

## **BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA**

### **2.1 Landasan Teori**

Dalam proses penulisan penelitian, penting untuk melakukan analisis yang kuat dengan dukungan dari berbagai teori untuk menguatkan argumentasi. Teori-teori ini berfungsi sebagai alat untuk mengorganisir pengetahuan, memunculkan isu-isu penting, serta membantu dalam menetapkan tujuan penelitian dan pilihan metode yang tepat. Pemilihan teori dapat dilakukan secara berjenjang, meliputi teori besar (grand theory), teori tengah (middle theory), dan teori terapan (applied theory). Grand theory merujuk pada teori yang memberikan pemahaman tentang konsep makro yang menjadi dasar bagi teori-teori lain. Namun, grand theory tidak mencakup teori tengah dan teori terapan (Dougherty & Pfaltzgraff, 2001).

Penggunaan grand theory berguna dalam merumuskan permasalahan yang kemudian dapat diubah menjadi hipotesis penelitian. Teori tengah, atau yang sering disebut sebagai teori perantara, membahas topik secara lebih rinci baik pada tingkat makro maupun mikro. Terakhir, applied theory adalah teori yang dirancang khusus untuk menerapkan konsep mikro dalam konteks konseptualisasi penelitian.

#### **2.1.1. Sistem Pertahanan Negara**

Pertahanan nasional merupakan suatu konsep yang melibatkan upaya yang dilakukan oleh suatu negara untuk melindungi kedaulatan, keamanan, dan keutuhan wilayahnya dari ancaman dan gangguan baik dari dalam maupun luar negeri (Mardhani et al., 2020). Pertama-tama, prinsip kedaulatan dan keutuhan wilayah menjadi fondasi utama, menekankan hak eksklusif negara untuk mengatur dirinya sendiri tanpa campur tangan eksternal, serta perlindungan terhadap integritas Geografis dan politik. Dalam pendekatan yang lebih holistik, teori ini menyoroti pentingnya keterpaduan aspek militer dan non-militer. Kekuatan bersenjata dianggap

sebagai pilar utama, dengan peran strategis dalam menjaga keamanan negara, yang mencakup pengembangan kekuatan militer yang profesional dan adaptif.

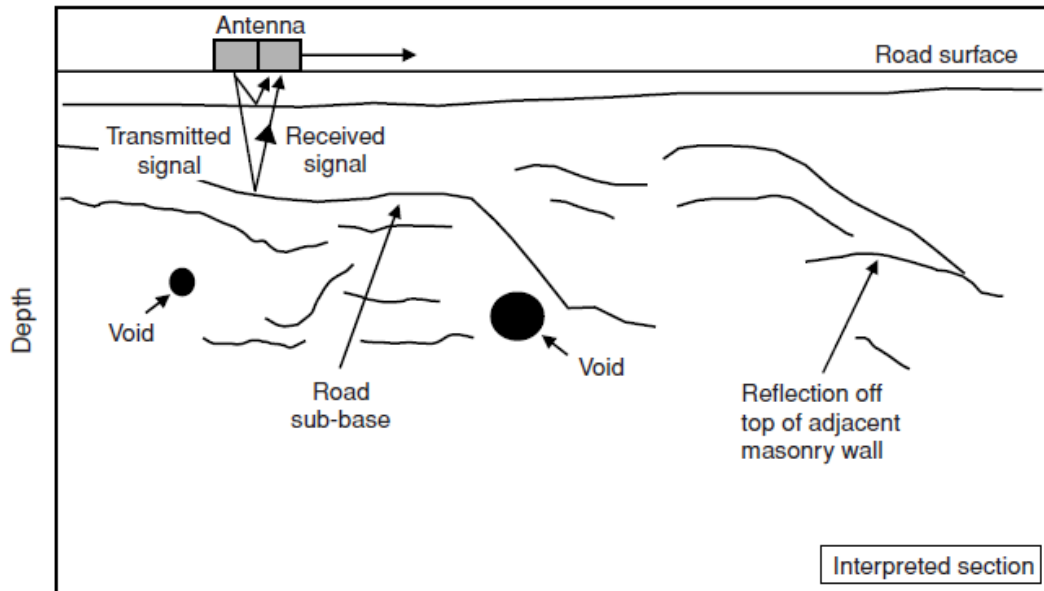
Selanjutnya, teori pertahanan negara menekankan pada prinsip pencegahan dan pemulihan (Mardhani et al., 2020). Pencegahan ancaman menjadi fokus utama, sementara kemampuan pemulihan diakui sebagai elemen penting dalam menghadapi konsekuensi potensial dari serangan atau krisis. Kerjasama internasional dan diplomasi juga menjadi unsur penting, mengakui bahwa aliansi global dan diplomasi dapat menjadi sarana efektif dalam memperoleh dukungan dan mempromosikan perdamaian tanpa perlu mengandalkan tindakan militer. Pentingnya partisipasi masyarakat dan kesadaran nasional turut diakui dalam dasar teori ini. Kesadaran dan keterlibatan aktif warga negara dianggap sebagai faktor kunci dalam menciptakan solidaritas dan keberlanjutan pertahanan negara.

Sementara itu, adaptabilitas terhadap perubahan lingkungan strategis, teknologi, dan ancaman global menjadi elemen vital, memastikan bahwa kebijakan pertahanan dapat responsif terhadap dinamika kompleks yang berkembang. Terakhir, teori pertahanan negara mengakui peran kajian intelijen sebagai sumber informasi strategis untuk mendeteksi, menganalisis, dan merespons ancaman. Dengan demikian, melalui pemahaman mendalam terhadap dasar teori ini, suatu negara dapat membangun fondasi yang kuat dan terpadu dalam menghadapi berbagai ancaman dan tantangan yang dihadapinya.

### **2.1.2. *Ground Penetrating Radar***

Ground Penetrating Radar merupakan salah satu metode Geofisika dimana prinsip operasi GPR melibatkan pengiriman gelombang radar (Radio Detection and Ranging) ke dalam medium target melalui antena pemancar (transmitter) (Kelly et al., 2021). Gelombang tersebut kemudian memantul kembali dari permukaan dan diterima oleh antena penerima radar

(receiver). Dari pantulan ini, berbagai objek dapat diidentifikasi dan direkam dalam bentuk radargram. Gambar 2.1 menggambarkan cara kerja GPR dan memberikan contoh rekaman radargram:



**Gambar 2. 1 Prinsip Operasi GPR**

(Sumber: John M. Reynolds, 2011)

Sebuah pemancar mengeluarkan pulsa gelombang elektromagnetik pada frekuensi yang sesuai dengan karakteristik antena, berkisar antara 10 MHz hingga 1000 MHz. Penerima melakukan pemindaian dengan kecepatan biasa, yaitu sekitar 32 hingga 512 pemindaian per detik. Setiap hasil pemindaian ditampilkan secara instan di layar monitor sebagai representasi waktu yang dibutuhkan oleh gelombang dalam perjalanan bolak-balik. Citra ini dikenal sebagai radargram.

#### **2.1.1.1 Parameter *Ground Penetrating Radar***

Radargram yang terlihat adalah gambaran dari nilai-nilai atau karakteristik dasar GPR. GPR digunakan untuk mengukur perbedaan sifat listrik dalam batuan. Untuk melakukan pengukuran sifat listrik dalam batuan, langkah awal yang harus diambil adalah mengukur sifat fisiknya. Informasi tentang sifat fisik ini sangat penting dalam menentukan respons

GPR serta dalam proses interpretasinya (John M. Reynolds, 2011). Beberapa sifat fisik batuan yang relevan untuk GPR adalah:

a) Permeabilitas Magnetik ( $\mu$ )

Permeabilitas magnetik adalah sifat suatu materi untuk berinteraksi dengan medan magnet, baik dengan cara memengaruhi medan magnet tersebut maupun menerima pengaruh dari medan magnet (John M. Reynolds, 2011). Umumnya, nilai permeabilitas magnetik suatu bahan cenderung rendah, kecuali pada jenis batuan yang mengandung banyak magnetit, pirit, dan titanomagnetit. Nilai Permeabilitas material merujuk ke Tabel 2.2 berikut:

**Tabel 2. 1 Permeabilitas Magnetik ( $\mu$ )**

<b>Material</b>	<b>Relative Permeability (<math>\mu</math>)</b>
Aluminium	1.00000065
Cobalt	60
Ferrite (Nizn)	16-640
Gold	0.999998
Iron	5000-6000
Magnesium	1.00000693
Mumetal	20000-1000000
Nickel	50-600
Platinum	1.000265
Silver	0.99999981
Steel	100-40000
Superconductor	0.99999981
Wood (Dry)	0.99999942

(Sumber: John M. Reynolds, 2011)

Nilai-nilai permeabilitas ini penting dalam pemahaman sifat-sifat magnetik materi dan digunakan dalam desain simulasi forward *modelling* metode GPR.

b) Konstanta Dielektrik/Permitivitas Relatif (K)

Konstanta dielektrik atau permitivitas relatif adalah suatu nilai yang mengukur kemampuan suatu benda untuk mengizinkan medan listrik untuk bergerak melaluinya dalam perbandingan dengan ruang hampa. Persamaan yang menggambarkan konstanta dielektrik adalah sebagai berikut:

$$K = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (1)$$

Dengan:

K = Konstanta dielektrik/permitivitas relatif

$\epsilon$  = Permitivitas benda (F/m)

$\epsilon_0$  = Permitivitas ruang hampa (F/m)

Nilai permitivitas relatif bahan tercantum dalam Tabel 2.1.

**Tabel 2.2 Permitivitas Relatif Material**

Material	Relative Permittivity
Aluminium flouride	2.2
Aluminium bronide (212 F)	3.4
Ferrite (NiZn)	13-16
Wood (dry)	2-6
Vaccum	1
Steel	1

(Sumber: John M. Reynolds, 2011)

Permitivitas suatu materi tidak dapat mencapai nol. Bahkan, dalam ruang hampa, permitivitasnya sekitar  $8.85 \times 10^{-12}$  F/m. Konstanta dielektrik dari suatu batuan dipengaruhi oleh berbagai faktor seperti mineralogi,

porositas, kejenuhan air, litologi batuan, geometri objek, dan interaksi elektrokimia. Penelitian terbaru telah menunjukkan bahwa konstanta dielektrik tanah sangat dipengaruhi oleh kadar air dalam tanah. Secara khusus, konstanta dielektrik ini cenderung meningkat seiring dengan meningkatnya kadar air dalam tanah seiring waktu.

c) Konduktivitas Elektrik ( $\sigma$ )

Konduktivitas elektrik adalah sifat suatu bahan yang terkait erat dengan medan listrik ( $E$ ), dan hal ini menghasilkan arus konduksi ( $J$ ). Penting untuk dicatat bahwa konduktivitas elektrik dan resistivitas ( $\rho$ ) memiliki hubungan yang berlawanan. Hubungan ini dapat dijelaskan dalam bentuk persamaan:

$$J = \sigma E \quad (2)$$

Atau

$$J = \frac{E}{\rho} \quad (3)$$

**Tabel 2. 2 Konduktivitas (mS/s)**

Material	Konduktivitas $\sigma$ (mS/s)
Udara	0
Air Distilasi	0.01
Air Murni	0.5
Pasir Kering	0.01
Pasir Basah	0.1-1
Limestone	0.5-2
Shale	1-100
Silt	1-100
Clays	2-1000
Granite	0.01-1
Garam (dry)	0.01-1

(Sumber: John M. Reynolds, 2011)

Konduktivitas sebuah batuan dapat menjelaskan hilangnya energi gelombang elektromagnetik dan pengaruhnya pada penetrasi kedalaman serta kecepatan gelombang elektromagnetik.

### 2.1.1.2 Pemodelan Geofisika

Dalam bidang geofisika, pemodelan dan parameter model memiliki peran penting dalam mengkarakterisasi kondisi geologi di bawah permukaan bumi. Pemodelan adalah suatu proses di mana kita mencoba untuk mengestimasi model dan parameter model berdasarkan data yang diamati di permukaan bumi. Dalam beberapa literatur, istilah "model" tidak hanya merujuk pada representasi kondisi geologi dengan besaran fisik, tetapi juga mencakup hubungan matematis atau teoretis antara parameter model dengan respons model (Mawalid, 2020). Keseluruhan proses geofisika dapat dijelaskan secara matematis, dan formulasi yang mampu menjelaskan sistem geofisika tersebut disebut sebagai "model." Kebanyakan proses geofisika dapat diungkapkan melalui persamaan integral berikut (Supriyanto, 2007):

$$d_i = \int_0^z K_i(z) p(z) dz \quad (4)$$

Di mana  $d_i$  adalah respons atau data yang terukur,  $p(z)$  adalah suatu fungsi yang berkaitan dengan parameter fisik yang ingin diestimasi (contohnya: hambatan jenis, densitas, kecepatan, dll.), yang disebut sebagai parameter model, dan  $K_i(z)$  adalah data kernel. Data kernel menjelaskan hubungan antara data yang diamati dan parameter model  $p(z)$ .

#### 2.1.1.2 *Forward Modelling*

*Forward modelling* adalah proses perhitungan yang menggambarkan data yang seharusnya teramati di permukaan bumi berdasarkan pengetahuan tentang parameter-model tertentu yang berada di bawah permukaan (Mawalid, 2020). Konsep pemodelan ke depan dapat dilihat dalam Gambar.2.3.



**Gambar 2. 2 Proses forward modelling**

(Sumber: Grandis, 2009)

Perhitungan data teoritis ini menggunakan persamaan matematika yang berasal dari prinsip-prinsip fisika yang mendasari fenomena yang diamati. Dalam konteks pemodelan data geofisika, tujuannya adalah mencari model yang menghasilkan respons yang paling sesuai dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian, model tersebut dianggap mewakili kondisi di bawah permukaan di lokasi pengukuran data. Untuk mencapai kesesuaian antara data teoritis (respons model) dan data lapangan, seringkali diperlukan berbagai percobaan dengan mengubah parameter-parameter model (Grandis, 2009).

### 2.1.1.3 *Finite Difference*

Cara menghitung solusi transien (dalam domain waktu) dari persamaan gelombang pada media yang tidak seragam adalah dengan menggunakan metode numerik. Salah satu metode yang cocok untuk menyelesaikan permasalahan ini adalah metode beda hingga domain waktu (*Finite difference Domain Waktu/FDTD*). Metode ini didasarkan pada algoritma yang dikenal sebagai Algoritma Yee dan telah menjadi populer berkat karya Taflove (Chew, 2020). Metode beda hingga merupakan salah satu pendekatan numerik yang berguna dalam menyelesaikan persamaan diferensial untuk mengatasi persoalan yang melibatkan persamaan Maxwell. Persamaan Maxwell yang bervariasi terhadap waktu (dalam bentuk diferensial parsial) disritkan menggunakan pendekatan beda hingga pusat terhadap turunan parsial dalam ruang dan waktu (Putra dkk, 2019).

FDTD merupakan salah satu metode umum yang digunakan untuk menganalisis fenomena elektromagnetik pada rentang frekuensi radio dan

gelombang mikro. Persamaan beda hingga dipecahkan, dan ruang dipecah menjadi segmen-segmen kecil yang disebut sel. Di permukaan setiap sel, titik-titik tertentu ditentukan. Setiap titik dalam sel harus memenuhi persamaan Maxwell (Hermawan & Ruchimat, 2019). Dengan cara ini, gelombang elektromagnetik disimulasikan untuk merambat dalam domain numerik.

Pendekatan beda hingga berawal dari Teorema Taylor:

$$f(x) = f(x_i) + f'(x_i)(x - x_i) + \frac{f''(x_i)}{2!}(x - x_i)^2 + \frac{f^{(3)}(x_i)}{3!}(x - x_i)^3 + \dots + \frac{f^{(n)}(x_i)}{n!}(x - x_i)^n + R_n \quad (5)$$

Kemudian  $f(x)$  diasumsikan sebagai  $f(x_i)$ , maka dapat diubah menjadi bentuk berikut:

$$f(x_{i+1}) = f(x_i) + f'(x_i)(x_{i+1} - x_i) + \frac{f''(x_i)}{2!}(x_{i+1} - x_i)^2 + \frac{f^{(3)}(x_i)}{3!}(x_{i+1} - x_i)^3 + \dots + \frac{f^{(n)}(x_i)}{n!}(x_{i+1} - x_i)^n + R_n \quad (6)$$

Di mana  $x_{i+1} - x_i = h$

$$f(x_{i+1}) = f(x_i) + f'(x_i)h + \frac{f''(x_i)}{2!}h^2 + \frac{f^{(3)}(x_i)}{3!}h^3 + \dots + \frac{f^{(n)}(x_i)}{n!}h^n + \dots \quad (7)$$

$$f'(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{h} + \frac{f''(x_i)}{2!}h + \frac{f^{(3)}(x_i)}{3!}h^2 + \dots + \frac{f^{(n)}(x_i)}{n!}h^{n-1} + \dots \quad (8)$$

Maka diperoleh:

$$\text{Forward difference: } f'(x_i) = \frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{h} \quad (9)$$

Melalui cara yang sama maka akan didapat:

$$\text{Backward difference: } f'(x) = \frac{f(x) - f(x-h)}{h} \quad (10)$$

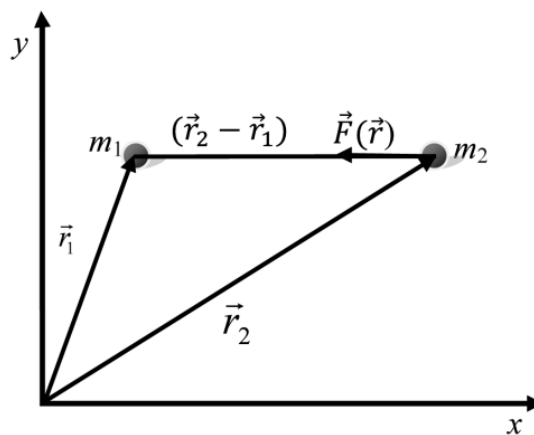
$$\text{Center difference: } f'(x) = \frac{f(x+h) - f(x-h)}{2h} \quad (11)$$

### 2.1.2 Prinsip Dasar Anomali Gravitasi

Prinsip dasar fisika yang mendasari metode anomali gravitasi didasarkan pada hukum Newton tentang gaya tarik-menarik antara partikel-partikel. Hukum Newton ini menyatakan bahwa gaya tarik-menarik antara dua partikel dengan massa  $m_1$  dan  $m_2$ , yang berjarak  $\vec{r}_2 - \vec{r}_1$  dari pusat massa mereka, berbanding lurus dengan hasil perkalian massa  $m_1$  dan  $m_2$  serta berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara mereka, sebagaimana yang ditunjukkan dalam Gambar 2.1. Gaya ini dapat diuraikan sebagai berikut:

$$\vec{F}_{12}(\vec{r}) = -G \frac{(m_1(\vec{r}_1)m_2(\vec{r}_2))}{|\vec{r}|^2} \hat{r} \quad (12)$$

Di mana  $\vec{F}_{12}(\vec{r})$  adalah gaya yang bekerja pada  $m_2$  akibat adanya  $m_1$ . Di sini,  $m_1$  adalah massa partikel 1 dan  $m_2$  adalah massa partikel 2. Konstanta anomali gravitasi universal  $G$  memiliki nilai sekitar  $6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{kg}^{-2}$ .



**Gambar 2. 3 Gaya Tarik 2 Partikel Massa**

(Sumber: Blaky. 1995)

Dalam metode anomali gravitasi, yang diukur adalah kuat medan anomali gravitasi. Kuat medan anomali gravitasi dari partikel  $m_1(\vec{r}_1)$  adalah gaya per satuan massa pada suatu titik yang berjarak sejauh  $\vec{r}_2 - \vec{r}_1$  dari  $m_2(\vec{r}_2)$ .

$$\vec{E}(\vec{r}) = \frac{f_{12}(\vec{r})}{m_2(\vec{r}_2)} = -G \frac{m_1(\vec{r}_1)}{|\vec{r}|^2} \hat{r} \quad (13)$$

Jika bumi diasumsikan bersifat homogen dan tidak berotasi maka anomali gravitasi memiliki kuat medan:

$$g = \vec{E}(\vec{r}) = -G \frac{m_e}{R_e^2} \vec{r} \quad (14)$$

Dengan menggunakan notasi ini, kita dapat menyatakan kuat medan anomali gravitasi ( $g$ ) sebagai hasil dari massa bumi ( $M_e$ ) dan jari-jari bumi ( $R_e$ ), yang sering disebut sebagai percepatan anomali gravitasi atau percepatan jatuh bebas. Dalam sistem cgs, satuan  $g$  diukur dalam gal, di mana 1 gal setara dengan  $1 \text{ cm/s}^2$ . Medan anomali gravitasi adalah medan konservatif, yang berarti kita dapat menggambarkannya sebagai gradien dari suatu fungsi potensial skalar  $\nabla U(r)$ .

$$\vec{E}(\vec{r}) = -\nabla U(\vec{r}) \quad (15)$$

Dengan

$$U(\vec{r}) = G \frac{m_1(\vec{r}_1)}{|\vec{r}|} \vec{r} \quad (16)$$

Dalam hal ini:

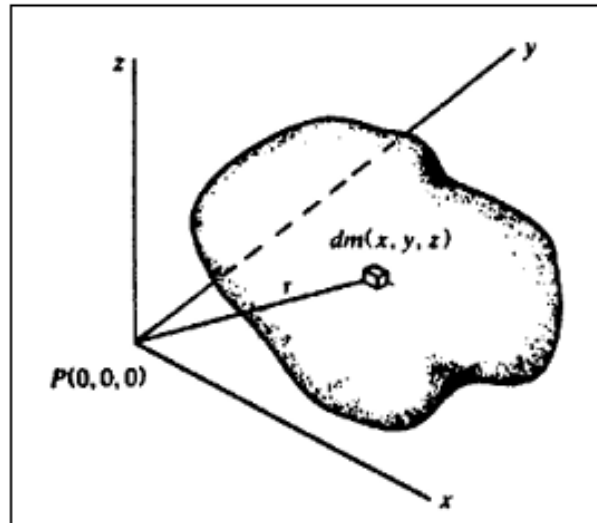
$M_e$  = massa bumi.

$R_e$  = jari-jari bumi.

$g$  = kuat medan anomali gravitasi atau percepatan anomali gravitasi.

1 gal setara dengan  $1 \text{ cm/s}^2$ .

Medan anomali gravitasi dapat dijelaskan sebagai gradien dari fungsi potensial skalar  $\nabla U(r)$ .



**Gambar 2. 4 Potensial anomali gravitasi Tiga Dimensi**

(Sumber: Telford et al., 1990)

Dalam Gambar (2.4), kita dapat melihat bahwa potensial yang dihasilkan oleh elemen massa  $dm$  pada koordinat  $(x, y, z)$ , dengan jarak  $r$  dari titik  $P(0, 0, 0)$ , dapat dijelaskan seperti yang digambarkan dalam Gambar 2.2, adalah sebagai berikut:

$$dU = G \frac{dm}{r} = G\rho \frac{dxdydz}{r} \quad (17)$$

$\rho(x, y, z)$  merupakan densitas, kemudian  $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$

Dan nilai dari total potensial massa adalah sebagai berikut:

$$U = G \iiint_{xyz} \frac{\rho}{r} dxdydz \quad (18)$$

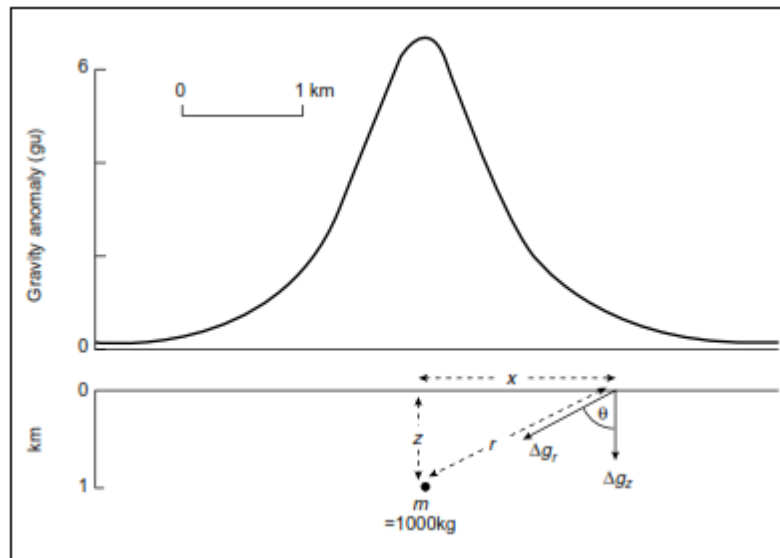
Karena "g" merupakan percepatan anomali gravitasi yang bekerja pada sumbu vertikal (sumbu z), dan dengan asumsi bahwa kepadatan bumi ( $\rho$ ) adalah konstan, maka

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) = G\rho \iiint_{xyz} \frac{z}{r^3} dxdydz \quad (19)$$

### 2.1.2.1 Anomali Gravitasi

Anomali gravitasi adalah fenomena di mana medan anomali gravitasi bumi, yang biasanya hanya memiliki satu arah menuju pusat bumi dan

disebut sebagai arah vertikal, mengalami variasi dalam arahnya tergantung pada posisi objek anomali seperti yang terlihat dalam Gambar 2.5. Variasi ini mengakibatkan perubahan dalam kekuatan medan anomali gravitasi bumi di sekitar objek anomali tersebut, dan perubahan ini disebut sebagai anomali gravitasi lokal (Kearey & Brooks, 1991).



**Gambar 2. 5 anomali gravitasi**

(Sumber: Kearey & Brooks, 1991)

Gaya anomali gravitasi dari titik massa  $m$  pada jarak  $r$ , dengan  $\Delta g_r$  ke arah massa, dapat diungkapkan dalam bentuk berikut:

$$\Delta g_r = G \left( \frac{m}{r^2} \right) \quad (20)$$

Komponen vertikal dari gaya anomali gravitasi yang diukur, yang menghasilkan anomali gravitasi  $\Delta g$  karena massa, adalah sebagai berikut:

$$\Delta g = G \frac{m}{r^2} \cos\theta = G \frac{mz}{r^3} \quad (21)$$

Jika posisi massa berada di bidang horisontal dengan  $z = 0$  yang dipilih secara acak, maka kita dapat menyatakan anomali gravitasi sebagai berikut:

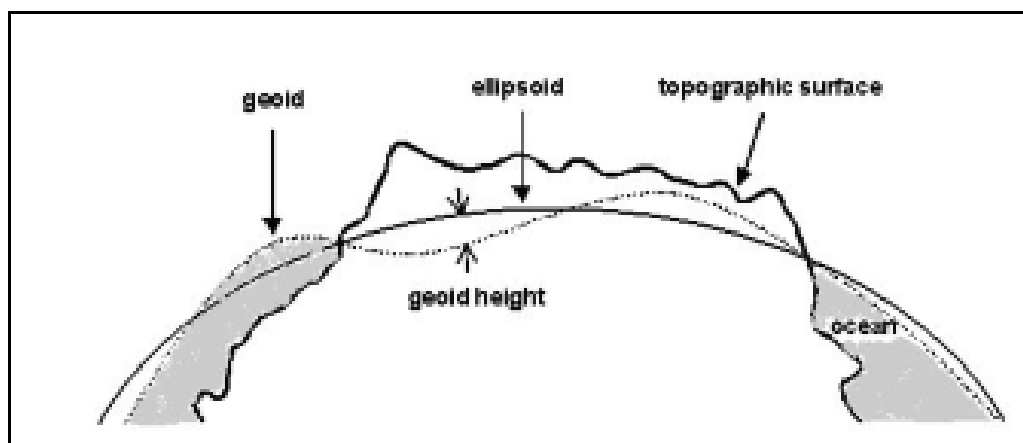
$$\Delta g = 2\pi G \rho h \quad (22)$$

Anomali gravitasi pada bidang  $z = 0$  disebabkan oleh distribusi massa yang tidak diketahui yang terletak di bawah bidang  $z = 0$ . Dalam apa pun bentuk

massa, efek yang dihasilkan di titik manapun pada bidang  $z \leq 0$  akan sama jika massa tersebut digantikan oleh distribusi permukaan pada  $z = 0$ . Model densitas ini disebut "stratum setara" (equivalent stratum).

### 2.1.2.2 Korelasi Bidang Referensi dan Anomali Gravitasi

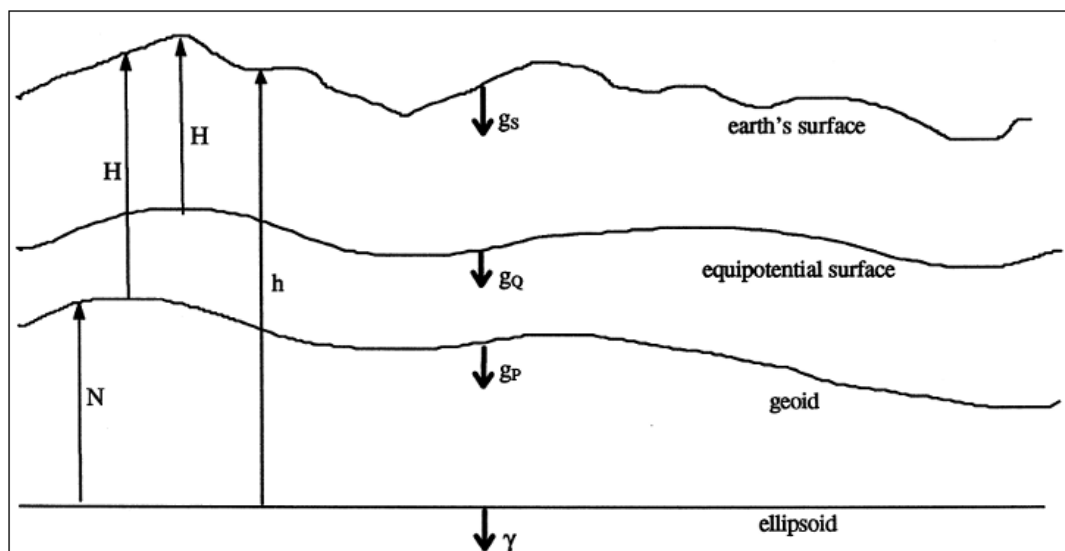
Geoid adalah bidang ekuipotensial yang mendekati permukaan laut rata-rata. Dari segi geometri, permukaan geoid ini diarahkan relatif terhadap suatu bidang ekuipotensial yang disebut sebagai potensial anomali gravitasi, yang memiliki nilai potensial anomali gravitasi yang sama dengan potensial anomali gravitasi pada geoid (Gotze dan Li, 2001). Bentuk geometris dari bidang ekuipotensial ini dipilih dalam bentuk elipsoida putaran yang mencerminkan bentuk sesungguhnya dari Bumi (disebut juga sebagai bumi normal). Elipsoida ini didefinisikan dengan beberapa kriteria, seperti memiliki massa yang sama dengan massa Bumi yang sesungguhnya, densitas massa yang homogen, dan kecepatan sudut rotasi elipsoida yang sama dengan kecepatan sudut rotasi Bumi yang sesungguhnya.



**Gambar 2. 6** Gambaran dari bidang referensi, yaitu Elipsoid, Geoid, dan topografi permukaan

Sumber: Gotze dan Li, 2001

Kenyataannya, densitas massa bumi tidak homogen dikarenakan adanya gunung, lautan, cekungan, dan dataran, yang menyebabkan elipsoida mengalami perubahan dan berubah menjadi bentuk yang disebut geoid. Secara fisik, geoid digunakan sebagai model bumi yang paling mendekati bentuk sesungguhnya. Geoid didefinisikan sebagai bidang ekuipotensial yang sesuai dengan permukaan laut ketika dalam keadaan tenang dan tidak terpengaruh oleh gangguan. Dalam praktiknya, geoid sering dianggap sesuai dengan permukaan laut rata-rata. Jarak antara geoid dan elipsoida disebut sebagai tinggi geoid atau *undulasi geoid*. Nilai undulasi geoid bervariasi di berbagai lokasi karena ketidakseragaman distribusi densitas massa Bumi.



**Gambar 2. 7 anomali gravitasi Permukaan ( $g_s$ ), anomali gravitasi Geoidal ( $g_p$ ), anomali gravitasi Normal ( $\gamma$ ), dan anomali gravitasi di Permukaan Equipotensial ( $g_q$ ).**

Sumber: Featherstone dan Dentith, 1997

Secara prinsip, geoid dapat dihasilkan dari data anomali gravitasi sebagai data utama, yang didapatkan melalui pengukuran dengan gravimeter di darat, teknik *air-borne gravimetry* dari udara, atau melalui pengolahan data dari satelit, serta dengan melakukan interpolasi untuk wilayah-wilayah yang tidak memiliki data anomali gravitasi. Jika Bumi adalah suatu elips yang ideal, maka orbit satelit akan mengikuti bentuk elips

tersebut. Namun, karena kenyataan fisik bumi adalah geoid, saat satelit mengorbit Bumi, terjadi pergerakan naik atau turun mengikuti permukaan geoid, yang disebut sebagai defleksi vertikal. Posisi dari bidang anomali gravitasi permukaan, anomali gravitasi geoidal, anomali gravitasi normal, dan anomali gravitasi di permukaan equipotensial dapat dilihat pada Gambar 2.7 (Featherstone dan Dentith, 1997).

### 2.1.2.3 Reduksi Data Anomali Gravitasi

Anomali medan anomali gravitasi merujuk pada perbedaan nilai medan anomali gravitasi yang disebabkan oleh variasi kontras densitas di bawah permukaan bumi. Untuk mengukur atau mencatat anomali medan anomali gravitasi bumi, kita membandingkannya dengan medan anomali gravitasi bumi teoritis. Secara matematis, kita dapat mendefinisikan anomali medan anomali gravitasi di suatu titik topografi atau posisi  $(x, y, z)$  sebagai selisih antara medan anomali gravitasi observasi di titik tersebut ( $g_{obs}(x, y, z)$ ) dan medan anomali gravitasi teoritis di titik tersebut ( $g_{teoritis}(x, y, z)$ ) (Kearey & Brooks, 1991). Persamaan ini dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs}(x, y, z) - g_{teoritis}(x, y, z) \quad (23)$$

Di mana  $\Delta g(x, y, z)$  adalah anomali medan anomali gravitasi di titik topografi  $(x, y, z)$ ,  $g_{obs}(x, y, z)$  adalah medan anomali gravitasi observasi di titik tersebut, dan  $g_{teoritis}(x, y, z)$  adalah medan anomali gravitasi teoritis di titik tersebut. Nilai medan anomali gravitasi normal yang biasanya didefinisikan pada posisi referensi sferoida, yaitu  $g(x, y, 0)$ , kemudian disesuaikan dengan posisi topografi,  $g(x, y, z)$ . Hal ini perlu dilakukan karena medan anomali gravitasi observasi sebenarnya terletak pada bidang topografi. Proses ini dikenal sebagai koreksi udara bebas. Selanjutnya, medan anomali gravitasi normal juga disesuaikan dengan efek massa yang terdapat di antara bidang referensi sferoida dan permukaan topografi, karena massa ini juga berkontribusi terhadap anomali medan anomali gravitasi. Koreksi ini dikenal sebagai koreksi topografi.

#### 2.1.2.4 Anomali Gravitasi Teoritis

Untuk menghitung medan anomali gravitasi teoritis, langkah pertama yang harus dilakukan adalah mencari nilai medan anomali gravitasi normal. Nilai anomali gravitasi normal ini didefinisikan secara analitis dan, dalam konteks fisik, terkait dengan bidang referensi sferoida ( $z = 0$ ) yang digunakan sebagai titik referensi geodesi. Perumusan mengenai medan anomali gravitasi normal telah diterbitkan oleh beberapa badan, seperti *International Association of Geodesy* (IAG) dan *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA). Formula yang saat ini digunakan dalam *World Geodetic System* (WGS 1984) menurut Blakely (1995) adalah sebagai berikut:

$$g_n = 978032,67714 \left( \frac{1+0,00193185138639 \sin^2 \theta}{\sqrt{1-0,00669437999013 \sin^2 \theta}} \right) \quad (25)$$

di mana  $g_n(x, y, 0)$  adalah nilai medan anomali gravitasi teoritis di bidang referensi sferoida, dan  $\theta$  adalah posisi lintang titik pengukuran.

##### a) Koreksi udara bebas

Koreksi udara bebas adalah proses untuk mengadaptasi medan anomali gravitasi normal dari sferoida referensi ( $z=0$ ) ke medan anomali gravitasi normal pada permukaan topografi. Secara matematis, rumus koreksi udara bebas (*Free-air correction*) dapat diungkapkan sebagai berikut:

$$g_{fa} = - (0.3087691 - 0.0004398 \sin^2 \theta) h \text{ mgal} \quad (26)$$

di mana  $h$  adalah ketinggian titik terhadap sferoida referensi. Untuk  $\theta = 45^\circ$ , rumus ini dapat disederhanakan menjadi:

$$g_{fa} = - 0.3085672 h \text{ mgal} \quad (27)$$

Koreksi udara bebas orde pertama diasumsikan bahwa komponen vertikal anomali gravitasi dekat permukaan bumi dipengaruhi oleh bentuk bumi yang bersifat sferis dan berbanding lurus dengan jarak. Namun, dalam

realitasnya, bentuk bumi lebih mendekati elipsoida rotasi, dan hukum Newton tentang gaya tarik-menarik antara partikel menyatakan bahwa gaya tarik-menarik antara partikel berbanding terbalik dengan kuadrat jarak (John M. Reynolds, 2011). Oleh karena itu, diperlukan koreksi udara bebas orde kedua yang dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$g_{fa} = -(0.3087691 - 0.0004398 \sin^2)h + 7.2125 \times 10^{-8} \text{ mgal} \quad (28)$$

Persamaan (2.16) dikenal sebagai koreksi udara bebas karena hanya mempertimbangkan perbedaan elevasi antara permukaan topografi (titik pengukuran) dan sferoida referensi. Dengan menggunakan koreksi udara bebas ini, kita dapat menghitung anomali medan anomali gravitasi udara bebas di topografi sebagai berikut:

$$\Delta g_{fa}(x, y, z) = g_{obs}(x, y, z) - g_n(x, y, z) \quad (29)$$

di mana  $g_n(x, y, 0) = g_0$  adalah medan anomali gravitasi normal di bidang referensi sferoida, dan  $g_{fa}$  adalah koreksi udara bebas.

#### b) Penyempurnaan Koreksi Atmosfer

Dalam perhitungan anomali gravitasi teoritis, massa atmosfer Bumi dimasukkan dalam perhitungan massa Bumi. Oleh karena itu, dalam menghitung anomali gravitasi, diperlukan penyesuaian untuk memperhitungkan efek atmosfer (Hinze et al., 2005). Pengaruh dari massa atmosfer pada ketinggian titik tertentu, hingga sekitar 10 kilometer dari elipsoida, dapat dihitung menggunakan persamaan yang diajukan oleh Wenzel pada tahun 1985:

$$g_{atm}(x, y, z) = 0,874 - 9,9 \times 10^{-5} h + 3,56 \times 10^{-9} h^2 \quad (30)$$

di mana  $h$  adalah ketinggian dari titik tersebut dalam meter. Jika kita mengurangi koreksi atmosfer dari anomali gravitasi teoritis pada titik tertentu, maka kita dapat memperoleh:

$$\Delta g_{atm}(x, y, z) = \Delta g_{fa}(x, y, z) + g_{atm}(x, y, z) \quad (31)$$

#### c) Koreksi Topografi

Teori "Koreksi Topografi" dalam anomali gravitasi anomaly merupakan konsep penting dalam ilmu geofisika. Hal ini berkaitan dengan pengukuran percepatan anomali gravitasi di permukaan Bumi yang tidak selalu sesuai dengan permukaan datar atau elipsoida referensi. Kondisi topografi Bumi, seperti gunung, lembah, dan dataran, dapat menyebabkan variasi dalam distribusi massa Bumi, yang pada gilirannya memengaruhi hasil pengukuran anomali gravitasi. Pengukuran anomali gravitasi anomaly mencerminkan perbedaan antara nilai percepatan anomali gravitasi yang diukur dan nilai yang diharapkan jika topografi Bumi diperhitungkan. Oleh karena itu, untuk mendapatkan data anomali gravitasi yang lebih akurat, diperlukan proses koreksi topografi.

Koreksi topografi melibatkan perhitungan dan pengurangan pengaruh topografi lokal dari hasil pengukuran anomali gravitasi. Data elevasi atau topografi yang tepat dari lokasi pengukuran diperlukan untuk menghitung koreksi ini. Dengan menerapkan koreksi topografi, kita dapat memperoleh data anomali gravitasi yang lebih akurat dan memahami distribusi massa di bawah permukaan Bumi dengan lebih baik, yang memiliki dampak penting dalam berbagai aspek ilmu geofisika, geodesi, dan pemetaan. (Telford et al., 1990).

#### d) Anomali Bouguer

Nilai anomali gravitasi normal di titik pengamatan telah disesuaikan dengan beberapa koreksi, termasuk koreksi udara bebas, koreksi atmosfer, koreksi Bouguer, dan koreksi medan (Suhadiyatno, 2008). Secara matematis, anomali Bouguer dapat diungkapkan dalam persamaan berikut (Telford et al., 1990):

$$AB = g_{obs} - g_{teori} \quad (33)$$

$$AB = g_{obs} - g_{teoritis} + FAC + k_{atm} - BC + TC \quad (34)$$

Di mana:

AB = anomali Bouguer

$g_{obs}$  = Nilai anomali gravitasi observasi

$g_{teoritis}$  = Nilai anomali gravitasi teoritis

FAC = Koreksi Udara Bebas (Free Air Correction)

$k_{atm}$  = Koreksi Atmosfer

BC = Koreksi Bouguer

TC = Koreksi Terrain

Dalam rumus ini, kita mempertimbangkan nilai anomali gravitasi observasi, nilai teoritis yang diharapkan, serta berbagai koreksi yang diperlukan untuk menghitung anomali Bouguer dengan akurat.

## 2.2 Penelitian Terdahulu

Riset sebelumnya telah dilakukan untuk membandingkan dengan penelitian yang akan dijalankan, memastikan kebaruan dari proyek ini. Dalam Tabel berikut, disajikan daftar penelitian terdahulu yang juga memanfaatkan teknik penginderaan aktif dan pasif serta sistem informasi geografis (SIG) untuk memahami aspek pertahanan dan pertahanan wilayah. Melalui tabel ini, dapat diidentifikasi faktor unik yang menjadikan penelitian ini berbeda. Salah satunya adalah kombinasi dua metode geofisika yaitu *radar underground* sebagai sarana identifikasi utilitas bawah tanah dengan mengedepankan simulasi model dan anomali gravitasi dengan pemanfaatan penggunaan pasif satelit untuk analisis geologi wilayah, yang memungkinkan pemahaman yang lebih mendalam tentang kondisi geologi wilayah tersebut. Kedua metode ini nantinya akan diintegrasikan dan divisualisasikan sebagai estimasi atau simulasi model yang dibangun berdasarkan *dumy data* atau data tiruan dengan data asli akuisisi lapangan sebagai referensi. Mengenai keberadaan senjata yang dikubur di bawah tanah oleh pelaku-pelaku separatis di wilayah Jayapura, Papua.

Tabel 2. 3 Penelitian Terdahulu

No.	Nama Penulis dan Judul Penelitian	Metode Penelitian	Ringkasan Hasil Penelitian	Perbedaan	Persamaan
1	Kelly, T. B., Angel, M. N., O'Connor, D. E., Huff, C. C., Morris, L. E., & Wach, G. D. (2021). A novel approach to 3D modelling ground-penetrating radar data – A case study of a cemetery and applications for criminal investigation. <i>Forensic Science International</i> , 325, 110882. <a href="https://doi.org/10.1016/j.forsciint.2021.110882">https://doi.org/10.1016/j.forsciint.2021.110882</a>	Penelitian kuantitatif eksperimen dengan metode GPR untuk identifikasi objek terkubur	Penelitian ini berhasil mengidentifikasi keberadaan petak pemakaman pendamping (peti mati yang ditumpuk) 3D	Penelitian ini berfokus pada studi kasus pemakaman sebagai simulasi tindak kriminal. Selain itu, penelitian ini tidak memberikan analisis rinci tentang bentuk respons amplitudo sedang hingga tinggi yang ditunjukkan pada model 3D, yang dapat memberikan wawasan lebih lanjut tentang identifikasi berbagai jenis bahan peti mati atau objek yang dikubur	Sama-sama menggunakan ground-penetrating radar untuk tujuan identifikasi
	Duan W.Xie X.Yang Y.Wu H.Zeng L.Li K. (2022). forward modeling of GPR in look-ahead detection of slurry balance shield machine. doi: 10.1109/ichce57331.2022.10042509	Penelitian kuantitatif dengan menggunakan metode domain waktu perbedaan terbatas (FDTD) untuk pemodelan maju sintetis dari respons GPR	Hasil yang diperoleh dari studi tentang pemodelan maju radar penetrasi tanah dalam deteksi melihat ke depan mesin pelindung keseimbangan lumpur	Objek yang diteliti berbeda, dimana penelitian ini mendeteksi untuk keseimbangan lumpur	Sama-sama menggunakan pemodelan kedepan untuk melihat respon suatu objek di bawah permukaan

2	Gang, Long., J., Shen. (2023). forward modelling of GPR imaging with arbitrary high-order pseudo-spectral solver. doi: 10.3997/2214-4609.202310300	Penelitian Kuantitatif eksperimen dengan mengkaji perbedaan terbatas tingkat tinggi dan metode pseudo-spektral pemecah Maxwell untuk mengurangi efek diskretisasi dan dispersi numerik.	Dengan menggunakan perbedaan terbatas orde tinggi dan metode pseudo-spektral pemecah Maxwell, metode ini mencapai karakterisasi struktur geologi yang akurat	Penelitian ini melakukan pemecah Maxwell pseudo-spektral orde tinggi arbitrer dengan lapisan yang cocok sempurna (PML) untuk forward modelling GPR	Sama-sama menggunakan forward modelling GPR sebagai kajian
3	Li, N., Wu, R., Li, H., Wang, H., Gui, Z., & Song, D. (2022). MV-GPRNet: Multi-View Subsurface Defect Detection Network for Airport Runway Inspection Based on GPR. Remote Sensing, 14(18), 1–20. <a href="https://doi.org/10.3390/rs14184472">https://doi.org/10.3390/rs14184472</a>	Penelitian Kuantitatif eksperimen dengan teknik pembelajaran mendalam, fusi data multi-view, dan pengujian ekstensif untuk mengembangkan dan mengevaluasi efektivitas MV-GPRnet	Penelitian tersebut berhasil menunjukkan bahwa MV-GPRnet unggul dalam deteksi cacat bawah permukaan untuk inspeksi landasan pacu bandara, memberikan identifikasi dan lokalisasi yang akurat dari berbagai jenis cacat menggunakan data GPR multi-view.	Metode GPR yang digunakan berbeda dimana penelitian ini menggunakan MV-GPRNet yang telah digunakan pada platform robot alat yang digunakan	Sama-sama menggunakan metode GPR untuk inspeksi bawah permukaan terhadap anomali dan penerapan pendekatan model untuk data akuisisi bawah permukaan
4	Pohan, A. F., Sismanto, S., Nurcahya, B. E., Lewerissa, R., Koesuma, S., Saputro, S. P., Amukti, R., Saputra, H., & Adhi, M. A. (2023). Utilization and modeling of satellite gravity data for geohazard assessment in the	Pendekatan kuantitatif dengan menggunakan metode <i>anomali gravitasi</i>	Analisis anomali gravitasi dan kontras kepadatan batuan memberikan wawasan tentang kondisi geologi regional wilayah Yogyakarta,	Studi ini hanya berfokus pada area Aerotropolis di bandara internasional Yogyakarta yang baru, dan tidak menilai bahaya geohazard di area lain di provinsi Yogyakarta. Selain	Sama-sama menggunakan metode anomali gravitasi dari data anomali gravitasi anomaly satelit untuk identifikasi

	Yogyakarta area of Java Island, Indonesia. <i>Kuwait Journal of Science</i> , May. <a href="https://doi.org/10.1016/j.kjs.2023.05.016">https://doi.org/10.1016/j.kjs.2023.05.016</a>		termasuk pola intrusi batuan beku, keberadaan ruang magma, dan jalur patahan	itu, studi ini mengandalkan data anomali gravitasi satelit dan tidak memasukkan metode geofisika lain seperti data seismik atau geodetik lain	struktur geologi bawah permukaan
5	Mariyanto, M., Darmawan, R. D., & Utama, W. (2022). 3D gravity data inversion modeling for subsurface identification of Gondang area, Bojonegoro regency. <i>IOP Conference Series: Earth and Environmental Science</i> , 1031(1). <a href="https://doi.org/10.1088/1755-1315/1031/1/012003">https://doi.org/10.1088/1755-1315/1031/1/012003</a>	Penelitian ini menggunakan pendekatan kuantitatif dengan pemodelan inversi 3D dengan inversi Single Value Decomposition (SVD) untuk identifikasi bawah permukaan	Hasil pemodelan dan interpretasi memberikan wawasan tentang distribusi kepadatan dan kontinuitas intrusi andesit di area studi	Menggunakan data primer yaitu data gayaberas yang diambil di daerah Gondang, Kabupaten Bojonegoro dengan menggunakan Scintrex CG-5, tidak menggunakan data satelit	penelitian ini menggunakan pemodelan inversi 3D dengan inversi Single Value Decomposition (SVD), yang memungkinkan interpretasi struktur bawah permukaan yang lebih akurat
6	Ying, Zhang., Yunfei, Ai., Su, Fei., Hang, Su., Zhixian, He., Changhai, Wang., Jun, Ying., Minlu, Zhou. (2021). A comparative analysis of different terrain correction methods based on Landsat-8 OLI data. <i>671(1):012003-1</i> . doi: 10.1088/1755-1315/671/1/012003	Pendekatan kuantitatif yang menggunakan Metode perbandingan terhadap Model C, model Cosine, model SCS, model Minnaert, dan model Minnaert berbasis kemiringan dievaluasi untuk efek koreksinya pada gambar OLI.	Hasil penelitian menunjukkan bahwa model C memiliki efek koreksi yang lebih baik, sedangkan model Cosine dan model SCS secara signifikan dikoreksi secara signifikan.	Penelitian ini menguji dan membandingkan hasil koreksi data OLI menggunakan model yang berbeda: model C, model Cosine, model SCS, model Minnaert, dan Metode Koreksi Minnaert berbasis piksel.	Sama-sama menggunakan citra landsat 8 untuk studi topografi

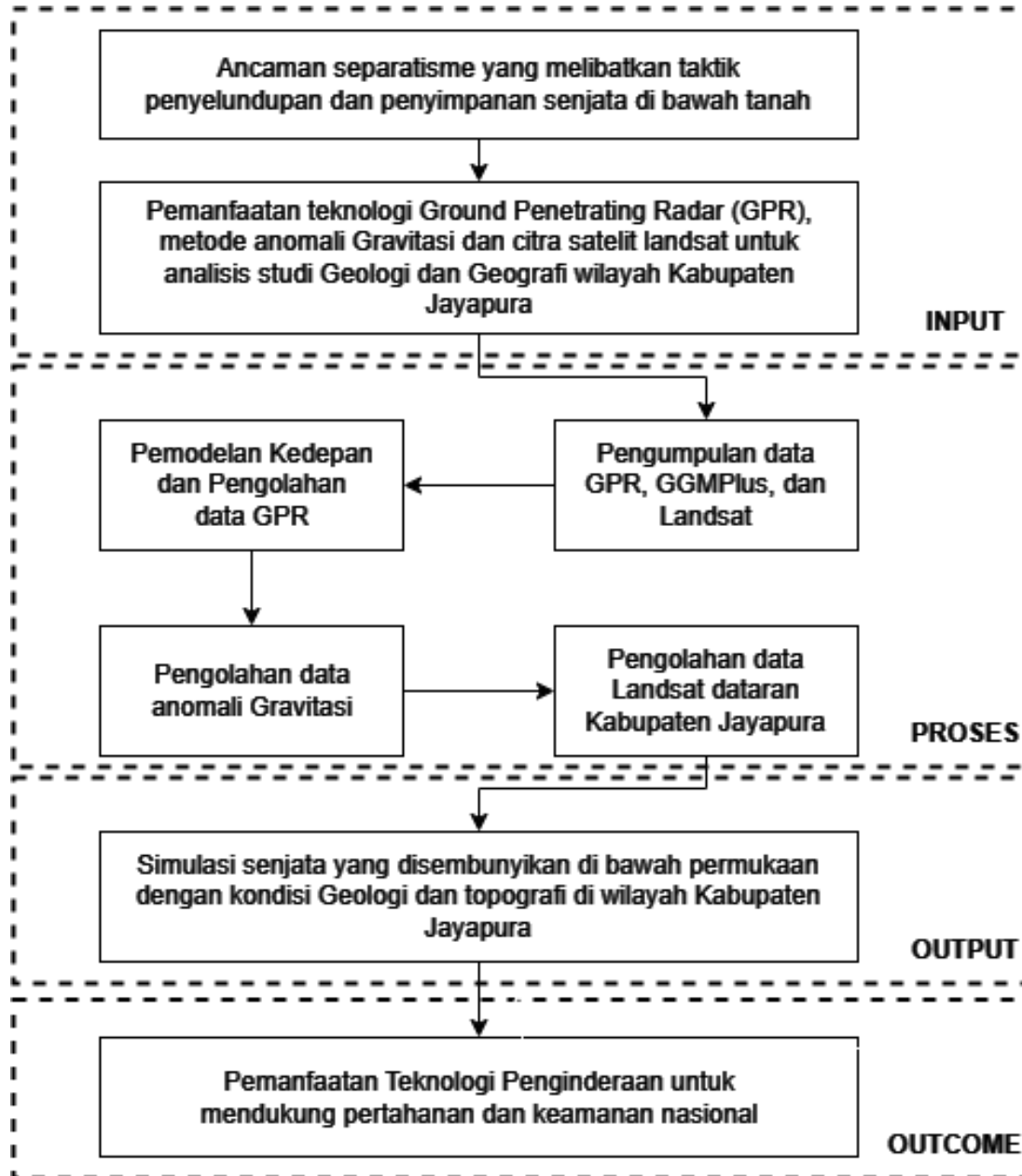
Sumber: dibuat oleh peneliti

## 2.2 Kerangka Pemikiran

Topik yang diangkat pada penelitian ini dilatarbelakngi oleh adanya kasus penyembunyian senjata di bawah tanah oleh Gigen Telenggeng, ketua anggota KKB di Jayapura, Papua. Hal ini menjadi perhatian serius dalam upaya menjaga pertahanan nasional di wilayah tersebut. Ancaman separatisme yang melibatkan penyelundupan senjata serta penyimpanannya di lokasi yang sulit teridentifikasi ditambah medan dan area konflik menjadi tantangan berat dalam memelihara stabilitas dan pertahanan nasional. Dari permasalahan tersebut, penelitian ini dilakukan untuk melakukan analisis menggunakan GPR guna mensimulasikan keberadaan senjata yang tersembunyi di bawah tanah. Selain itu, analisis anomali gravitasi juga dilakukan untuk memahami struktur geologi bawah permukaan tempat senjata tersebut dikubur. Sejalan dengan itu, penelitian ini juga melibatkan analisis topografi untuk mendukung operasi UGV. Tahap penelitian terdiri dari tiga tahap, yaitu

- Tahap 1:** Menjawab pertanyaan pertama, melakukan simulasi dengan forward *modelling* dalam bentuk citra radargram untuk memahami jenis, bentuk, ukuran, dan lokasi senjata yang disembunyikan di bawah permukaan
- Tahap 2:** Menjawab pertanyaan kedua, mengidentifikasi karakteristik struktur geologi objek yang berada di bawah permukaan menggunakan metode anomali gravitasi
- Tahap 3:** Menjawab pertanyaan ketiga, mengidentifikasi kondisi Geografis dataran Jayapura agar mendukung operasi UGV dengan citra landsat 8

Tabel 2. 4 Kerangka Pemikiran



Bagan 2. 1 Kerangka Penelitian

Sumber: dibuat oleh peneliti