

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Hukum Gravitasi Newton

Prinsip gravitasi dijelaskan oleh hukum Newton. Menurut hukum Newton, gaya antara dua partikel dengan massa m_1 dan m_2 berbanding lurus dengan perkalian massa kedua partikel dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat-pusat massa keduanya yang memiliki jarak r . Persamaan hukum Newton yang menyatakan hubungan gravitasi adalah sebagai berikut :

$$\vec{F} = -G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{r} \quad (2.1)$$

dengan $\vec{F}$ adalah Gaya gravitasi, G adalah konstanta gravitasi ($6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$), m_1 adalah massa benda 1 dan m_2 adalah massa benda 2, r adalah jarak antara m_1 dan m_2 , $\hat{r}$ adalah arah vektor dari m_2 menuju m_1 .

Newton mendefinisikan hubungan antara gaya dan percepatan dalam persamaan hukum II Newton yang menyatakan bahwa gaya sebanding dengan hasil perkalian massa suatu benda dengan percepatan yang dialami oleh benda tersebut, seperti yang dirumuskan dalam persamaan berikut :

$$\vec{F} = m \cdot \vec{g} \quad (2.2)$$

Sebuah benda dengan massa m_2 akan mengalami percepatan jika ditarik oleh benda lain dengan massa m_1 pada jarak r . Percepatan benda ini dapat ditentukan dengan membagi F (persamaan 2.1) terhadap m_2 .

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} = -G \frac{m_1}{r^2} \hat{r} \quad (2.3)$$

Dengan demikian, untuk gravitasi bumi, m_1 adalah massa bumi M , dan r adalah jari-jari bumi R , maka percepatan akibat gravitasi bumi dapat ditulis sebagai berikut :

$$\vec{g} = -G \frac{M}{R^2} \hat{r} \quad (2.4)$$

dengan $\vec{g}$ adalah percepatan gravitasi bumi ($1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m/s}^2 = 1 \text{ cm/s}^2$), G adalah konstanta gravitasi ($6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$), M adalah massa bumi, R adalah jari-jari bumi ($6,371 \times 10^6 \text{ m}$), $\hat{r}$ adalah arah vektor menuju pusat bumi (Telford dkk., 1990).

2.2 Potensial Gravitasi

Medan gravitasi adalah medan yang memiliki sifat konservatif, yang berarti usaha yang dilakukan untuk menggerakkan suatu benda dengan massa di medan gravitasi tidak tergantung pada lintasan yang dilalui oleh benda tersebut, tetapi tergantung pada titik akhirnya. Gaya gravitasi merupakan besaran vektor yang arahnya sepanjang garis menghubungkan pusat-pusat massa kedua benda. Gaya yang menghasilkan medan konservatif dapat dihasilkan dari fungsi potensial skalar $U(x, y, z)$, yang dikenal sebagai potensial tiga dimensi (*Newtonian*), yang dinyatakan dalam persamaan 2.5 untuk koordinat bola (Telford dkk., 1990).

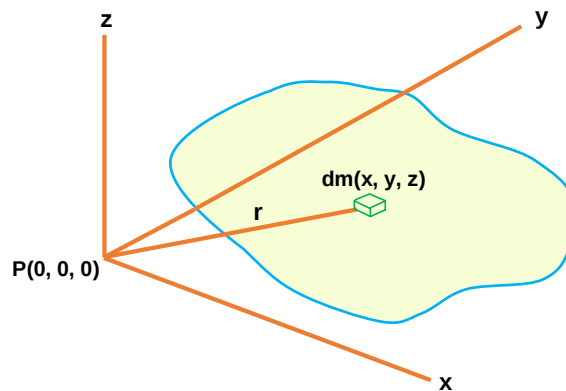
$$\nabla U(r, \theta, \phi) = \frac{-\vec{F}(r, \theta, \phi)}{m} = -\vec{g}(r, \theta, \phi) \quad (2.5)$$

Penyelesaian potensial gravitasi dapat dilakukan menggunakan persamaan 2.6, yang menggambarkan bahwa usaha yang diperlukan untuk memindahkan suatu benda dengan massa dari titik yang jauh melalui sembarang lintasan ke titik lain dengan jarak r dari pusat massa, akan menghasilkan medan gravitasi (Telford dkk., 1990).

$$U(r, \theta, \phi) = \int_{\infty}^r (\nabla U) \cdot dr = - \int_{\infty}^r \vec{g} \cdot dr \quad (2.6)$$

dengan menggunakan persamaan 2.4 dan 2.6 dalam bentuk skalar, dapat diperoleh persamaan 2.7 untuk potensial gravitasi skalar $U(r)$ (Telford dkk., 1990).

$$U(r) = -Gm \int_{\infty}^r \left(\frac{1}{r^2} \right) dr = G \frac{m}{r} \quad (2.7)$$



Gambar 2. 1 Potensial massa benda tiga dimensi (Telford dkk., 1990)

Potensial gravitasi pada titik di luar sebuah massa benda tiga dimensi seperti yang ditunjukkan dalam gambar 2.1, dapat dihitung dengan cara membagi massa tersebut menjadi elemen-elemen kecil dan diintegrasikan.

Dari persamaan 2.7, potensial sebuah elemen massa dm pada posisi (x,y,z) dengan jarak r dari titik $P (0,0,0)$ dihasilkan persamaan 2.8 (Telford dkk., 1990).

$$dU = G \frac{dm}{r} = G \frac{\rho \, dx \, dy \, dz}{r} \quad (2.8)$$

Karena $\rho (x,y,z)$ adalah densitas. Maka potensial dari massa total m diperoleh pada persamaan 2.9

$$U = G \int_x \int_y \int_z \left(\frac{\rho}{r} \right) dz \, dy \, dx \quad (2.9)$$

dengan $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ adalah jarak dari elemen massa ke titik $P (0,0,0)$.

2.3 Metode Gravitasi

Metode gravitasi adalah salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengidentifikasi struktur geologi di bawah permukaan dengan mempelajari variasi medan gravitasi bumi yang disebabkan oleh perbedaan densitas antara batuan. Perubahan densitas batuan mencerminkan adanya anomali massa di bawah permukaan yang menghasilkan gangguan lokal dalam medan gravitasi yang disebut sebagai anomali gravitasi. Oleh karena itu, variasi densitas batuan digunakan untuk mendapatkan informasi tentang formasi batuan di bawah permukaan (William, 2013).

Apabila terdapat anomali di bawah permukaan, medan gravitasi akan mengalami perubahan dari nilai normal yang diukur. Jika perubahannya positif menunjukkan bahwa adanya peningkatan nilai (anomali positif), maka densitas anomali tersebut akan lebih besar daripada densitas di sekitarnya. Sebaliknya, jika perubahannya negatif maka adanya penurunan nilai (anomali negatif), sehingga densitas anomali tersebut akan lebih kecil daripada densitas di sekitarnya. Metode gravitasi sangat sensitif terhadap perubahan vertikal, sehingga metode ini dapat digunakan untuk mempelajari berbagai fenomena seperti kontak intrusi, batuan dasar, endapan sungai purba, lubang di dalam massa batuan, lembah terpendam, dan juga struktur geologi seperti patahan (William, 2013).

2.4 Data Gravitasi GGMplus (*Global Gravity Model Plus*)

Data gravitasi GGMplus merupakan model medan gravitasi bumi secara global yang disediakan oleh *Curtin University*. Data gravitasi GGMPlus memiliki resolusi yang sangat tinggi dengan kerapatan antar titik grid data sekitar 200 meter pada arah utara-selatan. Data ini merupakan data hasil analisis yang dilakukan oleh *Curtin University (Perth, Western Australia)* dan *Technical University of Munich (Germany)* dengan menggabungkan tiga komponen utama yaitu, data gravitasi satelit GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*) dan GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) (resolusi ~10.000 km menjadi ~100 km, model medan gravitasi EGM2008 (*Earth Gravitational Model 2008*) (~100 km menjadi ~10 km), dan data gravitasi topografi yang merupakan efek gravitasi yang dihasilkan oleh model medan yang telah di *high-pass filter* (resolusi ~10 km menjadi 250 m) (Hirt dkk., 2013).

Satelit GOCE adalah jenis satelit gravimetri yang diluncurkan pada tanggal 17 Maret 2009. Satelit ini berfungsi untuk mengukur medan gravitasi bumi secara statis, termasuk geoid dan anomali gravitasi, dengan tingkat akurasi 1 cm untuk tinggi geoid dan 1 mGal untuk anomali gravitasi. Pengukuran tersebut dilakukan dengan resolusi spasial sekitar 100 km di permukaan bumi, bahkan dapat lebih kecil dari itu (Hirt dkk., 2013).

Satelit GRACE adalah jenis satelit gravimetri yang menyediakan data gravitasi selama lima tahun. Fungsinya adalah mendeteksi perubahan medan gravitasi secara periodik dengan mengamati perubahan jarak (Hirt dkk., 2013).

Sedangkan data model medan gravitasi EGM2008 adalah sebuah bentuk model harmonik spheris dari potensial gravitasi bumi yang dimanfaatkan untuk menentukan undulasi geoid pada suatu lokasi dan menjadi solusi yang digunakan untuk mendapatkan data tinggi orthometrik (Simamora, 2017). Model medan gravitasi EGM2008 merupakan model medan gravitasi yang diperoleh dari perpaduan data satelit SIO/NOAA, altimetri DNSC07, GRACE, ArcGP, NGA LSC, serta data survey lapangan (Sudrajad, 2018).

2.5 Koreksi Metode Gravitasi

Koreksi metode gravitasi dilakukan dengan tujuan untuk menghilangkan pengaruh-pengaruh yang menyebabkan nilai gravitasi yang diukur pada permukaan

bumi sangat bervariasi. Faktor-faktor yang mempengaruhi nilai gravitasi yang terukur sangat bervariasi seperti kondisi bumi yang tidak homogen, ketinggian topografi, keberadaan benda-benda langit di sekitar bumi serta kondisi kerapatan batuan penyusun di bawah permukaan bumi (William, 2013).

Pada metode gravitasi, nilai anomali gravitasi terukur bersamaan dengan nilai medan gravitasi observasi. Karena data percepatan gravitasi GGMplus yang digunakan pada penelitian ini merupakan data medan gravitasi observasi (g_{obs}), maka untuk memperoleh nilai anomali gravitasi, perlu untuk mengurangi nilai medan gravitasi observasi (g_{obs}) dengan nilai medan gravitasi teoritis (g_n) yang merupakan fungsi lintang dan parameter geodetik *spheroid* referensi. Persamaannya dapat ditulis sebagai berikut :

$$\Delta\vec{g}_P = \vec{g}_{obs} - \vec{g}_n \quad (2.10)$$

dengan Δg_P adalah anomali gravitasi total di titik P , g_{obs} adalah gravitasi observasi dan g_n adalah fungsi lintang pada $h = 0$. Untuk nilai g_n dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan berikut :

$$\vec{g}_n(x, y, \theta) = 978032,53359 \frac{1 + 0,00193185265241 \sin^2 \theta}{\sqrt{1 - 0,00669437999014 \sin^2 \theta}} \text{ mgal} \quad (2.11)$$

dengan, θ adalah nilai lintang, 978032,53359 adalah nilai gravitasi normal di ekuator (g_a) ms^{-2} , 0,00193185265241 adalah konstanta perhitungan pada bidang elipsoid (k), dan 0,00669437999014 adalah nilai eksentrisitas pertama (e) (Sudrajat, 2018).

Karena nilai anomali gravitasi total di titik P (Δg_P) dari persamaan 2.10, merupakan nilai gravitasi yang masih ada pengaruh dari variasi ketinggian titik pengukuran ($h \geq 0$) dan massa di antara geoid dan topografi. Sehingga diperlukan koreksi selanjutnya yang meliputi koreksi udara bebas dan koreksi topografi berupa koreksi *bouguer* dan koreksi medan (Sudrajat, 2018).

2.5.1 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Nilai medan gravitasi normal bumi memiliki variasi yang signifikan dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak. Kondisi topografi seperti perbukitan dan lembah dapat menyebabkan perbedaan dalam gaya tarik gravitasi bumi. Oleh karena itu, diperlukan koreksi udara bebas untuk mengatasi pengaruh akibat perbedaan ketinggian antara titik pengukuran dan bidang referensi dengan cara

membawah gravitasi normal ke ketinggian titik pengukuran. Koreksi udara bebas ini bertujuan untuk mengurangi nilai gravitasi yang terukur pada geoid dan gravitasi yang terukur pada ketinggian h , dengan mengabaikan adanya massa di antara titik pengukuran dan bidang referensi tersebut. Koreksi udara bebas diperoleh melalui deret Taylor medan gravitasi di luar elipsoid.

$$\delta_{fa} = -\frac{\partial g}{\partial h} = -\frac{2}{a}(1 + f + m - 2f \sin^2 \theta)h \quad (2.12)$$

Dengan memasukkan nilai parameter geodetik WGS 1984 dan tinggi *orthometric* (meter), maka koreksi udara bebas dapat dilakukan dengan persamaan 2.13 (Telford, 1990).

$$\delta_{fa} = -0,3086 \times h \quad (2.13)$$

dengan, h adalah ketinggian *orthometric* titik pengukuran, δ_{fa} adalah nilai koreksi udara bebas.

Selanjutnya, untuk mendapatkan nilai anomali udara bebas, maka dilakukan pengurangan nilai anomali gravitasi observasi terhadap nilai koreksi udara bebas dengan menggunakan persamaan berikut.

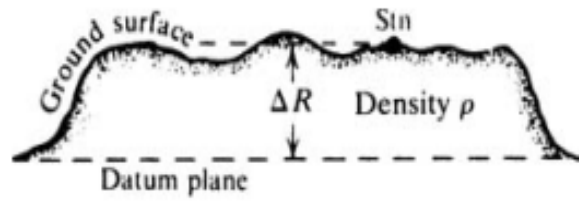
$$\Delta \vec{g}_{fa} = \Delta \vec{g} - \delta_{fa} \quad (2.14)$$

dengan, Δg_{fa} adalah anomali udara bebas, Δg adalah anomali gravitasi observasi, δ_{fa} adalah nilai koreksi udara bebas (Telford, 1990).

2.5.2 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi *Bouguer* adalah proses untuk menghilangkan pengaruh massa batuan di antara titik pengukuran dan titik datum yang sebelumnya diabaikan saat melakukan koreksi udara bebas. Dalam koreksi *bouguer*, semua data gravitasi dikonversi ke bidang datum yang sama, dengan mengurangi nilai koreksi *bouguer* dari data gravitasi yang terukur. Nilai koreksi *bouguer* ini diberikan oleh rumus $0,04192\rho$, dengan ρ merupakan densitas batuan di sekitar titik pengukuran (Reynolds, 2011).

Titik pengambilan data di daratan dengan ketinggian tertentu seperti pada Gambar 2.2, akan menghasilkan pembacaan nilai gravitasi yang akan bertambah karena adanya pengaruh densitas dari daratan yang memiliki ketebalan (h) tertentu di antara titik pengukuran dan bidang referensi pengukuran (Telford dkk., 1990).



Gambar 2. 2 Ilustrasi koreksi *bouguer*

Persamaan dalam koreksi *bouguer* dituliskan oleh Reynolds (2011), pada persamaan 2.15.

$$\delta_{bc} = 2\pi G\rho h = 0.04192\rho h \quad (2.15)$$

dengan, δ_{bc} adalah koreksi *bouguer*, G adalah konstanta gravitasi ($6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$), h adalah ketinggian titik amat pengukuran dengan suatu datum, dan ρ adalah densitas rata-rata kerak bumi ($2,67 \text{ gr/cm}^3$).

2.5.3 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Kondisi topografi pada daerah pengukuran terkadang tidak beraturan. Topografi yang terjal di medan berbukit dengan ketinggian yang berbeda menyebabkan nilai koreksi *bouguer* perlu dilakukan koreksi tambahan berupa koreksi medan. Koreksi medan selalu ditambahkan pada topografi permukaan yang relatif tidak sama dengan perbedaan elevasi, baik untuk bukit maupun lembah karena keberadaan massa positif dan negatif akan menyelaraskan vektor gaya tarik ke arah yang sama. Koreksi medan dilakukan menggunakan pendekatan model prisma dengan perumusan koreksi medan pada persamaan 2.16.

$$\delta_t = 2G\rho A^2 \frac{(R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + h^2} - \sqrt{R_1^2 + h^2})}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (2.16)$$

dengan, δ_t adalah koreksi medan, G adalah konstanta gravitasi, ρ adalah densitas batuan, A adalah panjang sisi horizontal prisma. R_1 adalah radius lingkaran bagian dalam, R_2 adalah radius lingkaran bagian luar dan h adalah tinggi prisma (Kane, 1962).

2.6 Anomali *Bouguer*

Anomali *bouguer* adalah perbedaan antara nilai gravitasi yang diamati (g_{obs}), yang disesuaikan dengan jumlah aljabar dari semua koreksi yang diperlukan dan nilai gravitasi normal di stasiun pengukuran. Variasi anomali *bouguer* mencerminkan variasi lateral dalam densitas. Densitas tinggi dalam medium

densitas rendah akan menimbulkan anomali positif dan densitas rendah dalam medium densitas tinggi akan menimbulkan anomali negatif (Reynolds, 2011).

Untuk mendapatkan nilai anomali *bouguer* sederhana dapat dihitung dengan persamaan 2.17, sedangkan untuk nilai anomali *bouguer* lengkap dapat dihitung dengan persamaan 2.18.

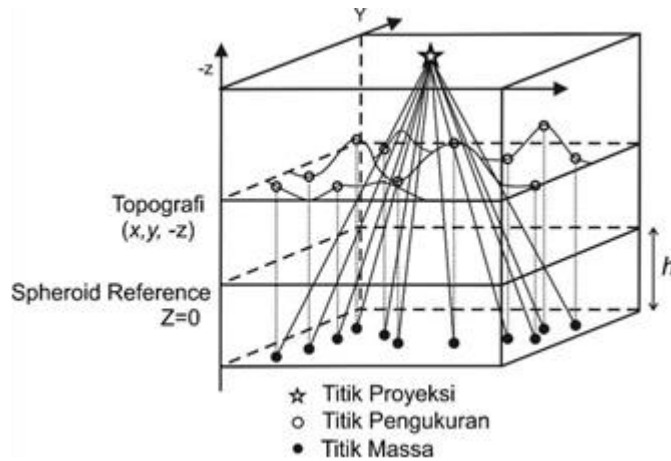
$$\Delta \vec{g}_{bgs} = \Delta \vec{g}_{fa} - \delta_{bc} \quad (2.17)$$

$$\Delta \vec{g}_{bg} = \Delta \vec{g}_{bgs} + TC \quad (2.18)$$

dengan, Δg_{bgs} adalah anomali *bouguer* sederhana, Δg_{bg} adalah anomali *bouguer* lengkap, δ_{bc} adalah koreksi *bouguer*, TC adalah nilai koreksi medan atau terain (Sugita dkk., 2020).

2.7 Reduksi Bidang Datar

Reduksi bidang datar merupakan suatu metode dengan memproyeksikan anomali *bouguer* ke suatu bidang datar yang bertujuan untuk membawa data yang berada di ketinggian permukaan yang bervariasi ke suatu bidang pada ketinggian tertentu yang sama (gambar 2.3).



Gambar 2. 3 Sumber ekuivalen titik massa (Setyawan, 2005)

Pada proyeksi bidang datar, terdapat beberapa metode yang dapat digunakan untuk membawa sebuah data pada ketinggian yang bervariasi ke suatu bidang dengan ketinggian yang sama. Salah satu metode yang dapat digunakan adalah metode sumber ekuivalen titik massa (Dampney, 1969). Dengan demikian sumber ekuivalen pada kedalaman tertentu yang berada di bawah permukaan akan ditentukan dengan menggunakan metode sumber ekuivalen titik massa.

Penggunaan metode sumber ekuivalen titik massa dilakukan dengan memanfaatkan nilai anomali *bouguer* lengkap. Sehingga medan gravitasi teoritis yang disebabkan oleh sumber ekuivalen tersebut akan dihitung dalam suatu bidang datar dengan ketinggian yang sama (Setyawan, 2005).

Persamaan dari metode sumber ekuivalen titik massa dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\Delta g(x, y, z) = G \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sigma(\alpha, \beta, h)(h - z) d\alpha d\beta}{\{(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - h)^2\}^{3/2}} \quad (2.19)$$

dengan $\Delta g(x, y, z)$ merupakan anomali gravitasi *bouguer* lengkap, G adalah konstanta gravitasi, $\sigma(\alpha, \beta, h)$ merupakan sebaran kontras densitas yang meliputi bidang $z = h$, z merupakan sumbu vertikal dengan arah positif ke bawah, h merupakan kedalaman sumber ekuivalen titik massa dari *sferoida* referensi, dan α, β, h merupakan titik koordinat massa di bidang titik massa (Dampney, 1969).

Variabel lengkap dari Δg akan menghasilkan hubungan antara fungsi $\Delta g(x, y, z)$ dengan $\sigma(\alpha, \beta, h)$. Ini berarti bahwa sebaran kontras densitas di bawah permukaan dalam suatu bidang datar dapat dihasilkan dari nilai gravitasi yang diketahui. Hubungan antara kedua fungsi tersebut dapat menghasilkan distribusi densitas pada suatu bidang datar, yang mana penggunaan teknik sumber ekuivalen titik massa $\sigma(\alpha, \beta, h)$ akan memperoleh nilai medan gravitasi $\Delta g(x, y, z)$ (Dampney, 1969).

Beberapa pengujian telah dilakukan untuk menentukan nilai kedalaman sumber ekuivalen titik massa yang optimal. Diperoleh kesimpulan bahwa perbedaan jarak antara sumber ekuivalen titik massa dan ketinggian bidang datar dari *sferoida* referensi harus berada dalam rentang minimal 2,5 kali jarak rata-rata antar stasiun pengukuran dan maksimal 6 kali jarak rata-rata antar stasiun pengukuran. Kedalaman sumber ekuivalen titik massa harus memenuhi persyaratan yang dinyatakan dalam persamaan berikut (Setyawan, 2005).

$$2,5\Delta x < (h - z_i) < 6\Delta x \quad (2.20)$$

dengan Δx adalah jarak rata-rata antar stasiun pengukuran, h adalah kedalaman sumber ekuivalen titik massa dari *sferoida* referensi, dan z_i adalah ketinggian titik pengukuran.

2.8 Pemisahan Anomali

Nilai anomali *bouguer* lengkap masih merupakan anomali total dari anomali regional dan anomali lokal. Dalam penelitian ini nilai anomali yang akan digunakan adalah nilai anomali lokal. Untuk memperoleh nilai anomali lokal, perlu dilakukan pemisahan anomali regional dari anomali total. Salah satu metode yang dapat digunakan untuk memisahkan anomali regional dari anomali total adalah metode kontinuitas ke atas (*Upward Continuation*). Metode kontinuitas ke atas merupakan salah satu metode pengolahan yang digunakan untuk mengubah data medan potensial dari suatu tingkat permukaan menjadi data yang seolah-olah diukur pada tingkat permukaan yang lebih tinggi. Metode ini berperan dalam mentransformasikan medan potensial yang diukur pada suatu permukaan dengan memperhatikan anomali yang disebabkan oleh struktur yang dalam (efek regional) dan mengabaikan anomali yang disebabkan oleh struktur yang dangkal (efek lokal). Setelah mendapat anomali regional, kemudian dihitung selisih antara anomali *bouguer* lengkap dengan anomali regional (Sudrajat, 2018).

2.9 Pemodelan Geofisika

Data yang dihasilkan dari pengukuran geofisika di permukaan dapat merepresentasikan nilai-nilai fisis tertentu yang berasal dari suatu objek yang berada di bawah permukaan. Untuk menggambarkan karakteristik kondisi geologi bawah permukaan, dapat menggunakan model dan parameter model. Grandis (2009) menjelaskan bahwa pemodelan mengacu kepada proses estimasi model dan parameter model dengan menggunakan data yang diambil dari permukaan bumi. Model yang dihasilkan dapat diaplikasikan agar kondisi geologi yang tersedia di bawah permukaan dapat disederhanakan dan memudahkan perhitungan respon model melalui pendekatan-pendekatan fisis. Seperti pada metode gravitasi, respon model dapat dihitung dalam bentuk percepatan gravitasi di permukaan bumi yang dihasilkan oleh model. Pada metode gravitasi parameter fisis modelnya adalah densitas. Dalam pemodelan geofisika ada dua teknik pemodelan yaitu pemodelan maju (*forward modeling*) dan pemodelan inversi (*inverse modeling*).

Pemodelan maju (*forward modeling*) adalah metode yang digunakan untuk menghasilkan data lapangan teoritis berdasarkan nilai parameter model yang mewakili kondisi di bawah permukaan. Teknik ini memiliki kegunaan dalam

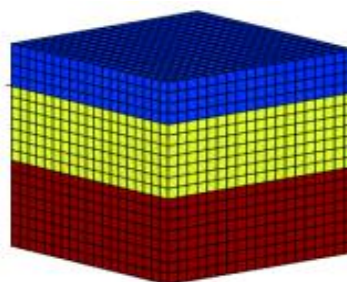
menafsirkan data geofisika. Dengan membandingkan data lapangan yang dihasilkan dengan data pengamatan, jika model yang dibuat cocok dengan data, maka model tersebut dianggap mampu merepresentasikan kondisi struktur bawah permukaan. Proses pencocokan ini sering melibatkan percobaan berulang dalam menentukan nilai parameter model hingga diperoleh data teoritis yang sesuai dengan data pengamatan (Hasby dan Sugito, 2023).

Pemodelan inversi adalah metode interpretasi langsung. Parameter model diperoleh dari data anomali gravitasi yang diamati secara langsung. Pendekatan ini melibatkan penggunaan sejumlah syarat batas berupa asumsi-asumsi model untuk menghasilkan solusi data gravitasi pengamatan (Sudrajad, 2018).

2.10 Pemodelan Tiga Dimensi (3D) Model Blok

Bentuk tiga dimensi dari model geologi dianggap sebagai representasi paling realistis dalam menggambarkan geometri. Namun, model ini mempunyai kekurangan yaitu proses iterasinya yang memuat waktu cukup lama. Meskipun demikian, dengan kemajuan teknologi dan ilmu komputer, memungkinkan sejumlah optimasi untuk diterapkan.

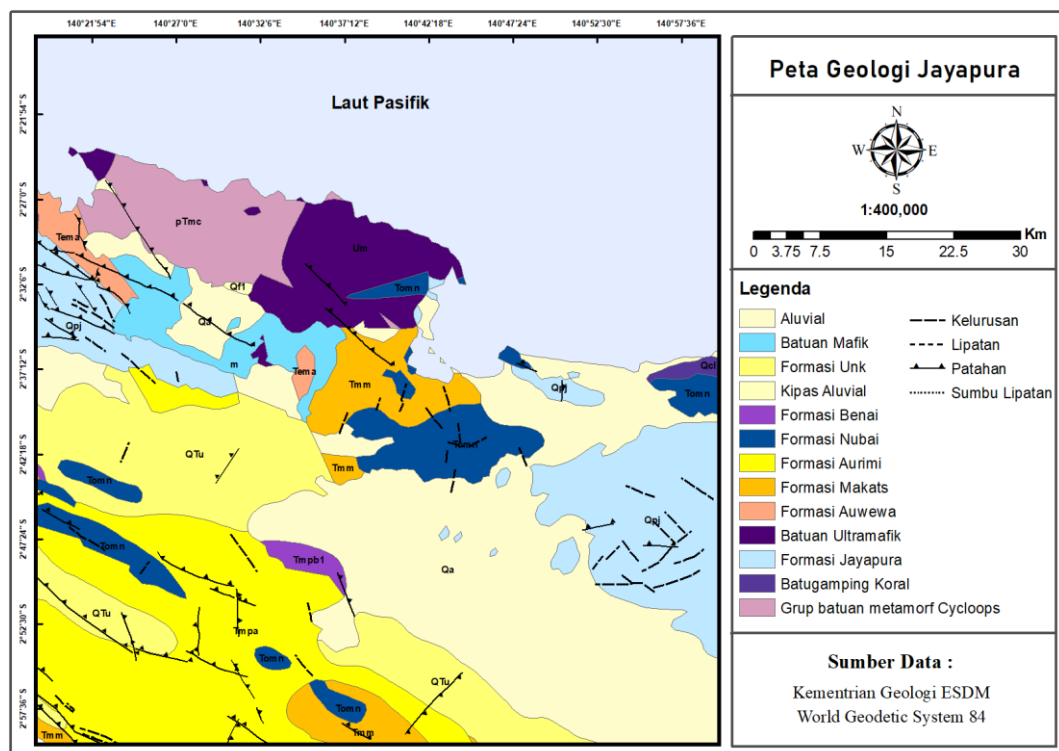
Pemodelan gravitasi 3D dalam penelitian ini menggunakan metode prisma segiempat. Pada model ini, benda anomali dibagi menjadi prisma segiempat kecil dengan ukuran yang seragam. Pada saat iterasi perubahan densitas yang terjadi di masing-masing prisma merupakan bagian yang akan menjadi fokus dalam interpretasi. Kumpulan prisma segiempat ini memberikan pendekatan yang simpel untuk mengestimasi volume dari massa suatu objek. Karena ukuran setiap prisma sangat kecil, densitasnya diasumsikan konstan, dan anomali gravitasi di setiap titik merupakan hasil superposisi gaya gravitasi dari setiap prisma (Gambar 2.4) (Sudrajad, 2018).



Gambar 2. 4 Pendekatan struktur geologi dengan menggunakan prisma segiempat (Snopek, 2005; dalam Sudrajad, 2018)

2.11 Geologi Regional Jayapura

Secara fisiografi, wilayah Jayapura dan sekitarnya dapat dibagi menjadi empat unit morfologi yang berbeda, yaitu satuan pegunungan, perbukitan karts, satuan perbukitan bergelombang, dan satuan dataran rendah (Suwarna dan Noya 1995). Pertama; Satuan pegunungan umumnya memiliki ketinggian lebih dari 1.800 meter di atas permukaan air laut, dengan relief yang kasar dan lereng yang curam. Kedua; satuan perbukitan karts yang ditandai dengan relief sedang hingga kasar, beberapa bagian memiliki lereng curam. Disini terdapat juga lapisan dolina atau uvala serta batuan batugamping koral ganggang. Ketiga; satuan perbukitan bergelombang yang memiliki lereng dengan variasi ketinggian antara 300 hingga 400 meter, Bukit-bukit di wilayah ini memiliki ketinggian antara 100 hingga 300 meter di atas permukaan air laut. Keempat; satuan dataran rendah yang terletak di sepanjang garis pantai dan lembah antara perbukitan. Wilayah ini terdiri dari endapan sungai, rawa, dan pantai (Dinas Pertambangan dan Energi Kab. Jayapura, 2009).

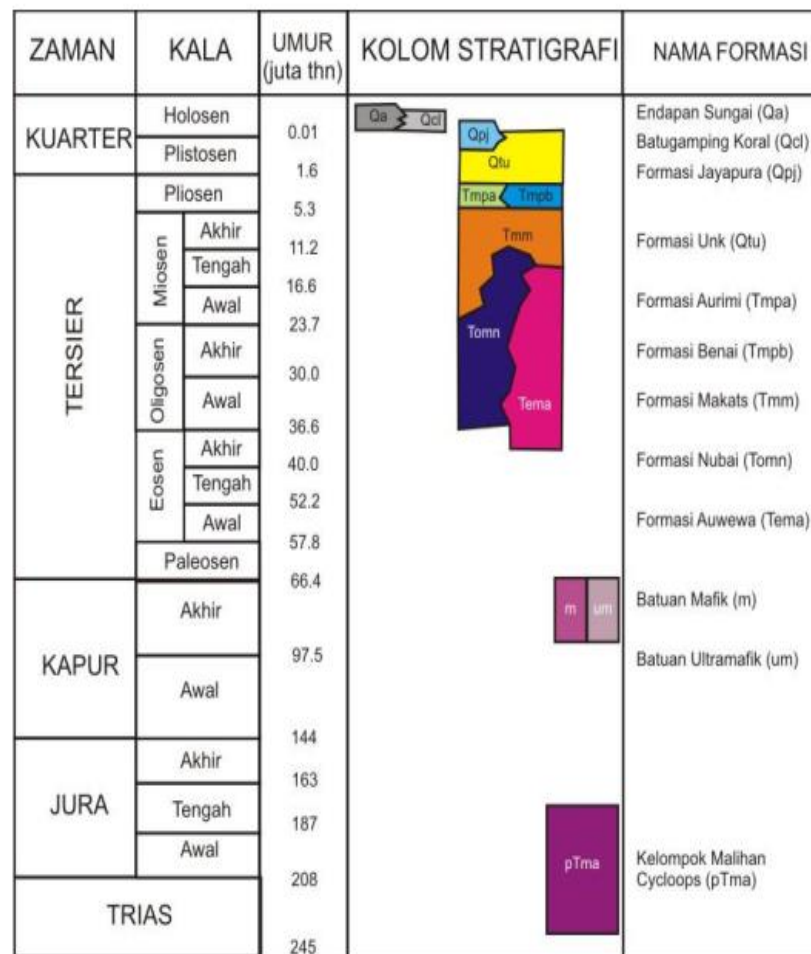


Gambar 2. 5 Peta geologi Regional Jayapura

Secara stratigrafi menurut Suwarno dan Noya (1995), formasi geologi di wilayah Jayapura terdiri dari berbagai jenis batuan yang meliputi batuan beku,

sedimen dan metamorfik. Formasi ini berasal dari periode pra Tersier, Tersier hingga Kuartar. Berikut adalah rincian formasi-formasi tersebut.

- a. **Pra-Tersier** : terdiri dari batuan beku mafik (m) dan ultramafik (um), serta batuan metamorfik (pTmc). Semua kelompok batuan ini termasuk dalam kategori batuan tektonik.
- b. **Tersier** : terdiri dari beberapa formasi batuan, antara lain :
 - Formasi Auwewa/Tema : terdiri dari batuan piroklastik yang meliputi lava basal, diabas, andesit, breksi vulkanik, tuf, serta sisipan batugamping, greywacke, dan tuf.
 - Formasi Nubai/Tomn : terdiri dari batugamping yang bersisipan dengan biomikrit, napal, batupasir halus, greywacke gampingan, tufan, dan tuf .
 - Formasi Makats/Tmm : terdiri dari grewak yang berselingan dengan batulanau, batulempung, serta bersisipan dengan konglomerat dan napal,
 - Formasi Aurimi/Tmpa : terdiri dari batupasir dan batulempung yang bersisipan dengan batugamping, napal, dan lanau.
 - Formasi Benai/Tmpb : terdiri dari batugamping. Hampir semua formasi ini saling berdampingan secara lateral. Di atasnya, terdapat endapan grewak yang bergantian dengan batulempung, batulanau, napal, konglomerat, serta sisipan batupasir dan lignit (Formasi Unk/Qtu).
- c. **Kuartar** : terdiri dari dua kelompok batuan yang berbeda, yaitu Kelompok batuan campur aduk (Qc) dan endapan lumpur (Qmd). Selain itu, terdapat juga kelompok endapan laut dangkal yang meliputi batugamping koral-ganggang, kalkarenit, dan kalsirudit (Formasi Jayapura/Qpj), serta batugamping koral (Qcl). Terdapat pula kelompok endapan darat seperti kipas aluvium (Qf) dan endapan aluvium dan pantai (Qa).

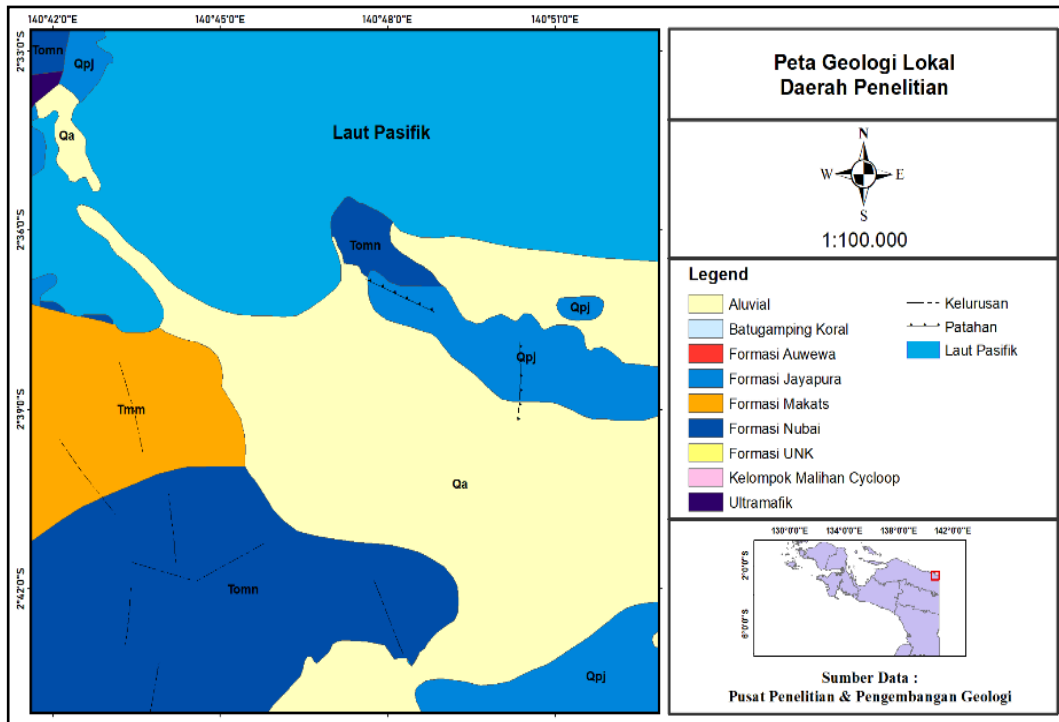


Gambar 2. 6 Kolom stratigrafi wilayah Jayapura (Suwarna dan Noya, 1995)

2.12 Geologi Lokal Daerah Penelitian

Secara stratigrafi luasan wilayah penelitian mencakup empat formasi geologi yaitu Formasi Aluvium dan Endapan Pantai, Formasi Makats, Formasi Nubai dan Formasi Jayapura. Batuan penyusun formasi geologi pada wilayah penelitian didominasi oleh endapan Aluvium dan endapan pantai kala holosen yang menyusun Formasi Aluvium dan Endapan Pantai. Selain itu, terdapat kelompok endapan laut dangkal yang meliputi batugamping koral-ganggang, kalkarenit, dan kalsirudit kala plistosen hingga holosen yang menyusun Formasi Jayapura di bagian timur laut. Terdapat juga kelompok batugamping yang bersisipan dengan biomikrit, napal, batupasir halus, grewak gampingan, tufan, dan tuf kala oligosen awal hingga pertengahan miosen yang menyusun Formasi Nubai di sebelah utara dan barat daya daerah penelitian. Berikutnya terdapat kelompok batuan grewak yang berselingan dengan batulanau, batulempung, bersisipan dengan konglomerat dan napal kala

miosen awal hingga pliosen yang menyusun formasi Makats di sebelah barat.



Gambar 2. 7 Peta geologi lokal daerah penelitian

2.13 Gas Alam

Gas alam yang juga dikenal sebagai gas bumi atau gas rawa adalah salah satu sumber daya alam yang dapat dimanfaatkan dalam berbagai aspek kehidupan. Sebagai bahan bakar fosil yang berwujud gas, kandungan gas alam utamanya terdiri dari metana (CH_4) yang merupakan molekul hidrokarbon rantai terpendek dan paling ringan. Selain metana, gas alam juga mengandung molekul-molekul seperti etana (C_2H_6), propana (C_3H_8), dan butana (C_4H_{10}) yang memiliki molekul hidrokarbon yang lebih berat. Selain itu, gas alam juga bisa mengandung helium yang biasanya berada pada gas-gas yang mengandung sulfur atau belerang. Umumnya, pemanfaatan gas alam dapat dikelompokkan menjadi tiga kategori, yakni sebagai sumber bahan bakar, bahan baku, dan sebagai komoditas energi yang diekspor. Di Indonesia, penggunaan gas alam dimanfaatkan untuk transportasi, rumah tangga, kelistrikan, dan juga untuk industri (Sembiring dkk., 2020).

Dalam akumulasi komersial gas alam terbentuk melalui tiga proses yang berbeda. Pertama, adalah proses biogenik yang menghasilkan gas biogenik, terbentuk dari dekomposisi bahan organik oleh mikroorganisme anaerobik pada

kedalaman dangkal dan suhu rendah. Gas ini biasanya terbentuk pada sedimen dangkal yang belum matang. Keberadaan Gas ini biasanya ditemukan di daerah rawa-rawa, danau, air tawar yang *anoxic*, teluk sub litoral, dan laut. Gas biogenik memiliki sifat yang berbau dan mudah terbakar. Kedua, proses termogenik yang menghasilkan gas termogenik, terbentuk dari bahan organik melalui degradasi termal dan proses perekahan pada suhu tinggi dan pemanasan yang panjang. Sebagian besar gas dari proses termogenik ditemukan di ladang minyak. Ketiga, proses abiogenik yang menghasilkan gas abiogenik, terbentuk dari bahan anorganik di kedalaman bumi dan merupakan kontributor utama dalam akumulasi gas komersial (Rice dan Claypool, 1981).

2.14 Cekungan Sedimen

Cekungan dalam istilah geologi merupakan suatu bentang alam yang terbentuk cekung atau melengkung ke bawah dari daerah di sekelilingnya. Sedangkan cekungan sedimen adalah suatu daerah rendahan tempat sedimen terendapkan, yang terbentuk oleh proses tektonik. Dengan demikian cekungan sedimen merupakan depresi sehingga sedimen terjebak di dalamnya. Depresi terbentuk oleh suatu proses *subsidence* dari permukaan bagian atas suatu kerak. Berbagai penyebab yang dapat menghasilkan *subsidence* antara lain penipisan kerak, penebalan mantel litosfer, pembebanan subkerak, aliran astenosfer dan penambahan berat kerak (Bintarto dkk., 2020).

2.15 Densitas Batuan

Densitas batuan merupakan salah satu parameter fisis yang digunakan untuk memperoleh informasi kondisi fisika. Terdapat beberapa faktor yang dapat mempengaruhi nilai densitas dari suatu batuan, diantaranya adalah rapat massa matriks pembentuknya, porositas, kedalaman, pelapukan yang telah terjadi di batuan maupun kandungan fluida yang berada pada pori-pori batuan. Dalam metode gravitasi, untuk mengukur densitas dari suatu batuan dapat dihitung dengan persamaan berikut.

$$\rho = \frac{m_{batuan}}{V_{batuan}} \quad (2.21)$$

Dalam metode gravitasi perlu ditentukan densitas batuan yang merupakan variasi densitas batuan lokal secara lateral. Batuan dapat dibagi menjadi tiga jenis berdasarkan proses terbentuknya, penyusunnya, dan teksturnya, yaitu batuan sedimen, batuan beku dan batuan metamorf. Jika suatu batuan memiliki jenis yang berbeda maka densitasnya juga akan berbeda seperti yang ditunjukkan pada tabel 2.1 (Telford dkk., 1990).

Tabel 2.1 Densitas Batuan

Jenis batuan	Rentang densitas (g/cm ³)	Densitas rata-rata (g/cm ³)
<i>Sediments (wet)</i>		
<i>Overburden</i>	1.20 - 2.40	1.92
<i>Soil</i>	1.63 - 2.60	1.92
<i>Clay</i>	1.70 - 2.40	2.21
<i>Gravel</i>	1.70 - 2.30	2.00
<i>Sand</i>	1.61 - 2.76	2.00
<i>Sandstone</i>	1.22 - 3.20	2.35
<i>Shale</i>	1.77 - 3.20	2.40
<i>Limestone</i>	1.93 - 2.90	2.55
<i>Dolomite</i>	2.28 - 2.90	2.70
<i>Sedimentary rock(av.)</i>		2.50
<i>Igneous rocks</i>		
<i>Rhyolite</i>	2.35 - 2.70	2.52
<i>Andesite</i>	2.40 - 2.80	2.61
<i>Granite</i>	2.50 - 2.81	2.64
<i>Granodiorite</i>	2.67 - 2.79	2.73
<i>Porphyry</i>	2.60 - 2.89	2.74
<i>Quartz diorite</i>	2.62 - 2.96	2.79
<i>Diorite</i>	2.72 - 2.99	2.85
<i>Lavas</i>	2.80 - 3.00	2.90
<i>Diabase</i>	2.50 - 3.30	2.91
<i>Basalt</i>	2.70 - 3.50	2.99
<i>Gabbro</i>	2.70 - 3.50	3.03
<i>Peridotite</i>	2.78 - 3.37	3.15
<i>Acid igneous</i>	2.30 - 3.11	2.61
<i>Basic igneous</i>	2.09 - 3.17	2.79
<i>Metamorphic rock</i>		
<i>Quartzite</i>	2.50 - 2.70	2.60
<i>Schists</i>	2.39 - 2.90	2.64
<i>Graywacke</i>	2.60 - 2.70	2.65
<i>Marble</i>	2.60 - 2.90	2.75
<i>Sepentine</i>	2.40 - 3.10	2.78
<i>Slate</i>	2.70 - 2.90	2.79
<i>Gneiss</i>	2.59 - 3.00	2.80

<i>Amphibolite</i>	2.90 - 3.04	2.96
<i>Eclogite</i>	3.20 - 3.54	3.37
<i>Metamorphic</i>	2.40 - 3.10	2.74

Sumber : Telford dkk., 1990

Batuan sedimen biasanya memiliki densitas yang lebih kecil dan kurang padat daripada batuan beku dan metamorf. Rentang kepadatan batuan sedimen yang kurang padat disebabkan oleh variasi porositas dan juga dipengaruhi oleh sifat cairan pori. Selain itu, beberapa faktor yang juga mempengaruhi kepadatan batuan sedimen adalah usis, sejarah geologis, dan kedalaman penguburan. Batuan porositas seperti batuan sedimen akan mengalami kompaksi atau densitas yang bertambah seiring dengan bertambahnya kedalaman dan waktu (Telford dkk., 1990).

Batuan beku umumnya lebih rapat daripada batuan sedimen dan terdapat banyak tumpang tindih (*overlap*) karena adanya butiran batuan yang saling melengkapi dan saling menutup pada batuan beku. Faktor tersebut yang menyebabkan mayoritas batuan beku lebih rapat daripada batuan sedimen. Namun keberadaan porositas yang tinggi pada batuan vulkanik, terutama lava, dapat menyebabkan kepadatannya rendah. Secara umum, batuan beku dasar (mafik) cenderung lebih berat daripada batuan beku asam (felsik) (Telford dkk., 1990).

Kepadatan umumnya meningkat dengan tingkat pergantian bentuk batuan (metamorfisme) karena terjadi proses pengisian ulang pori-pori batuan dan pengkristalan batuan kembali ke dalam bentuk yang lebih padat. Batuan sedimen metamorf yang telah mengalami pergantian bentuk seperti marmer, lempung, dan kuarsit lebih padat daripada bentuk asalnya, yaitu batu kapur, serpih, dan batupasir. Hal yang sama juga berlaku pada batuan beku metamorf, seperti gneiss dengan granit, amfibolit dengan basalt, dan lainnya (Telford dkk., 1990).

2.16 Penelitian Relevan

Beberapa penelitian telah dilakukan menggunakan metode gravitasi untuk memahami keberadaan cekungan. Penelitian Khoirunnisa (2017), mengenai pemodelan sedimen cekungan blok Jawa Timur dengan analisis data gravitasi, diperoleh bahwa terdapat daerah cekungan sedimen yang ditunjukkan pada anomali rendah. Penelitian Setiadi dkk., (2020), pada cekungan Berau-Papua dan sekitarnya

berdasarkan analisis data gravitasi, diperoleh bahwa terdapat beberapa deposenter cekungan sedimen yang cukup tebal dan juga struktur patahan serta antiklinal. Penelitian Handayani (2018), pada cekungan Serayu menggunakan data gravitasi GGMplus, diperoleh hasil cekungan ini memiliki basement yang dalam sehingga menyimpulkan bahwa semburan-semburan gas yang terjadi merupakan gas biogenik dangkal yang berasal dari sumber yang dangkal pula.

Penelitian yang dilakukan oleh Tulak (2011), tentang pemodelan struktur bawah permukaan daerah Yapen dan Mamberamo, Papua berdasarkan anomali gravitasi. Hasil pemodelan menunjukkan struktur utama wilayah penelitian terdiri dari Sesar Yapen, Sesar Mamberamo, dan Sesar Wapoga dengan densitas batuan yang diperkirakan sekitar $2,82 \text{ g/cm}^3$. Hasil pemodelan juga menunjukkan ketebalan kerak di Provinsi Papua diperkirakan sekitar 25 hingga 30 km dengan batuan dasar dari kerak samudera. Selain itu, telah dilakukan penelitian menggunakan data gravitasi GGMplus di Papua. Penelitian oleh Sudrajad (2022), tentang pemodelan inversi 3D struktur bawah permukaan kelompok batuan ofiolit di Distrik Uwapa, Kabupaten Nabire, Papua. Hasil pemodelan menunjukkan bahwa adanya pola graben dari batuan ofiolit yang terfragmentasi dan diintrusi oleh batuan beku, yang kemungkinan membawa potensi sumberdaya mineral melalui alur-alur kecil pada bidang sesar normal.