# BAB II
# DASAR TEORI

## 2.1 Medan Gravitasi Bumi

Hukum Newton tentang gravitasi universal menyatakan bahwa : Besarnya gaya tarik menarik antar dua partikel bermassa $m_1$ dan $m_2$ yang terpisah sejauh r dan bekerja di dalam arah *r*. dinyatakan dengan persamaan berikut (Grant and West, 1965) :

$$F(r) = G\frac{m_1 m_2}{r^2} \tag{2.1}$$

Besaran G adalah konstanta gravitasi universal yang besarnya adalah 6,67 x $10^{-8}$ $g^{-1}cm^3s^{-2}$.

Gaya per satuan massa pada suatu partikel yang terletak di sembarang titik yang berada sejauh *r* dari $m_1$ didefinisikan sebagai *medan gravitasi* yang dinyatakan dengan persamaan :

$$E(\vec{r}) = -G\frac{m_1}{r^2}\hat{r} \tag{2.2}$$

dengan $\vec{r} = r\hat{r}$

Tanda negatif menyatakan bahwa medan gravitasi tersebut memiliki arah yang berlawanan dengan vektor satuan $\hat{r}$ .

Jika $r = R_e$ adalah jari-jari bumi, $m_1 = M_e$ sebagai massa bumi dan menganggap bumi homogen berbentuk bola serta tidak berotasi, maka besarnya medan gravitasi bumi adalah :

$$g = \left|-E(\vec{r})\right| = G\frac{M_e}{R_e^2} \tag{2.3}$$

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

Karena medan gravitasi merupakan medan yang konservatif, maka medan gravitasi dapat dinyatakan sebagai gradien dari suatu fungsi potensial skalar $U(\vec{r})$ sebagai berikut :

$$E(\vec{r}) = -\nabla U(\vec{r}) \tag{2.4}$$

dengan $U(r) = -\frac{GM_e}{r}$ merupakan potensial gravitasi yang diakibatkan massa bumi $M_e$. Karena itu potensial di suatu titik pada ruang bersifat penjumlahan, sedangkan potensial gravitasi dari suatu distribusi massa yang kontinyu pada titik P di luar distribusi massa tersebut merupakan suatu bentuk integral. Jika massa yang terdistribusi kontinyu tersebut mempunyai rapat massa $\rho(\vec{r}_0)$ di dalam volume $V$, maka potensial pada titik P di luar $V$ (gambar 2.1) adalah :

$$U_P(\vec{r}) = -\int_V \frac{Gdm}{|\vec{r} - \vec{r}_0|}$$

$$U_P(\vec{r}) = -G\int_V \frac{\rho(\vec{r}_0)d^3\vec{r}_0}{|\vec{r} - \vec{r}_0|} \tag{2.5}$$

dengan :

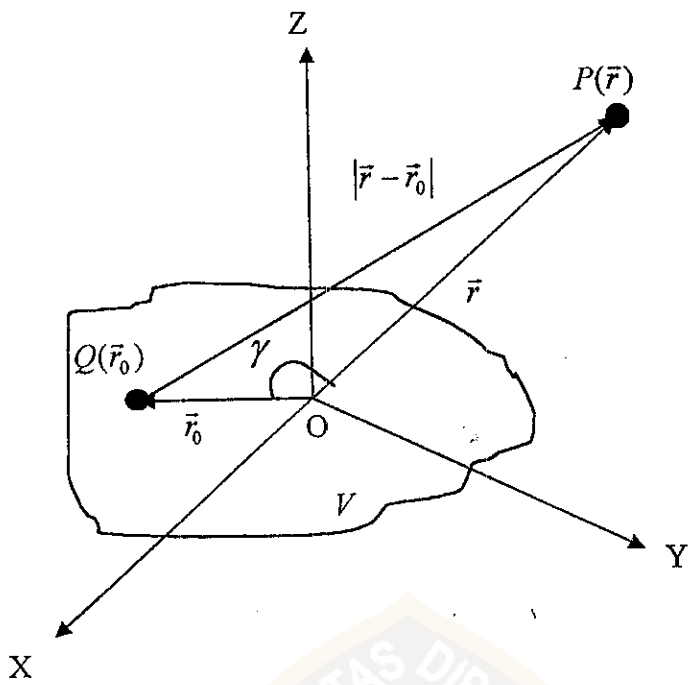
$$|\vec{r} - \vec{r}_0| = \sqrt{r^2 + r_0^2 - 2rr_0\cos\gamma}$$

$$|\vec{r} - \vec{r}_0| = \left\{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2\right\}^{\frac{1}{2}}$$

$\vec{r}_0$ adalah vektor posisi elemen massa.

$\vec{r}$ adalah vektor posisi pengamat.

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)




Gambar 2.1 Potensial tiga dimensi

Jika integral volume pada persamaan (2.5) diambil untuk seluruh bumi, maka diperoleh potensial gravitasi bumi pada ruang bebas, sedangkan medan gravitasinya diperoleh dengan mendeferensialkan potensial gravitasi tersebut. Jika P berada di permukaan bumi, medan gravitasi yang sering diberi simbul g mempunyai harga :

$$g(\vec{r}) = \left|-\vec{E}(\vec{r})\right| = \left|\nabla U_P(\vec{r})\right| \tag{2.6}$$

sehingga medan gravitasi pada arah sumbu z adalah:

$$g_Z(\vec{r}) = \frac{\partial U_P(\vec{r})}{\partial Z} = G\int_V \frac{\rho(\vec{r}_0)(z-z_0)d^3\vec{r}_0}{\left\{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2\right\}^{\frac{3}{2}}} \tag{2.7}$$

Dari persamaan di atas tampak bahwa medan gravitasi di permukaan bumi bervariasi dan harganya bergantung pada distribusi rapat massa di bawah permukaan,

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

sebagaimana ditunjukkan oleh bentuk bumi yang sebenarnya dan fungsi densitas $\rho(\vec{r}_0)$. Medan gravitasi disebut juga percepatan gravitasi atau percepatan jatuh-bebas. Satuan g dalam CGS adalah gal (1 gal = 1 cm/s$^2$).

## 2.2 Reduksi Data Gravitasi

Penelaahan tentang konsep reduksi data gravitasi lebih mudah dipahami dengan cara menelaah terlebih dahulu arti anomali medan gravitasi. Secara matematis dapat didefinisikan bahwa anomali medan gravitasi di topografi atau di posisi (x,y,z) merupakan selisih dari medan gravitasi observasi di topografi terhadap medan gravitasi teoritis di topografi (Anonim, 1992). Medan gravitasi teoritis yaitu medan yang diakibatkan oleh faktor-faktor non-geologi. Nilai medan gravitasi di topografi dipengaruhi oleh letak lintang, ketinggian, dan massa topografi di sekitar titik tersebut. Secara matematis, anomali medan gravitasi di topografi dapat dinyatakan dalam bentuk persamaan berikut :

$$\Delta g(x,y,z) = g_{obs}(x,y,z) - g_{Teoritis}(x,y,z) \tag{2.8}$$

dengan

$\Delta g(x,y,z)$ adalah anomali medan gravitasi di topografi, $g_{Obs}(x,y,z)$ adalah medan gravitasi observasi di topografi yang sudah dikoreksi terhadap koreksi pasang-surut, koreksi tinggi alat dan koreksi drift dan $g_{Teoritis}(x,y,z)$ adalah medan gravitasi teoritis di topografi.

Gravitasi observasi adalah besarnya pengaruh medan gravitasi bumi hasil pengukuran dengan menggunakan persamaan sebagai berikut (Anonim, 1992) :

$$g_{obs} = g_{Bs} + \Delta g_{reading} \tag{2.9}$$

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

dengan $g_{BS}$ adalah harga gravitasi di titik pangkal (*base station*) dan $\Delta g_{reading}$ adalah beda $g_{reading}$ titik ukur dengan titik pangkal (*base station*)

Medan gravitasi teoritis yang ditentukan lebih awal adalah medan gravitasi normal yang terletak pada bidang sferoida referensi (pada ketinggian z = 0) sebagai titik referensi geodesi. Rumusan medan gravitasi normal pada bidang sferoida referensi ini telah ditetapkan oleh *The International Association of geodesy* (IAG) tahin 1980 sebagai fungsi lintang (Blakely, 1995) Yaitu:

$$g(\varphi) = 978032{,}700(1 + 0{,}0053024\sin^2\varphi - 0{,}0000058\sin^2 2\varphi) \qquad (2.10)$$

dengan $\varphi$ adalah *garis lintang.*

Dari persamaan (2.10) menunjukkan bahwa semakin tinggi letak lintang maka semakin besar percepatan gravitasinya. Jadi medan gravitasi bumi cenderung bertambah besar ke arah kutub.

Jika persamaan (2.10) sebagai medan gravitasi teoritis distribusikan ke persamaan (2.8) maka anomali medan gravitasi di topografi yang dihasilkan belum dapat didefinisikan secara fisis. Hal ini disebabkan karena medan gravitasi normal, $g(\varphi)$ masih berada pada bidang sferoida referensi (z = 0) sedangkan medan gravitasi observasinya $g_{Obs}(x, y, z)$ berada pada topografi. Untuk mengatasi masalah ini, diperlukan suatu teknik untuk membawa medan gravitasi normal ke permukaan topografi. Teknik yang digunakan untuk mengatasinya yaitu dengan melakukan koreksi udara-bebas (*free-air corection*) yang rumusan matematisnya adalah (grant & West, 1965)

$$h\frac{\partial g}{\partial r} = g_{f.a.} \approx -0{,}308765h \qquad (2.11)$$

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

dengan satuan mgal dan $h$ adalah ketinggian stasiun dari sferoida referensi.

Persamaan (2.11) di atas disebut sebagai koreksi udara-bebas karena hanya memperhitungkan ketinggian antara permukaan topografi (titik-titik observasi) dengan sferoida referensi dengan mengabaikan massa diantaranya. Dengan koreksi udara-bebas maka diperoleh *anomali udara-bebas* di topografi yang diformulasikan dalam persamaan berikut (Safani, dkk, 2000)

$$\Delta g(x,y,z)_{f.a.} = g_{Obs}(x,y,z) - \lfloor g_n(x,y,0) + g_{f.a.} \rfloor \qquad (2.12)$$

atau

$$\Delta g(x,y,z)_{f.a.} = g_{Obs}(x,y,z) - [g_n(x,y,z)] \qquad (2.13)$$

dengan $g_n(x,y,0) \equiv g(\varphi)$ adalah medan gravitasi normal di bidang sferoida referensi, $g_{f.a.}$ adalah koreksi udara-bebas dan $\lfloor g_n(x,y,z) + g_{f.a.} \rfloor = g_n(x,y,z)$

Koreksi udara-bebas merupakan proses pemindahan medan gravitasi normal di sferoida referensi $g_n(x,y,0)$ menjadi medan gravitasi normal di permukaan topografi $g_n(x,y,z)$.

Pada perhitungan anomali udara-bebas di atas, massa yang terletak diantara sferoida referensi dan permukaan topografi tidak diperhitungkan, padahal massa ini sangat mempengaruhi harga anomali medan gravitasi. Maka persamaan (2.12) akan lebih sempurna bila massa ini turut diperhitungkan. Massa yang terletak antara permukaan topografi dan bidang sferoida referensi dapat dibagi menjadi dua bagian (Grant & West, 1965), yaitu :

1. Bagian massa yang terletak antara bidang bouguer dengan sferoida referensi dimana efek dari massa ini disebut efek bouguer. Anomali yang dihasilkan

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

setelah dilakukan koreksi bouguer terhadap anomali udara-bebas disebut *Anomali Bouguer Sederhana.*

2. Bagian massa yang berada di atas bidang bouguer dan bagian massa yang hilang di bawah bidang bouguer. Efek dari massa ini disebut efek medan (*terrain effect*). Anomali yang dihasilkan setelah dilakukan koreksi medan terhadap anomali bouguer sederhana disebut *Anomali Bouguer Lengkap.*

Secara matematis, *Anomali Bouger Sederhana* di topografi, $\Delta g_{B.S.}(x,y,z)$, dinyatakan oleh persamaan berikut (Safani, dkk, 2000) :

$$\Delta g_{B.S.}(x,y,z) = g_{Obs}(x,y,z) - [g_n(x,y,z) + g_B(x,y,z)] \quad (2.14)$$

Sedangkan *Anomali Bouguer Lengkap* di topografi adalah :

$$\Delta g_{B.L.}(x,y,z) = g_{Obs}(x,y,z) - [g_n(x,y,z) + g_B(x,y,z) - g_T(x,y,z)] \quad (2.15)$$

dengan $g_B$ adalah koreksi bouguer dan $g_T$ adalah koreksi medan (*terrain Corection*).

Koreksi bouguer tidak menghilangkan anomali massa yang terdapat di atas sferoida referensi, karena densitas massa yang digunakan dalam perhitungan koreksi Bouguer adalah densitas rata-rata dengan menganggap massa topografi bersifat homogen. Seperti halnya koreksi udara-bebas, dengan dilakukan koreksi Bouguer tidak berarti secara fisis memindahkan titik-titik observasi ke sferoida referensi, dan tidak pula menimbulkan diskontinuitas densitas dari massa-massa yang berada di atas dan di bawah sferoida referensi.

### 2.2.1 Koreksi *Drift* (Apungan)

Pengukuran gravitasi berulang pada suatu tempat akan memberikan hasil yang berbeda, meskipun secara teroritis harga gravitasi suatu tempat dianggap

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

konstan. Perbedaan tersebut selain factor pasang surut, juga karena faktor alat (akibat guncangan, perubahan suhu selama transportasi, dan lain-lain).

Besarnya koreksi *drift* total untuk suatu interval waktu tertentu adalah perbedaan antara hasil pengukuran awal dan akhir di titik acuan. Jika hasil pengukuran akhir lebih kecil dari hasil pengukuran awal maka koreksi harus ditambahkan (koreksi *drift* positif) dan sebaliknya. Besarnya koreksi drift dirumuskan dengan :

$$d_{Rn} = -\frac{(G_i - G_f)}{(t_i - t_f)}(t_{Rn} - t_i) \tag{2.16}$$

dengan $d_{Rn}$ adalah harga koreksi drift dititik $Rn$, $G_i$ adalah pembacaan gravitasi awal, $G_f$ adalah pembacaan gravitasi akhir, $t_i$ adalah waktu pembacaan awal, $t_f$ adalah waktu pembacaan akhir dan $t_{Rn}$ adalah waktu pembacaan di titik Pengukuran.

### 2.2.2 Model Koreksi Bouguer

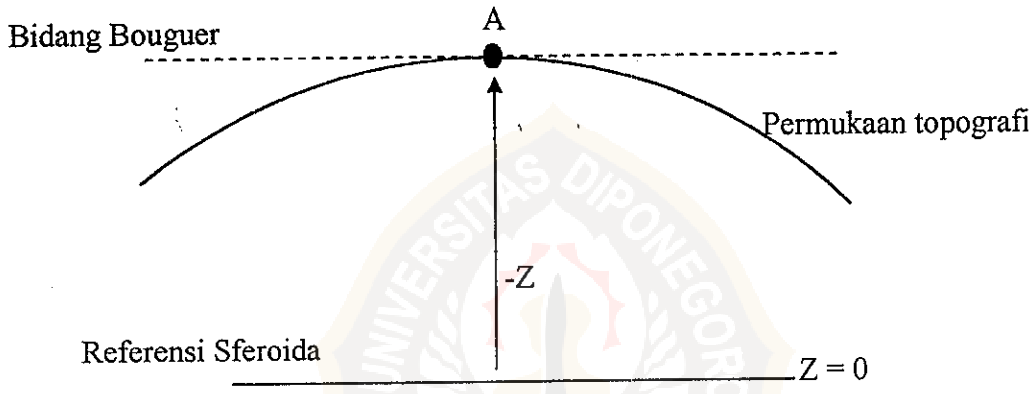
Model pendekatan terhadap koreksi bouguer telah mengalami perkembangan dan pembaharuan. Salah satu model koreksi bouguer adalah model *slab horisontal tak hingga*, dengan ketebalan *h* relatif dari sferoida referensi ke titik amat (stasiun). Besarnya koreksi bouguer untuk model *slab* horizontal tak hingga adalah (Nettleton,1976) :

$$g_B = 2Gh\pi\rho \tag{2.17}$$

dengan $\rho$ adalah densitas massa bouguer (massa topografi) dan *h* adalah ketinggian stasiun dari sferoida referensi.

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

Jika daerah penelitiannya sangat luas, maka akan terdapat massa kosong yang turut menyumbang dalam penghitungan koreksi bouguer di atas. Disamping itu, secara geometris model ini kurang dapat dipertanggungjawabkan karena bentuk permukaan bumi tidak datar. Namun demikian, untuk daerah penelitian yang sempit, model ini masih signifikan digunakan karena makin sempit daerahnya maka secara geometris makin rendah derajat kelengkungannya atau mendekati bentuk datar.




Gambar 2.2 Model Slab horizontal tak hingga

### 2.2.3 Koreksi Medan (*Terrain*)

Seperti telah diuraikan sebelumnya bahwa terdapat bagian massa yang berada diatas bidang Bouguer dan bagian massa yang hilang di bawah bidang Bouguer yang pada kenyataannya merepresentasikan keberadaan bukit dan lembah. Efek dari massa ini disebut efek medan (*terrain effect*). Adanya lembah akan mengurangi nilai medan gravitasi di titik pengamatan, demikian pula adanya bukit mengakibatkan berkurangnya medan gravitasi di titik pengamatan. Massa bukit atau

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

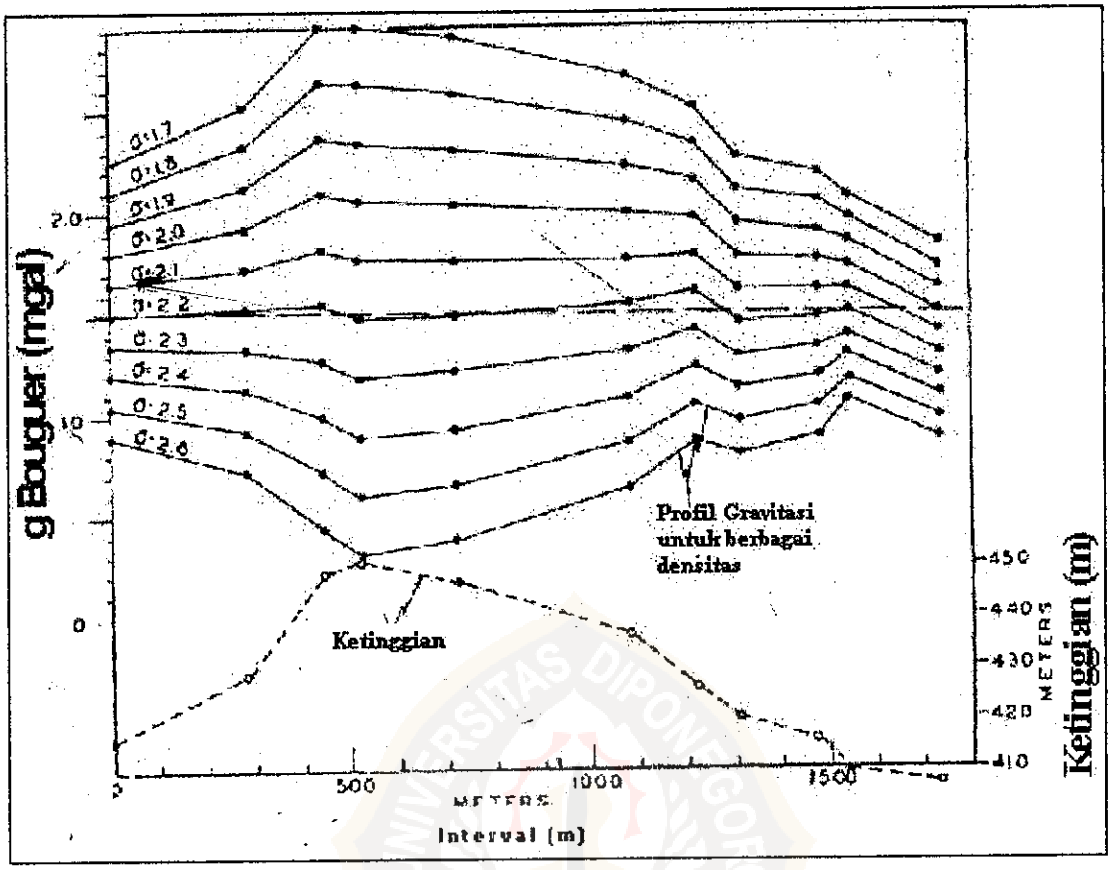
bukit mengakibatkan terdapatnya komponen gaya ke atas yang berlawanan arah dengan komponen gaya gravitasi. Jadi adanya lembah dan bukit di sekitar titik pengamatan akan mengurangi besarnya medan gravitasi sebenarnya di titik tersebut, sehingga koreksi medan yang diperhitungkan selalu berharga positif. Pada penelitian ini penghitungan koreksi medan menggunakan paket program yang dibuat oleh Ballina (1989) .

### 2.2.4 Penentuan Densitas Batuan

Pada koreksi topografi di atas (koreksi Bouguer dan koreksi medan) ada satu nilai yang belum diketahui yaitu rapat massa atau densitas bouguer yang merupakan densitas rata-rata yang mewakili seluruh massa di bawah permukaan. Densitas batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya adalah rapat massa butir pembentuknya, porositas, kandungan fluida yang mengisi pori-porinya, serta pemadatan akibat tekanan dan pelapukan yang dialami batuan tersebut.

Penentuan densitas dengan memanfaatkan data hasil pengukuran di permukaan dapat dilakukan dengan menggunakan metode Nettleton, yaitu dengan membuat profil topografi dan profil anomali bouguer untuk densitas yang berbeda-beda dari tiap-tiap lintasan yang dipilih. Harga densitas yang dipilih sebagai densitas Bouguer atau densitas topografi adalah densitas yang profil anomali bouguernya tidak berkorelasi terhadap profil topografi, seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.3 dibawah ini.

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)




Gambar 2.3 Penentuan densitas rata-rata dengan menggunakan metode Netlleton. Densitas 2.2 gr/cm$^3$ menunjukkan profil yang paling tidak berkorelasi dengan profil topografi.

## 2.3 Pemisahan Anomali Residual-Regional

Berbagai pola variasi yang tampak pada peta anomali bouguer merupakan kontribusi dari pengaruh anoamli Residual dan anomali regional. Tidak ada tempat dimana kita dapat mengukur suatu anomali yang tidak terpengaruh oleh anomali-anomali dari sumber lainnya. Walaupun demikian, di beberapa tempat suatu sumber begitu dominan sehingga gangguan dari anomali-anomali lainnya sangat kecil. Akan tetapi di tempat lainnya anomali-anomali yang mengindikasikan struktur yang ingin diketahui (target) ternyata hampir hilang oleh adanya gangguan.

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

Oleh karenanya untuk tujuan interpretasi berkaitan dengan sasaran yang ingin diketahui, maka harus dilakukan pemisahan terhadap anomali yang ingin diketahui terhadap anomali-anomali pengganggu.

Dalam metode gayaberat mempunyai dua metode pemisahan anomali Residual-regional yaitu : (1) secara grafis, yang didasarkan pada pengetahuan interpreter terhadap geologi regional dan besaran yang sesuai dengan anomali Residual. (2) secara numerik, berupa penggunaan metode analitik untuk membentuk suatu kumpulan nilai, biasanya dalam bentuk grid.

Dalam penelitian ini digunakan pemisahan anomali residual-regional secara numerik dengan menggunakan metode *polynomial surface fitting* yang didasarkan pada pendekatan fungsi *polynomial* (Kardiputra, 2000) :

$$f(x,y) = a_1 + a_2x + a_3y + a_4x^2 + a_5xy + a_6y^2 + a_7x^3 + a_8x^2y + a_9xy^2 + a_{10}y^3 + a_{11}x^4 + a_{12}x^3y + a_{13}x^2y^2 + a_{14}xy^3 + a_{15}y^4 + \ldots\ldots\ldots \quad (2.18)$$

dengan $a_n$ merupakan konstanta dan x dan y adalah posisi pada sistem koordinat kartesian.

## 2.4 Penentuan Batas Perlapisan

Penentuan batas minimum kedalaman perlapisan berdasarkan profil tampang lintang dapat dilakukan dengan menggunakan aturan yang diajukan oleh Smith (1959). Persamaan yang digunakan adalah :

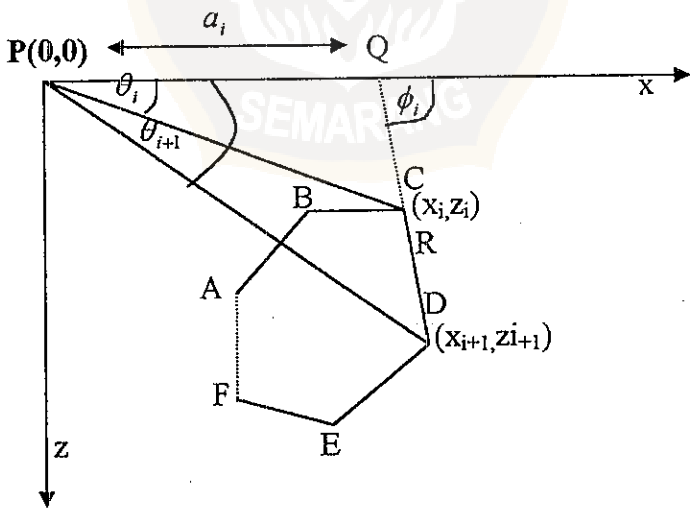
$$h = 1{,}0\frac{\Delta g(x)}{\Delta' g(x)} \quad (2.19)$$

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

dengan $\Delta g(x)$ adalah selisih harga anomali gravitasi di sembarang titik dan $\Delta' g(x) = \frac{\Delta g}{\Delta x}$ adalah gradien anomali gravitasi tersebut.

## 2.5 Pemodelan Kedepan Dua Dimensi Talwani

Yang dimaksud benda dua dimensi disini adalah benda tiga dimensi yang mempunyai penampang yang sama dimana saja sepanjang tak berhingga pada salah satu koordinatnya. Dalam beberapa kasus, pola kontur anomali Bouger adalah bentuk berjajar, yang mengindikasikan bahwa penyebab anomali tersebut adalah benda atau struktur yang sangat memanjang. Dalam kasus seperti ini, lebih praktis bila benda tersebut dinyatakan dalam bentuk dua dimensi daripada tiga dimensi. Karena efek gravitasi dua dimensi dapat ditampilkan dalam bentuk profil tunggal, sehingga dalam interpretasi respon model teoritik akan lebih mudah dicocokkan dengan data observasi.




Gambar 2.4 Elemen geometris yang dilibatkan dalam perhitungan efekgravitasi poligon bersisi N (Talwani,1959)

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

Pada gambar 2.4, ABCDEF adalah titik-titik sudut sebuah poligon dan P adalah titik amat dimana efek gravitasi poligon akan ditentukan. P dianggap sebagai titik pusat sistem koordinat XZ, dan poligon berada pada bidang XZ ini. Sumbu Z adalah positif ke bawah dan $\theta$ adalah positif dari arah sumbu X-positif ke sumbu Z-positif.

Komponen vertikal efek gravitasi benda dua dimensi pada titik P adalah (Hubbert, 1949):

$$g = 2G\rho \oint z d\theta \tag{2.20}$$

Untuk mengetahui kontribusi suatu sisi poligon (Talwani,1959), misalnya DC, pada $\oint z d\theta$ dibuat garis yang meneruskan DC hingga memotong sumbu X di titik Q dengan sudut $\phi$. Bila PQ adalah $a_i$, maka :

$$z = x \tan\theta \tag{2.21}$$

dan untuk sembarang titik, misalnya R pada DC:

$$z = (x - a_i)\tan\phi_i \tag{2.22}$$

Dari persamaan ( 2.21) dan (2.22), maka diperoleh :

$$z = \frac{a_i \tan\theta \tan\phi_i}{\tan\phi_i - \tan\theta} \tag{2.23}$$

dan

$$\int_{DC} z d\theta = \int_{D}^{C} \frac{a_i \tan\theta \tan\phi_i}{\tan\phi_i - \tan\theta} d\theta \tag{2.24}$$

Sehingga komponen vertikal efek gravitasi menjadi :

$$g = 2G\rho \sum_{i=1}^{n} z_i \tag{2.25}$$

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

dengan

$$z_i = a_i \sin\phi_i \cos\phi_i \left[ \theta_i - \theta i_{i+1} + \tan\phi_i \ln \frac{\cos\theta_i (\tan\theta_i - \tan\phi_i}{\cos\theta_{i+1} (\tan\theta_{i+1} - \tan\phi_i} \right] \qquad (2.26)$$

$$\theta_i = \arctan z_i / x_i$$
$$\phi_i = \arctan(z_{i+1} - z_i)/(x_{i+1} - x_i)$$
$$\theta_{i+1} = \arctan z_{i+1} / x_{i+1}$$
$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}}$$

## 2.6 Diskripsi Gunung Bromo

### 2.6.1 Informasi Umum (Kusumadinata, 1979)

- Nama Lain : Brama
- Bentuk Gunungapi : Kerucut silinder dalam kaldera
- Letak : Sukapura, Probolinggo, Jawa Timur
- Posisi Geografis : 7° 56.30' LS dan 112° 57' BT
- Tinggi di atas permukaan laut : 2329 m
- Tinggi di atas dasar kaldera : 200 m

### 2.6.2 Morfologi dan Geologi Komplek Bromo-Tengger

Pegunungan Tengger terletak dalam satu kelurusan dengan pegunungan Jembangan-Semeru berarah utara-selatan dan dikenal sebagai Komplek Tengger semeru. Komplek gunungapi ini terdiri dari beberapa kerucut gunungapi berumur Holosen. Pegunungan Jembangan yang terletak di antara pegunungan Tengger dan Semeru merupakan yang tertua.

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

Pegunungan Tengger mempunyai sejarah gunungapi yang panjang, dimulai dari 1,4 juta tahun yang lalu (Mulyadi,1992). Para ahli gunungapi menamakan pegunungan ini dengan komplek Bromo-Tengger, terdiri dari beberapa tubuh gunungapi dengan pusat erupsi utamanya membentuk busur. Pada masa pertumbuhannya kegiatan eksplosif dan efusif telah membentuk kerucut Nongkojajar (1,4 ± 0,2 juta tahun yang lalu), kerucut Ngadisari (822 ± 90 ribu tahun yang lalu), kerucut Keciri (tidak diketahui umurnya) dan kerucut Cemorolawang (144-135 ± 30 ribu tahun yang lalu).

Pada kegiatan *eksplosif* bervolume besar, kerucut-kerucut tersebut sebagian terhancurkan dan terbentuklah kaldera dengan urutan tertua ke muda sebagai berikut: kaldera Nongkojajar, kaldera Ngadisari, kaldera Keciri dan kaldera Lautan Pasir.

Kerucut Gunung Bromo merupakan satu-satunya pusat kegiatan kaldera Lautan Pasir yang masih menunjukkan aktifitas vulkaniknya sampai sekarang. Beberapa kerucut yang berada di dalam kaldera Lautan Pasir namun sudah tidak aktif lagi yaitu gunung Widodaren-Watangan, gunung Kursi, gunung Giri (Segoro Wedi Lor) dan gunung Batok.

### 2.6.3 Struktur dan Komposisi Kaldera Lautan Pasir

Kaldera Lautan Pasir yang terbentuk antara 8120-6740 ± 80 tahun yang lalu (Eddy, Dan Deden, 1998). Kaldera ini terbentuk akibat letusan besar yang menghasilkan dua aliran piroklastik yaitu Seri Ngadas dan Seri Tosari. Seri Tosari terdiri dari endapan jatuhan piroklastik tipe *plinian*, aliran piroklastik dan *base surge*, tersebar lebih kurang 360 $km^2$ ke arah barat dan tenggara. Seri Ngadas tersebar lebih

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)

kurang 280 $km^2$ ke arah tenggara, terdiri dari jatuhan tipe plinian, aliran piroklastik (diantaranya jenis *St. Vincent*) dan *surge*. *Freatomagmatisme* sangat berpengaruh pada kedua letusan besar tersebut.

Batuan vulkanik komplek Bromo-Tengger umumnya bertekstur *porfiritik* dengan masa dasar hipokristalin. *Fenokris* pada lava didominasi oleh *plagioklas*, *piroksen* dan kadang-kadang *olivin* dan mineral hitam lainya.

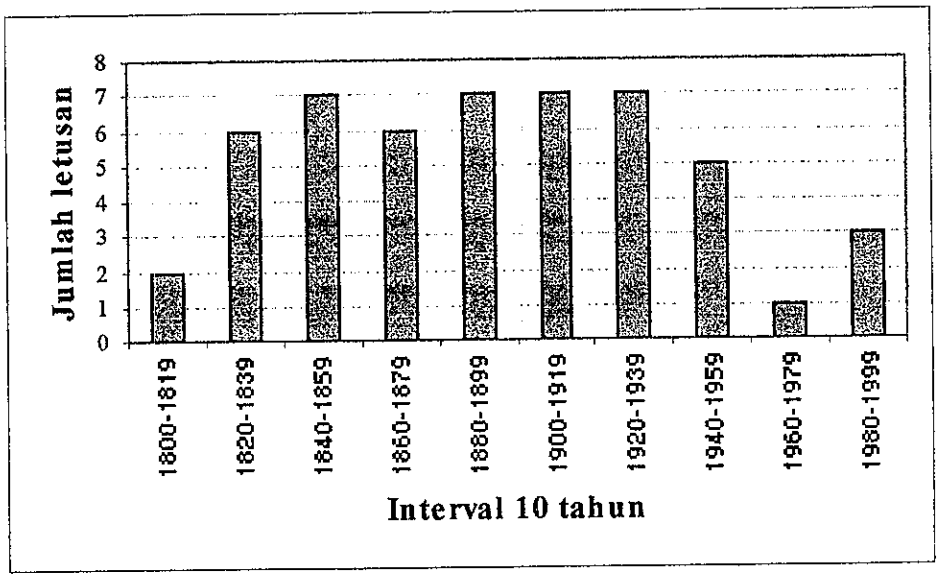
Aliran lava yang tersingkap di dasar kaldera Lautan Pasir berkomposisi *andesit*, sedangkan batuan vulkanik yang terdapat di dalam kawah aktif Gunung Bromo berkomposisi *andesit basa*.

### 2.6.4 Sejarah Kegiatan

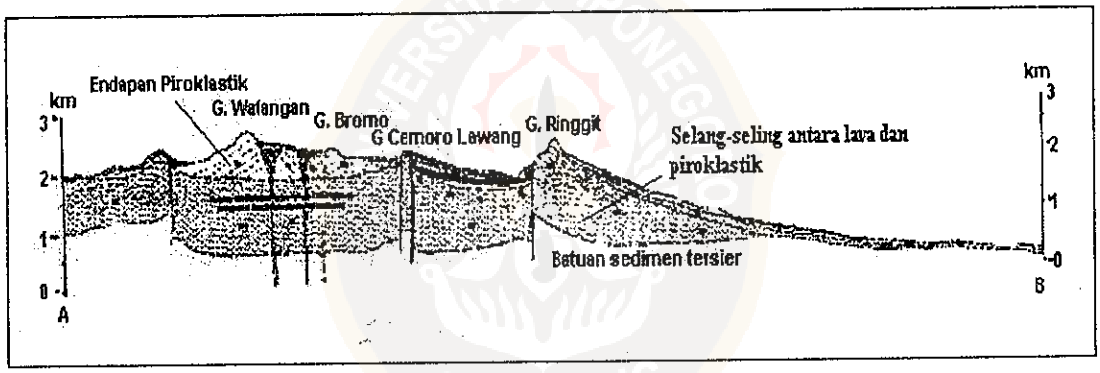
Letusan atau peningkatan vulkanik Gunung Bromo yang tercatat sejak tahun 1804 sampai 1995 telah terjadi 50 letusan. Periode erupsi dapat berlangsung pendek yaitu beberapa hari saja, tetapi dapat pula berlangsung satu bulan atau lebih secara terus menerus. Daur erupsi Gunung Bromo tidak menentu yaitu massa istirahat terpendek kurang dari satu tahun sedangkan masa istirahat terpanjang 16 tahun.

Sepanjang sejarah, setiap erupsi menyemburkan abu, pasir lapili dan kadang-kadang melontarkan bongkahan lava dan bom vulkanik, kecuali pada tahun 1980 pada dasar kawah terbentuk sumbat lava.

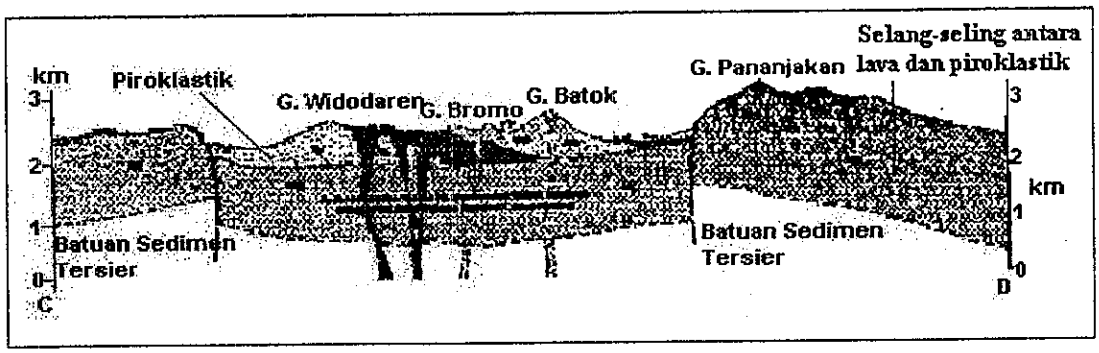
This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)




Grafik 2.1 Periode letusan Gunung Bromo (EddyDan Deden, 1998)




Gambar 2.5 Struktur Geologi Penampang A-B (Sumber: Peta Geologi Gunung Bromo, Zenudin, dkk, 1994)




Gambar 2.6 Struktur Geologi Penampang C-D (Sumber: Peta Geologi Gunung Bromo, Zenudin, dkk, 1994)

This document is Undip Institutional Repository Collection. The author(s) or copyright owner(s) agree that UNDIP-IR may, without changing the content, translate the submission to any medium or format for the purpose of preservation. The author(s) or copyright owner(s) also agree that UNDIP-IR may keep more than one copy of this submission for purposes of security, back-up and preservation. ( http://eprints.undip.ac.id)