

Pendugaan Struktur Bawah Permukaan Gunung Merapi Berdasarkan Analisis Data Anomali Medan Gravitasi Citra Satelit

Uswatun Chasanah^{1*}, Siti Diah Ayu Febriani², Eko Minarto³

¹Program Studi Fisika, Universitas Muhammadiyah Lamongan

²Program Studi Teknik Energi Terbarukan, Politeknik Negeri Jember

³Program Studi Fisika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember

*Email korespondensi: chasanah.us23@umla.ac.id

DOI: <https://doi.org/10.20527/flux.v18i1.8456>

Submitted: 11 Mei 2020; Accepted: 11 September 2020

ABSTRAK- Gunung Merapi (2.978 mdpl) merupakan gunung berapi aktif tertinggi di Indonesia yang terletak di antara Kabupaten Sleman, DI. Yogyakarta, dan Kabupaten Magelang, Kabupaten Boyolali, Kabupaten Klaten, Jawa Tengah. Pusat letusan Gunung Merapi dikuasai oleh zona lemah atau tidak stabil. Zona lemah atau labil ini dapat diketahui dari beberapa litologi batuan yang terletak di bawah permukaan Gunung Merapi melalui perbedaan densitasnya. Salah satu metode untuk menentukan massa jenis bawah permukaan dalam ilmu geofisika adalah metode gravitasi. Metode gravitasi didasarkan pada perbedaan massa di bawah permukaan, dimana massa tersebut lebih besar atau lebih kecil jika dibandingkan dengan material lain di sekitarnya. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui pola sebaran litologi Gunung Merapi berdasarkan perbedaan kepadatan. Pengolahan data dalam penelitian ini meliputi seluruh proses yang diawali dengan membaca alat di lapangan untuk mendapatkan nilai anomali Bouguer pada setiap titik. Untuk mengetahui penampakan di bawah permukaan Gunung Merapi, dilakukan pemodelan litologi struktur dengan menggunakan software surfer 10 dan Grav2DC. Hasil penelitian menunjukkan litologi berada di bawah permukaan Gunung Merapi. Variasi kerapatan batuan berkisar antara 2.256 - 3.298 g.cm⁻³. Sebagian besar merupakan batuan sedimen seperti batupasir, granit, dan basal. Dimana seluruh bebatuan tersebut berlimpah dengan lahar dingin Gunung Merapi.

KATA KUNCI: Densitas; Gravitasi; Litologi; Gunung Merapi

ABSTRACT- Merapi Mount (2978 msl) is the higher active volcanoes in Indonesia, which is located between Sleman district, DI. Yogyakarta, and Magelang district, Boyolali district, Klaten district, Central Java. The eruption center of Merapi Mount is controlled by weak or unstable zone. This weak or unstable zone can be known from several lithologies of rock, which lies below Merapi Mount's surfaces through the density differences. One of the methods for determining the subsurface density in geophysics science is the gravity method. The gravity method is based on the difference in mass below the surface. This research aims to determine the distribution pattern lithology of Merapi Mount based on the density differences. Data processing in this research covers the entire process begins with a reading tool in field to obtain Bouguer anomaly's values at every point. To know the appearance below the Merapi Mount surface, creating some structure lithology modeling using software surfer 10 and Grav2DC. The result obtained in this research indicated that lithology below the surface of Merapi Mount. The variant of rocks density is between 2,256-3,298 g.cm⁻³. Most of them are sedimentary rock such as sandstone, granite, and basalt. Where the whole rocks an abundance of cold lava of Merapi Mount.

KEYWORDS: Density; Gravity; Lithology; Merapi Mount

PENDAHULUAN

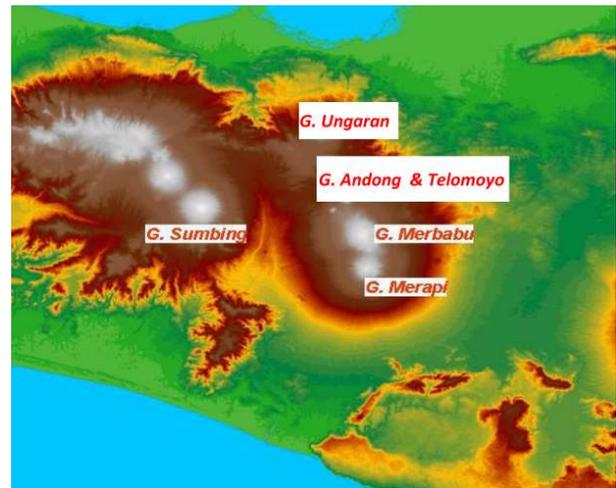
Penelitian terhadap gunung api sangat diperlukan terutama di wilayah yang banyak mempunyai gunung api seperti Indonesia. Sampai saat ini, tercatat 129 gunung api aktif di Indonesia, jumlah tersebut setara dengan 14% dari jumlah gunung api di dunia (Suyanto, 2012). Bahaya yang ditimbulkan bencana gunung api sangat tinggi, untuk meminimalkan kerugian yang muncul akibat bencana gunung api, baik kerugian korban jiwa dan material. Salah satu cara yang dapat dilakukan adalah dengan memahami perilaku dan aktivitas gunung api itu sendiri.

Gunung Merapi merupakan salah satu gunung api di Indonesia yang memiliki aktivitas vulkanik yang sangat tinggi. Gunung Merapi merupakan objek yang menarik untuk diteliti lebih dalam lagi mengenai struktur bawah permukaannya, karena struktur di bawah permukaan ini memiliki peranan penting terhadap proses-proses vulkanik dan tektonik yang terjadi di dalam Gunung Merapi.

Gunung Merapi secara astronomis terletak di koordinat $7,32^{\circ}\text{LS}$ dan $110,26^{\circ}\text{BT}$ dan secara administratif merupakan wilayah perbatasan antara Propinsi Jawa Tengah dengan Propinsi Daerah Istimewa Yogyakarta dengan ketinggian 2978 mdpl ditunjukkan pada Gambar 1. (Islamiyah et al., 2019; Suyanto, 2012).

Berdasarkan data yang tercatat di Badan Geologi sejak tahun 1600-an, gunung Merapi meletus lebih dari 800 kali atau rata-rata sekali meletus dalam 4 tahun (Kiswiranti, 2013). Sejak tahun 1900, gunung Merapi meletus dengan indeks letusan berkisar antara 1– 3. Indeks maksimum 3 terjadi pada tahun 1930 dan 1961, yang menghasilkan awan panas dengan jarak hingga 12 km ke arah barat daya. Pada tahun 1994 awan panas telah membunuh 66 orang di lereng sebelah barat daya (Sarkowi, 2010). Letusan terakhir gunung Merapi terakhir kali terjadi pada 28 Maret 2020. Erupsi yang didominasi ekspulsi kental lava Kristal dan membentuk sebuah kubah lava lingkaran serta tebal dengan arus lava pendek dan menghasilkan *nuee ardante*, hal ini

menunjukkan bahwa terdapat aliran piroklastik (Voight et al, 2000).



Gambar 1 Posisi Gunung Merapi yang terletak di zona tengah, zona vulkanik pulau Jawa. (Sumber: Suyanto, 2012)

Berdasarkan uraian aktivitas vulkanik Gunung Merapi tersebut, maka kajian geofisika bawah permukaan sangat diperlukan sebagai salah satu langkah untuk menduga sebaran struktur geologi di bagian bawah permukaan Gunung Merapi. Metode gravitasi adalah salah satu metode dalam cabang ilmu geofisika yang dapat menentukan sebaran struktur geologi suatu wilayah. Variasi anomali medan gravitasi di permukaan bumi yang timbul akibat adanya selisih massa jenis batuan menjadi dasar bagi metode gravitasi. Estimasi data gravitasi pada masa kini dapat menggunakan data satelit selain dengan pengukuran terjun langsung ke lapangan, misalnya *European Remote Sensing-1 Satellite* atau *Geodetic Satellite*. Data satelit tersebut merupakan data anomali medan gravitasi global. Data hasil pengamatan gravitasi citra satelit tersebut dapat dijadikan variabel sebuah penelitian karena memiliki tingkat keakuratan yang baik dalam menentukan indikasi struktur geologi bawah permukaan suatu wilayah (Reswara & Sebah, 2014; Sandwell & Smith, 2009).

Sebelumnya telah dilakukan penelitian tentang pemodelan bawah permukaan gunung merapi yaitu dengan menggunakan metode Geomagnetik yang dilakukan oleh

Suyanto (2012) yang menjelaskan bahwa terdapat tiga lapisan utama perlapisan batuan di bawah Gunung Merapi dan Merbabu. Kemudian terdapat penelitian pemodelan bawah permukaan gunung merapi menggunakan metode tomografi 3D gelombang seismik oleh Ayu Wita Sari & Suparta (2018) yang menjelaskan sifat fisis material dibawah permukaan Gunung Merapi berdasarkan citra tomogram anomali gelombang P dan gelombang S. Untuk melengkapi penelitian sebelumnya yang belum menjelaskan keberadaan sumber magma Gunung Merapi, maka dilakukan penelitian pemodelan bawah permukaan gunung merapi menggunakan metode gravitasi dengan memanfaatkan data citra satelit.

Metode Gravitasi

Hukum Newton tentang gravitasi adalah sebuah teori yang menjadi dasar metode gravitasi. Dalam Hukum Gravitasi Newton dinyatakan bahwa gaya tarik menarik antara dua buah objek yang memiliki massa m_1 dan m_2 yang terpaut jarak sebesar r .

Apabila dalam suatu wilayah terdapat beberapa jenis batuan yang memiliki perbedaan massa yang tersebar secara kontinu, maka potensial gravitasi wilayah tersebut mengacu pada prinsip superposisi pada wilayah tersebut. Selisih potensial pada partikel uji adalah hasil penambahan vektor dari potensial massa. Sebaran massa yang kontinu m merupakan sekumpulan massa yang sangat kecil dan banyak, $dm = (x,y,z) dv$, dimana (x,y,z) adalah densitas sebaran massa. Dengan menerapkan prinsip supersposisi maka didapatkan (Blakely, 1995):

$$U(p) = \gamma \int_v \frac{dm}{r} = \gamma \int_v \frac{\rho Q}{r} dv \quad (4)$$

dimana pengintegralan dilakukan dengan batas v , yang merupakan volume sebenarnya dari massa, sedangkan P adalah titik pengamatan, dan Q adalah titik pengintegralan serta r adalah jarak antara P dan Q . (Kearey *et al*, 2009).

Pada metode gravitasi, pengukuran dilakukan pada komponen nilai vertikal

berdasarkan besarnya percepatan gravitasi di suatu wilayah dengan menitikberatkan pada besarnya perubahan nilai gravitasi karena adanya perbedaan massa jenis di bawah permukaan wilayah tersebut. Faktor yang mempengaruhi besarnya nilai gravitasi antara lain yakni lintang, pasang surut bumi, elevasi topografi, variasi densitas yang ada di bawah permukaan dan keadaan di daerah sekitar pengukuran (Telford *et al.*, 1990).

Dibawah permukaan bumi, terdapat perbedaan sebaran kontinu massa, sebaran tersebut tersebut dapat dikatakan lebih besar atau lebih kecil dari pada material disekitarnya sehingga nilai variasi densitas di dalam bumi dapat diketahui. Perubahan gaya gravitasi di atas permukaan ini disebabkan oleh variasi densitas di bawah permukaan tanah.

Ada dua komponen gaya gravitasi yang diukur di atas permukaan, yaitu komponen mayoritas yang mempengaruhi keseluruhan massa bumi, dan komponen minoritas yang memiliki ukuran kecil dimana variasi tersebut disebabkan adanya perubahan nilai densitas (anomali gravitasi).

Pengukuran anomali gravitasi yang tepat dan akurat serta berbagai koreksi pada variasi di dalam komponen mayoritas di seluruh bumi dapat menggambarkan kubah dalam suatu lava gunung api, rongga di dalam tanah, variasi kedalaman ataupun struktur geologi suatu wilayah.

METODE PENELITIAN

Data Penelitian

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data anomali gravitasi hasil pengamatan citra satelit yang telah disediakan oleh bank data *The Scripps Institution of Oceanography University of California San Diego USA* yang kami akses melalui situs http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi.

Data dan koordinat geografis yang telah diperoleh sudah tersusun dalam bentuk grid berformat ASCII-XYZ. Data tersebut memiliki jarak tiap titik sebesar 1 menit/grid yang memiliki ketelitian data anomali medan gravitasi sebesar 0,1 mGal dan koreksi data

ketinggian sebesar 1 m (Reswara & Sehad, 2014; Sandwell & Smith, 2009)

Pengolahan Data Secara Numerik

Data koordinat geografis wilayah penelitian dan data anomali medan gravitasi lengkap yang telah diunduh kemudian dianalisis secara numerik. Analisis data anomali gravitasi secara numerik meliputi tahapan-tahapan berikut ini:

1. Koreksi topografi, koreksi ini bertujuan untuk mengurangi efek massa topografi di atas permukaan bumi yang relatif kasar dengan akibat selisih elevasi yang besar pada kontur lembah dengan bukit pada sekitar titik-titik yang diambil sampel sebagai pengukuran.
2. Koreksi Bouguer dengan tujuan untuk mereduksi efek bongkahan massa batuan pada kerak bumi yang berada di antara bidang sferoida dan titik pengukuran.
3. *Reduction to horizontal surface*, yaitu mereduksi data anomali medan gravitasi ke bidang datar. Hal ini bertujuan untuk merubah topografi data anomali ke dalam bidang datar, sehingga dihasilkan kontur anomali *bouguer* lengkap. Yang kemudian di grid dengan metode *kriging* dan di *smoothing*
4. Pengangkatan ke atas atau *Upward Continuation*, proses ini bertujuan mengangkat data anomali menjadi naik level ketinggian di atas level sebelumnya. Proses pengangkatan ini merupakan filter tapis rendah guna mengurangi noise atau efek anomali lokal di atas topografi (Reswara & Sehad, 2014; Telford et al., 1990). *Upward continuation* pada penelitian ini menggunakan ketinggian 500 meter yang ditunjukkan pada Gambar 4 dan 5.
5. Pemisahan Anomali Regional dan Anomali Lokal, proses ini dilakukan karena data anomali lokal masih bersuperposisi dengan anomali regional (Reswara & Sehad, 2014).

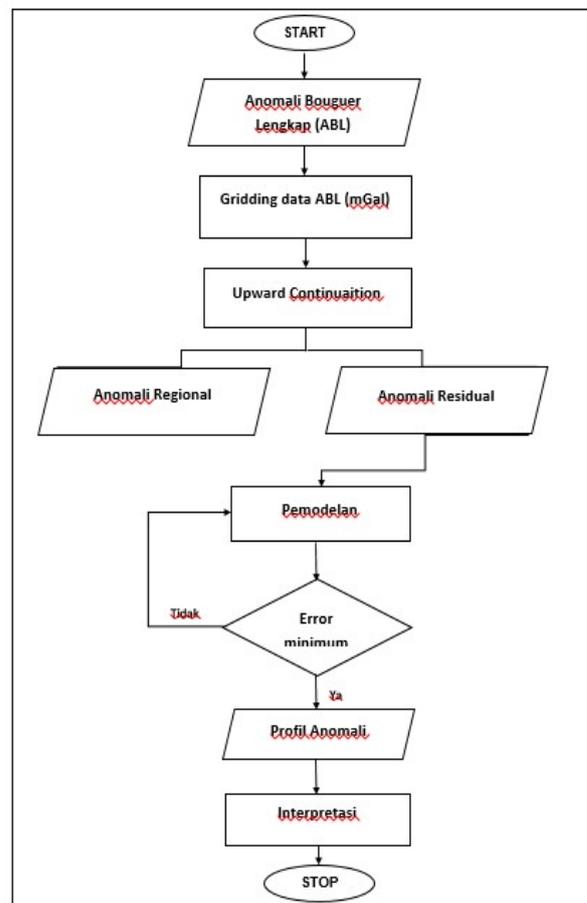
Pemodelan Data

Setelah proses pengolahan data secara numerik, maka proses selanjutnya yaitu membuat pemodelan. Proses pemodelan ini

diawali dengan membuat benda anomali bawah permukaan atau model struktur geologi beserta parameternya. Model struktur geologi tersebut dapat dianggap sebagai sumber anomali medan gravitasi di bawah permukaan wilayah penelitian. Pemodelan ini berbentuk profile 2D struktur geologi atau benda anomali bawah permukaan.

Interpretasi Data

Selanjutnya model anomali tersebut diinterpretasi dengan mempertimbangkan data-data geologi Gunung Merapi. Alur penelitian secara ringkas ditunjukkan pada Gambar 2.



Gambar 2 Diagram alir metode penelitian

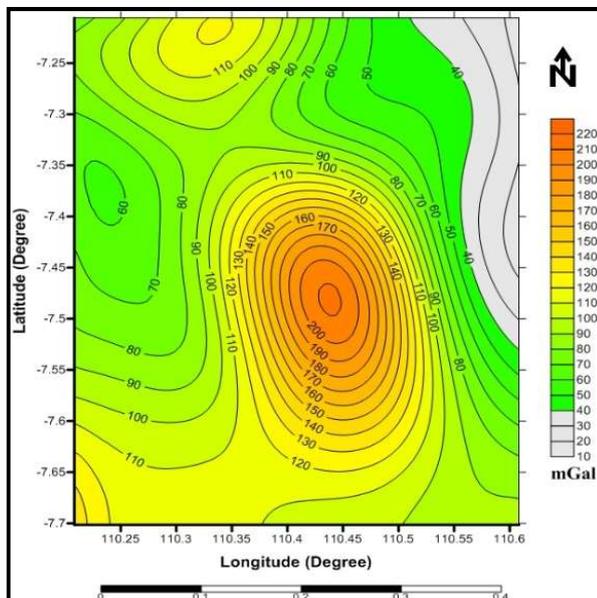
HASIL DAN PEMBAHASAN

Anomali Bouguer Lengkap (ABL)

Anomali yang terletak dekat dengan permukaan ataupun yang terletak jauh dari permukaan menyebabkan adanya anomali Bouguer dengan metode gravitasi (Sarkowi, 2010). Secara kualitatif, berdasarkan penafsiran peta kontur anomali bouguer

lengkap (Gambar 3), terdapat 3 pola yang berbeda. Pola pertama merupakan pola ketinggian yang memiliki rentang nilai 170-220 mGal, terpusat pada posisi $7,48^\circ$ LS dan $110,30^\circ$ BT. Pola kedua merupakan pola sedang yang memiliki rentang nilai anomali bouguer antara 90-150 mGal, sedangkan pola ketiga merupakan pola rendah yang bernilai rentang anomali *bouguer* antara 10-80 mGal.

Pada peta kontur anomali *bouguer* lengkap daerah sebelah utara, anomali Bouguer berkisar antara +10 sampai +110 mGal. Sedangkan daerah sebelah selatan, anomali *bouguer* berkisar antara +80 sampai +120 mGal. Daerah sebelah timur laut cenderung ke utara, nilai anomali *bouguer* lebih rendah yaitu berkisar antara +10 sampai +40 mGal. Pola anomali *bouguer* cenderung menurun dari wilayah selatan ke utara Gunung Merapi diduga memiliki hubungan akibat dari letaknya di wilayah *subduction zone* pada bagian selatan pulau Jawa (Sarkowi, 2010).



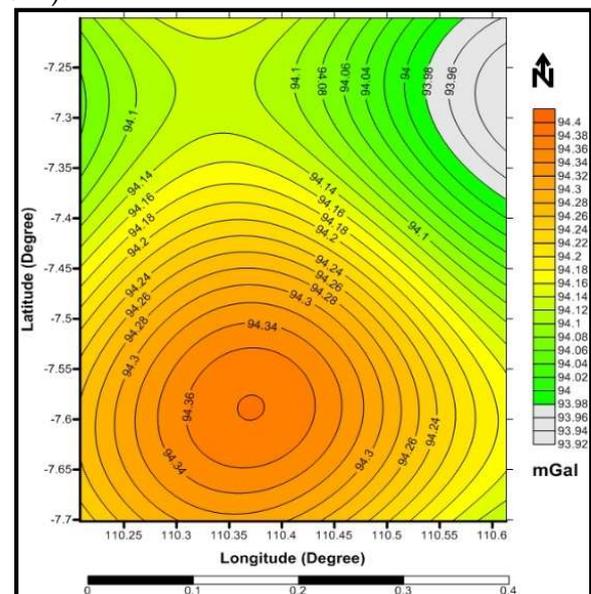
Gambar 3 Kontur Anomali *Bouguer* Lengkap Gunung Merapi

Anomali Regional

Anomali regional daerah penelitian menunjukkan kesamaan nilai yang cenderung meningkat dari timur laut ke barat daya, terpusat di posisi $7,5^\circ - 7,7^\circ$ LS dan $110,3^\circ - 110,4^\circ$ BT (Gambar 4) yaitu berkisar

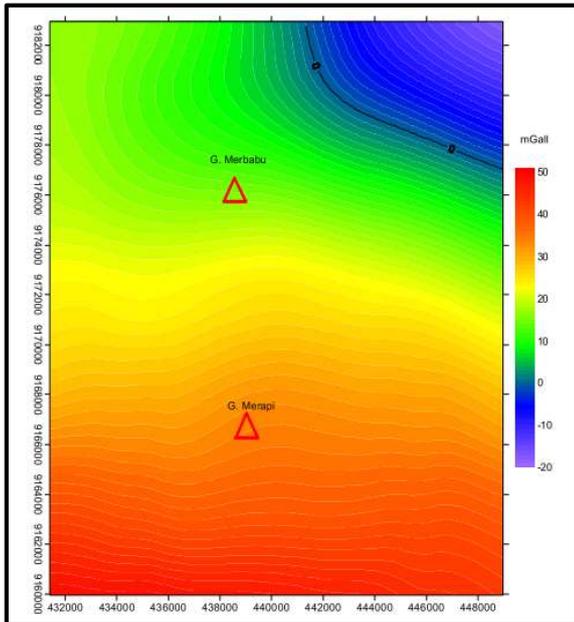
+93,92 mGal sampai +94,4 mGal dengan interval kontur 0,02 mGal. *Range* anomali regional lebih kecil nilainya apabila dibandingkan dengan *range* anomali Bouguer lengkap yang sudah diinterpretasi pada bidang. Akibat dari hal tersebut, maka nilai anomali lokal dapat diperoleh dengan menghitung selisih antara anomali regional dengan anomali bouguer lengkap. Pola anomali tinggi yang ada di Gunung Merapi disebabkan oleh material hasil erupsi magma dengan densitas yang tinggi (Sarkowi, 2010). Adanya suseptibilitas lebih rendah dan densitas yang lebih tinggi dibandingkan dengan batuan sekeliling Gunung Merapi.

Penyebab terdapatnya anomali pada penelitian ini lebih disebabkan karena adanya pengaruh zona subduksi disekitar selatan pulau Jawa menembus ke bawah pulau Jawa sampai di wilayah penelitian. Hal tersebut tampak pada peta anomali regional (Suyanto, 2012).



Gambar 4 Kontur Anomali *Bouguer* Regional dengan pengangkatan 500 meter

Pola anomali tinggi yang didapatkan pada penelitian ini yang ditandai dengan warna kuning menuju ke coklat sebanding dengan penelitian sebelumnya (Gambar 5). Pola anomali tinggi kemungkinan disebabkan oleh material hasil erupsi magma dari gunung Merapi dan Merbabu yang memiliki densitas tinggi (Sarkowi, 2010).



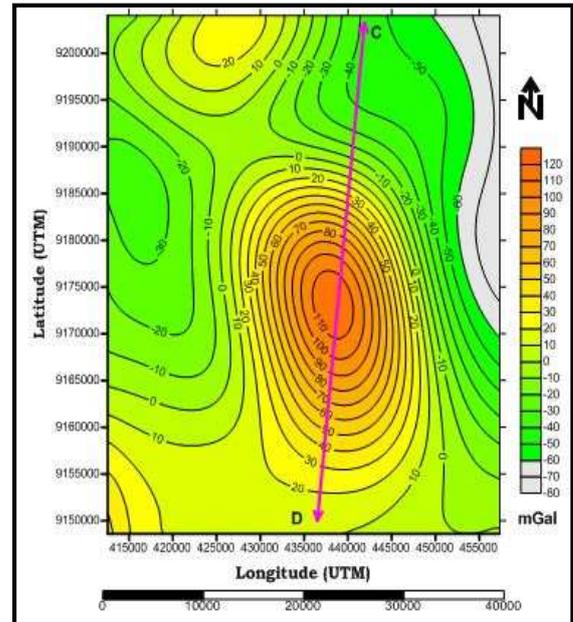
Gambar 5 Peta Anomali *Bouguer* Regional penelitian sebelumnya (Sumber: Sarkowi, 2010)

Anomali Lokal

Nilai anomali bouguer lokal yang didapatkan pada penelitian ini berada pada kisaran -60 sampai +110 mGal. Nilai paling besar cenderung kearah tenggara yaitu terpusat pada $7,4^{\circ}$ - $7,5^{\circ}$ LS dan $110,4^{\circ}$ - $110,5^{\circ}$ BT, dengan nilai anomali sebesar 110 mGal. Sedangkan nilai anomali paling rendah berada di sebelah timur laut yaitu sebesar -60 mGal (Gambar 6).

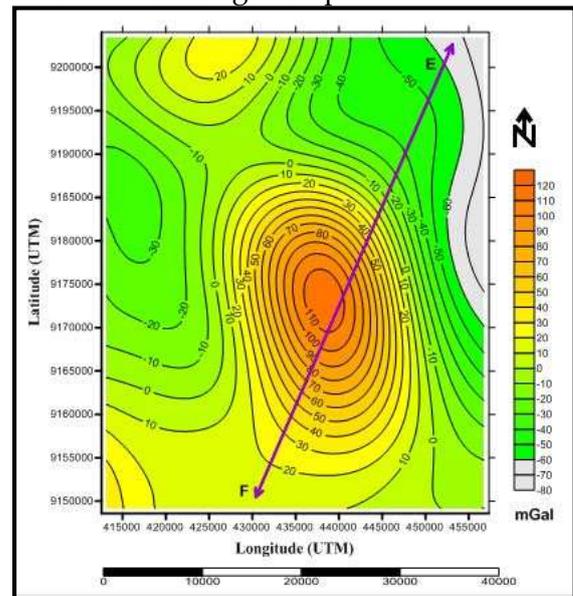
Adanya pola anomali Bouguer rendah (negatif) pada posisi $7,25^{\circ}$ - $7,5^{\circ}$ LS dan $110,5^{\circ}$ - $10,6^{\circ}$ BT, hal ini diduga akibat dari letak kantung magma di wilayah tersebut. Hal ini selaras dengan penelitian yang dilakukan (Sarkowi, 2010) yang mengungkapkan bahwa Anomali didaerah puncak Gunung Merapi relatif lebih rendah dan menunjukkan adanya kantung magma yang besar dan dangkal.

Dari peta kontur anomali lokal yang di grid dengan metode *kriging* dan di *smoothing*, kemudian dibuat sayatan atau penampang (Gambar 7). Penampang anomali *bouguer* lokal yang dinamai dengan lintasan C-D diambil dengan dasar penafsiran kualitatif pola kontur anomali. Penampang C-D memotong beberapa tinggian dan rendahan anomali dengan nilai tertinggi +117 mGal dan terendah -40 mGal.



Gambar 6 Sayatan C-D Peta kontur anomali lokal dengan metode *kriging-smoothing* pengangkatan 500 meter

Penampang anomali *bouguer* selanjutnya dinamai dengan lintasan E-F yang memotong beberapa tinggian dan rendahan anomali dengan nilai tertinggi +114 mGal dan terendah -65 mGal (Gambar 7). Dari data hasil sayatan inilah, didapatkan keluaran anomali *bouguer* di sepanjang sayatan tersebut dan jarak dalam meter, yang selanjutnya akan dijadikan bahan untuk membuat pemodelan struktur bawah permukaan Gunung Merapi.



Gambar 7 Sayatan E-F Peta kontur anomali lokal dengan metode *kriging-smoothing* pengangkatan 500 meter

Tabel 1 Hasil interpretasi sayatan C-D

Id Blok	Kedalaman (km)	Kontras densitas (g.cm ⁻³)	Densitas (g.cm ⁻³)(*)	Interpretasi litologi(**)
01	0-10,5	-0,330	2,34	Batuan sedimen
02	0-25	0,000	2,67	Batuan andesit basaltik
03	8-25	0,620	3,29	Batuan gabbro
04	0-4,8	-0,157	2,513	Batuan andesit

(*)Densitas pada masing-masing lapisan tersebut didapat dari densitas batuan penyusun kerak bumi (rata-rata) 2,67 g.cm³ ditambah dengan kontras densitas hasil pemodelan.

(**)(Sumber: Telford et al., 1990)

Sayatan C-D

Pemodelan struktur bawah permukaan Gunung Merapi ini menerapkan metode Talwani 2 1/2D (Rahman & Susilo, 2014; Reswara & Sehad, 2014), pada metode ini dilakukan perbandingan nilai anomali model terbentuk berdasarkan parameter dengan nilai anomali terukur.

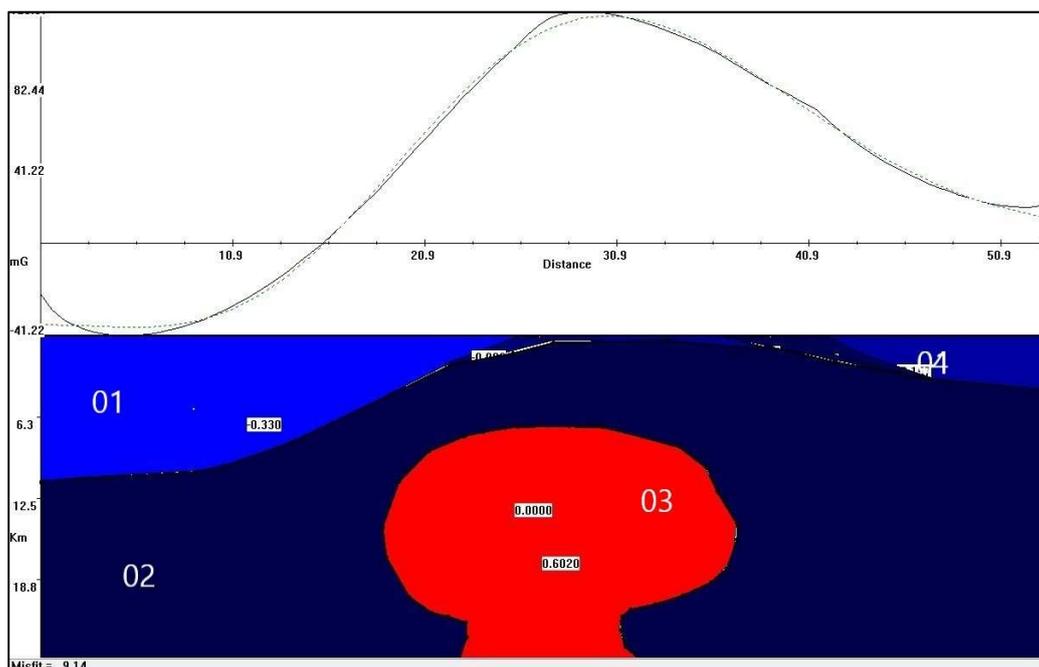
Sayatan C-D yang membentang dari timur ke barat dimana titik C memiliki koordinat 7,41° LS – 110,60° BT dan titik D memiliki koordinat -7,45° LS – 110,23° BT. Hasil pemodelan untuk profil lintasan C-D dapat dilihat pada Gambar 8.

Pada sayatan C-D (Gambar 8) dapat diketahui bahwa kondisi struktur batuan di bawah permukaan Gunung Merapi memiliki kontras densitas yang bervariasi yaitu 0,000 gr.cm⁻³, -0,330 – -0,157 gr.cm⁻³, dan 0,620 gr.cm⁻³ dan memiliki nilai kedalaman 0 – 18 km dari

bidang datar. Bidang tersebut adalah garis lurus horizontal yang terletak di atas benda anomali. *Error* pemodelan pada sayatan C-D sebesar 9,14%. Nilai kesalahan (*error*) tersebut merupakan selisih antara nilai anomali observasi (anomali residual) dengan nilai anomali hasil pemodelan. Sedangkan untuk hasil interpretasi pemodelan yang dilakukan pada sayatan C-D dapat dilihat pada Tabel 1.

Penafsiran litologi batuan di wilayah penelitian mengacu kepada data geologi yang sudah ada, selain itu penafsiran litologi batuan di daerah sekitar Gunung Merapi juga didasarkan pada hasil interpretasi penelitian sebelumnya. Batuan Gunung Merapi tersusun atas batuan penyusun utama yaitu aliran andesit besar, batuan *nuee ardante* dan batuan *phreato-sub-plinian* serta erupsi *sub-plinian* (Jousset et al, 2000).

Hasil interpretasi dari pemodelan pada



Gambar 8 Pemodelan Bawah Permukaan Lintasan C-D

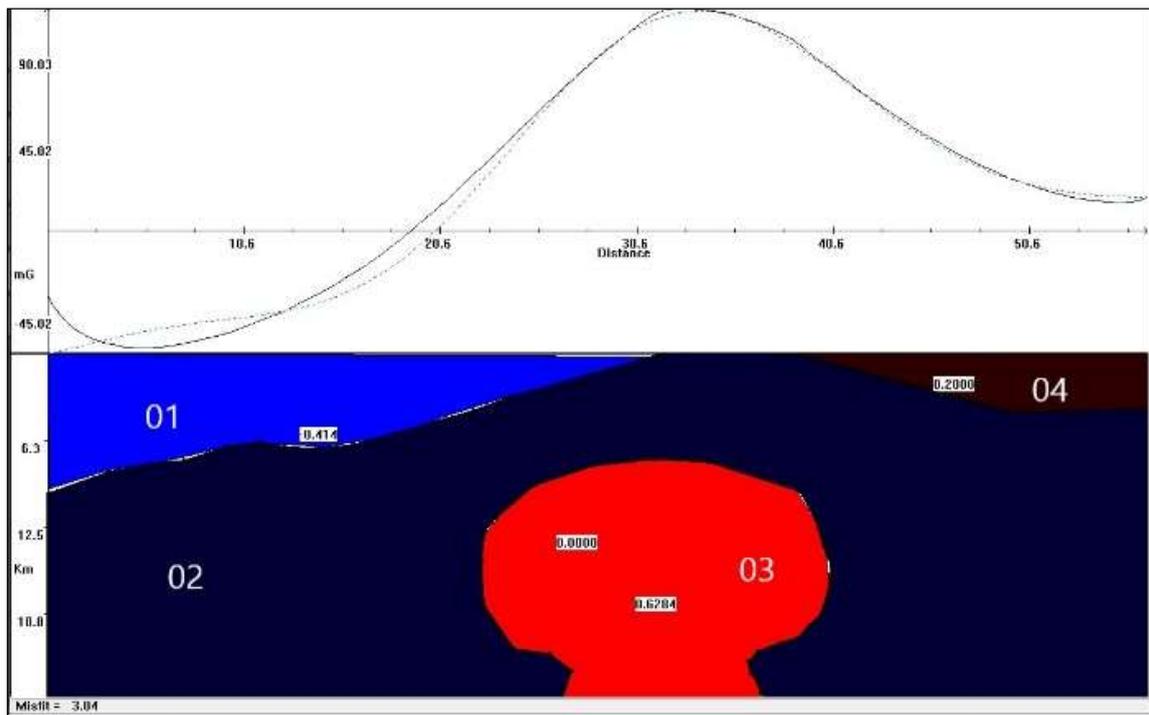
sayatan C-D yang terdiri dari tiga lapisan mengacu pada penelitian sebelumnya, dimana didapatkan hasil yang serupa. Dimana terdapat tiga perlapisan batuan di bawah Gunung Merapi dan Merbabu, yaitu lapisan pertama yang berkaitan dengan produk aktivitas, lapisan kedua berkaitan dengan posisi kantong magma, dan lapisan yang mensuplai magma ke atas (Suyanto, 2012).

Sayatan E-F

Sayatan E-F membentang dari utara ke selatan dimana titik E memiliki koordinat -7,21° LS – 110,45° BT dan titik F memiliki koordinat -7,67° LS – 110,37° BT (Gambar 7). Hasil pemodelan untuk lintasan E-F dapat dilihat pada Gambar 8. Berdasarkan pemodelan sayatan E-F didapatkan 4 lapisan (Gambar 9).

Pada sayatan E-F (Gambar 9) dapat diketahui bahwa struktur batuan di bawah permukaan memiliki kontras densitas yang bervariasi yaitu 0,000 g.cm⁻³, -0,414 g.cm⁻³, 0,200 g.cm⁻³, dan 0,628 g.cm⁻³ dan berada pada kedalaman 0 – 18 km dari bidang datar. Dengan *error* pemodelan sebesar 3,04%. Sedangkan untuk hasil pemodelan yang dilakukan pada sayatan E-F dapat dilihat pada Tabel 2.

Pemodelan pada lintasan C-D dan lintasan E-F (Gambar 8 dan 9) pada dasarnya menunjukkan hasil yang hampir sama, dimana terdapat tiga lapisan pembentuk Gunung Merapi. Lapisan pertama diidentifikasi sebagai batuan piroklastik akibat aktivitas Gunung Merapi di masa lampau, lapisan kedua diduga berkaitan dengan posisi kantong magma, dan lapisan ketiga adalah



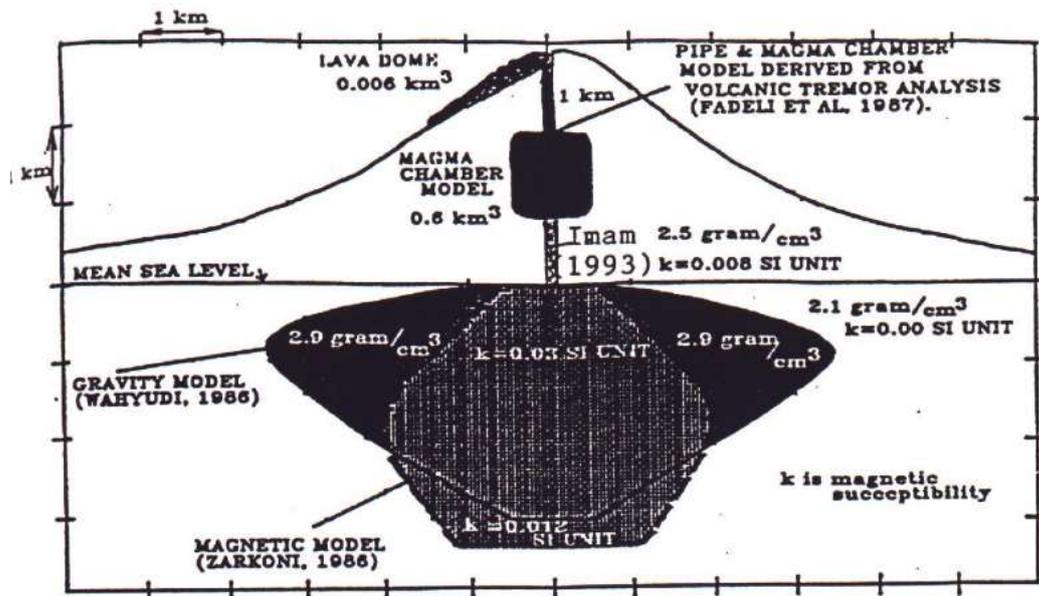
Gambar 9 Pemodelan Bawah Permukaan Lintasan E-F

Tabel 2 Hasil interpretasi sayatan E-F

Id Blok	Kedalaman (km)	Kontras densitas (g.cm ⁻³)	Densitas (g.cm ⁻³)(*)	Interpretasi litologi(**)
01	0-7,8	-0,414	2,256	Batuan sedimen
02	0-50	0,000	2,670	Batuan andesit basaltik
03	10-25	0,628	3,298	Batuan gabbro
04	0-5,2	0,200	2,870	batuan basalt

(*)Densitas pada masing-masing lapisan tersebut didapat dari densitas batuan penyusun kerak bumi (rata-rata) 2,67 g.cm³ ditambah dengan kontras densitas hasil pemodelan.

(**)(Sumber: Telford et al., 1990)



Gambar 10 Hasil interpretasi bawah permukaan Gunung Merapi dari beberapa macam metode. (Sumber: Suyanto, 2012)

lapisan yang menjadi sumber magma di atasnya (Suyanto, 2012). Adanya anomali negatif yang di dapatkan dari hasil penelitian, menunjukkan adanya sebaran benda dengan densitas rendah di bawah puncak Gunung Merapi, yang selanjutnya dipicu oleh letak kantong magma (Sarkowi, 2010).

Suplai dari kantong magma inilah yang mempengaruhi aktivitas vulkanik Gunung Merapi. Sedangkan suplai magma sendiri berkaitan dengan sistem tektonik berupa subduksi yang disebabkan oleh tumbukan antara lempeng Eurasia dengan lempeng Indo-Australia. Tekanan dan temperatur yang tinggi antar kedua lempeng inilah yang menyebabkan magma yang terbentuk naik dan terakumulasi pada suatu reservoir yang disebut kantong magma (Islamiyah et al., 2019).

Pemodelan pada penelitian ini sejalan dengan pemodelan yang telah dilakukan oleh peneliti sebelumnya, dimana dijelaskan bahwa di dalam Gunung Merapi terdapat kantong magma, yaitu kantong magma atas yang terletak pada kedalaman 500 meter di bawah puncak, dan kantong magma bawah yang terletak pada kedalaman 3,2 km di bawah puncak Gunung Merapi dengan kantong magma yang berbentuk guci bulat (Gambar 10). Hal inilah yang mendasari pemodelan

kantong magma pada penelitian ini berbentuk bulat.

Densitas kantong magma di bawah permukaan Gunung Merapi adalah 2,70 gr.cm³. Sebagai rujukan, pada penelitian sebelumnya dikatakan bahwa Gunung Merapi merupakan gunung api yang tergolong sebagai gunung api tipe andesit basaltik dengan komposisi SiO₂ bervariasi antara 50-58 %. Dengan sifat lava cenderung lebih basa mempunyai SiO₂ yang lebih rendah sampai sekitar 48%.

KESIMPULAN

Berdasarkan hasil analisis data anomali bouguer di daerah sekitar Gunung Merapi, maka dapat ditarik kesimpulan bahwa Nilai anomali bouguer rendah didapat berkisar antara -60 sampai -30 mGal, sedangkan rentang nilai anomali bouguer tinggi berkisar 100 - 110 mGal. Terdapat 3 lapisan utama penyusun pada gunung Merapi. Lapisan pertama diidentifikasi sebagai batuan piroklastik dengan variasi densitas berkisar antara -0,414 - 0,200 g.cm³, lapisan kedua diduga berkaitan dengan posisi kantong magma dengan densitas 2,67 gr.cm³, dan lapisan ketiga diduga sebagai lapisan tempat keberadaan kantong magma dengan variasi densitas antara 3,290 - 3,298 g.cm³.

Berdasarkan hasil pemodelan yang didapatkan, secara umum litologi penyusun batuan dibawah permukaan Gunung Merapi merupakan batuan sedimen, batuan andesit, batuan basal dan batuan gabbro.

DAFTAR PUSTAKA

- Ayu Wita Sari, & Suparta, G. B. (2018). Imaging of 3-D Seismic Tomography for Internal Structure Under the Mountain Merapi Using the Lotos-10 Software. *Fisika Dan Aplikasinya*, 3(2), 105.
- Blakely, Richard J. (1995). *Potential theory in Gravity and Magnetic Application*. New York: Cambridge University Press.
- Islamiyah, O. R. A., Minarto, E., & Santoso, A. B. (2019). Estimasi Kedalaman dan Perubahan Volume Sumber Tekanan Gunung Merapi Berdasarkan Pengamatan Data Tiltmeter. *Jurnal Sains Dan Seni ITS*, 7(2), 4–8. <https://doi.org/10.12962/j23373520.v7i2.34024>.
- Jousset, P., Dwipa, S., Beauducel, F., Duquensnoy, T., Diament, M. (2000). Temporal gravity at Merapi during the 1993-1995 crisis: an insight into the dynamical behaviour of volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100, 289-320.
- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I. (2009). *An Introduction to Geophysical Exploration Third Edition*. London: Blackwell Publishing.
- Kiswiranti, D. (2013). Analisis Statistik Temporal Erupsi Gunungapi di Indonesia. *Bimipa*, 23(3), 211–217.
- Rahman, M., & Susilo, A. (2014). Pendugaan Struktur Bawah Permukaan 2½ Dimensi di Kawasan Gunungapi Kelud Berdasarkan Survei Gravitasi. *NATURAL B*, 2(3), 221–228.
- Reswara, A., & Sehad, P. A. (2014). Pendugaan Lapisan Reservoir Panas Bumi Di Kawasan Gunungapi Slamet Dengan Memanfaatkan Data Anomali Medan Gravitasi Citra Satelit. *Berkala Fisika*, 17(2), 45–54.
- Sandwell, D. T., & Smith, W. H. F. (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(1), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2008JB006008>
- Sarkowi, M. (2010). Interpretasi Struktur Bawah Permukaan Daerah Gunung Merbabu-Merapi Berdasarkan Pemodelan 3D Anomali Bouguer. *Berkala Fisika*, 13(2), 11–18.
- Suyanto, I. (2012). Pemodelan Bawah Permukaan Gunung Merapi Dari Analisis Data Magnetik Dengan Menggunakan Software Geosoft. *Laporan Penelitian Prodi Geofisika Jurusan Fisika UGM*, 1–48.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). Chapter 2-Gravity Methods. In *Applied Geophysics* (pp. 6–61).