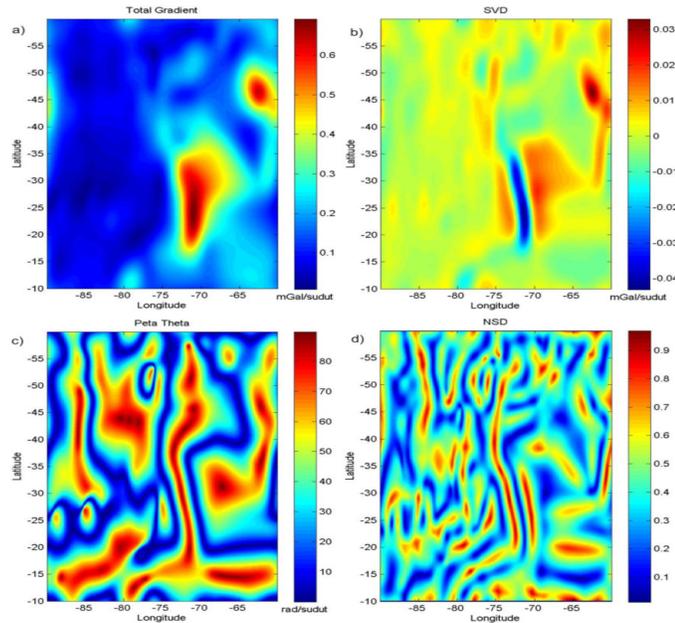


Gambar 2 a) Anomali Regional, b) Anomali Lokal

Selanjutnya, untuk mempertegas keberadaan patahan, dilakukan analisis kuantitatif dengan menggunakan metode gardien. Sebelum dilakukannya analisis gradien, perlu dipastikan frekuensi tinggi yang disebabkan noise pengukuran maupun yang disebabkan oleh anomali dekat permukaan telah difilter (Naidu dan Mathew, 1998). Hal ini dilakukan agar hasil analisis metode gradien lebih stabil dan mampu mengalokalisir anomali. Hasil masing-masing gradien yang diterapkan pada anomali regional seperti gambar 3.

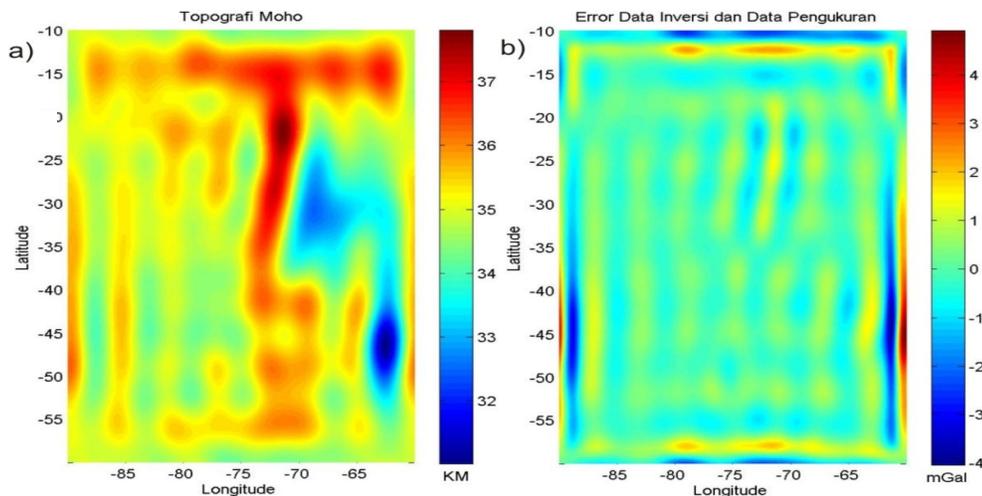
Menurut Saibi et al. (2006) gradien gravitasi lebih sensitif terhadap struktur geologi dari pada data gravitasi sendiri dan metode gradien kurang rentan terhadap interfrensi struktur tetangga. Keberadaan patahan pada penelitian ini terlihat dengan jelas pada data gradien Theta dengan warna merah dan NSD dengan warna biru yang membujur utara-selatan pada longitude 77o. Patahan ini kurang jelas pada gradien total dan agak jelas pada

hasil gradien SVD. Hal ini sesuai dengan analisis Naidu dan Mathew (1998). Selain patahan ini, juga terdapat beberapa fracture yang relatif sejajar dengan patahan tersebut, hal ini didasarkan pada hasil gradien Theta dengan warna merah dan NSD dengan warna biru. Fracture juga terdapat pada Sinkline. Gambar gradien Theta dan NSD hamper mempunyai kecenderungan yang sama, namun NSD lebih sensitif terhadap struktur (Cooper dan Cowan, 2008).



Gambar 3 Gradien a) Total, b) SVD c) Theta, d) NSD

Selanjutnya, anomali regional data gravitasi dapat digunakan untuk mengestimasi kedalaman Moho. Estimasi ini dilakukan dengan asumsi bahwa kontras densitas Moho sebesar 0.4 gr/cm³. Estimasi kedalaman Moho didasarkan pada Oldelberg (1974) yang source code-nya telah dibuat oleh Gomez-Ortiz dan Agarwal (2005) dengan menggunakan software Matlab. Software ini berbasiskan Fast Fourier Transform (FFT), sehingga untuk estimasi kedalaman Moho ini relatif cepat (Shin et al., 2006).



Gambar 4. Hasil inversi a) Topografi Moho [kontras densitas 0.4 gr/cm³], b) Error antara gravitasi estimasi dan observasi

Seperti halnya metode inverse yang lainnya, inversi dengan dasar FFT ini diperlukan nilai tebakan awal; dalam hal ini kedalaman Moho tebakan. Kedalaman Moho tebakan ini dapat didasarkan dari estimasi Power Spectrum sebagaimana yang dilakukan oleh Kim dan Han (2009). Hal ini dilakukan karena, solusi inversi bersifat unik. Artinya, suatu data dapat mempunyai lebih dari satu kondisi struktur bawah permukaan. Untuk menghasilkan kondisi struktur bawah permukaan yang mendekati kondisi yang sebenarnya, maka diperlukan nilai tebakan awal yang mendekati dengan struktur yang sebenarnya. Hasil kedalaman Moho di tiap titik pengukuran dapat digambarkan sebagaimana gambar 4a dengan RMS error sebesar 0.0061 dan error secara keseluruhan hasil proses inversi seperti gambar 4b.

Selanjutnya, dari hasil inversi ini diketahui bahwa kedalaman Moho pada tempat penelitian antara 30-39 Km. Pada Latitude -35 sampai -25 dan Longitude -70 sampai -65 terdapat kedalaman Moho yang kontras. Hal ini, kemungkinan disebabkan oleh subduction atau patahan yang melewati tempat tersebut.

KESIMPULAN

Patahan dan fracture dapat diidentifikasi dari data gravity dengan menganggap data tersebut sebagai sinyal yang dianalisis dengan menggunakan metode yang berbasis FFT. Patahan dan fracture diidentifikasi dengan menggunakan metode gradien; gradient total, SVD, NSD dan Theta. Patahan dan fracture dapat teramati dengan jelas dari hasil analisis gradien NSD dan Theta, NSD lebih jelas dari pada Theta, dan tidak teramati pada hasil gradien total dan SVD. Hasil gradien NSD ini juga menunjukkan adanya fracture pada sinklin yang teridentifikasi dari data gravitasi regional. Selanjutnya, dengan menggunakan inversi yang berbasis yang berbasis algoritma FFT yang didasarkan pada Parker (1972). Hasil inversi ini berupa kedalaman Moho antara 30-39 Km. Topografi Moho ini, terdapat kedalaman yang kontras, yaitu pada Latitude -35 sampai -25 dan Longitude -70 sampai -65 yang diduga sebagai terusan patahan.

DAFTAR PUSTAKA

- Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge (441pp).
- Braitenberg, C., Pettenati, F., Zadro, M., 1997. Spectral and classical methods in the evaluation of Moho undulations from gravity data: the NE Italian Alps and isostasy. *Journal of Geodynamics* 23, 5–22.
- Cooper, G.R.J., Cowan, D. R. 2008. Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics*, Vol. 73, No. 3, May-June; P. H1–H4, 3 Figs. 10.1190/1.2837309

- Gomez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., 2005. 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker–Oldenburg’s algorithm. *Computers & Geosciences* 31 (4), 513–520.
- Kim, K.O., Han, H.C. 2009. Study on Density Discontinuous Layers of the Kusan Basin in the Yellow Sea Using Satellite Altimetry Gravity Data. The First International Symposium on Application of Marine Geophysical Data.
- Nagendra, R., Prasad, P.V.S., Bhimasankaram, V.L.S., 1996. Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker–Oldenburg method. *Computers & Geosciences* 22 (3), 227–237.
- Naidu, P.S and Mathew, M.P. 1998. Analysis of Geophysical Potential field A Digital Signal Processing Approach. Elsevier: Amsterdam
- Oldenburg, D.W., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics* 39 (4), 526–536.
- Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 31, 447–455.
- Talwani, M., 1973. Computer usages in the computation of gravity anomalies. In: Alder, B., Fernbach, S., Rotenberg, M. (Eds.), *Methods in Computational Physics*, vol. 13, pp. 343–389.
- Tomoda, Y., 1960. Thickness of the Earth’s crust from Bouguer anomaly statistics. *Journal of the Japanese Society of Geodesy* 6, 47–55 (in Japanese).
- Tomoda, Y., Aki, K., 1955. Use of the function $\sin x/x$ in gravity problems. *Proceedings of the Japanese Academy* 31, 443–448.
- Tsuboi, C., 1983. *Gravity*. George Allen and Unwin, London (254pp).
- Tsuboi, C., Tomoda, Y., 1958. The relation between the Fourier series method and $\sin x/x$ method for gravity interpretations. *Journal of Physics of the Earth* 6, 1–5.
- Saibi, H., Nishijima, J., Ehar, S, and Aboud, E. 2006. Integrated gradient interpretation techniques for 2D and 3D gravity data interpretation. *Earth Planets Space*, 58, pp. 815–821
- Shin, Y.H, Choi, K.S., Xu, H. 2006. Three -Dimensional Forward and Inverse models for Gravity Field based on Fast Fourier Transform. *Computers & Geosciences* 32. 727–738

Verduzco, B., J. D. Fairhead, C. M. Green, and C. MacKenzie, 2004, The meter reader—New insights into magnetic derivatives for structural mapping: *The Leading Edge*, 23, 116–119.

Wijns, C., C. Perez, and P. Kowalczyk, 2005, Theta map: Edge detection in magnetic data: *Geophysics*, 70, no. 4, L39–L43.