

BAB II TEORI DASAR

2.1. Konsep Dasar Metode Magnetik

Salah satu metode geofisika yang sering digunakan sebagai survei pendahuluan pada eksplorasi batuan mineral adalah metode magnetik. Metode magnetik memiliki akurasi relatif tinggi dan pengoperasian di lapangan relatif sederhana, mudah dan cepat. Metode ini didasarkan pada perbedaan tingkat magnetisasi suatu batuan yang diinduksi oleh medan magnet bumi. Hal ini dikarenakan sifat kemagnetan suatu material berbeda-beda. Kemampuan untuk termagnetisasi tergantung dari suseptibilitas magnetik masing-masing batuan. Harga suseptibilitas ini sangat penting dalam pencarian benda anomali karena setiap jenis mineral atau mineral logam memiliki sifat yang khas (Rizky *et al.*, 2016).

2.1.1. Gaya Magnetik

Gaya magnet berbanding terbalik terhadap kuadrat jarak antara dua muatan magnetik (Charles Augustin de Coloumb, 1785). Apabila dua buah kutub magnet P₁ dan P₂ yang terpisah pada jarak r, maka persamaan gaya magnet dapat dituliskan sebagai berikut (Heningtyas, 2017) :

$$\vec{F} = \frac{1}{\mu} \frac{P_1 P_2}{r^2} \vec{r} \dots \dots \dots (1)$$

Dengan \vec{F} adalah gaya magnet pada P₁, P₂, r dalah vektor satuan berarah dari P₁ ke P₂. Muatan kutub 1 dan kutub 2 ditunjukkan oleh P₁, P₂ , dan μ adalah permeabilitas Medium magnetik (untuk ruang hampa).

Gaya magnet \vec{F} persatuan muatan P₁ didefinisikan sebagai kuat medan magnet yang terukur (H). Dengan demikian kuat medan magnet pada suatu titik berjarak r dari P₁ dapat dituliskan sebagai berikut (Telford *et al.*, 1990):

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{P_1} = \frac{1}{\mu} \frac{P_1}{r^2} \vec{r} \dots \dots \dots (2)$$

Dengan H adalah kuat medan magnet yang terukur.

Jika suatu benda termagnetisasi oleh medan magnet H , maka besar intensitas magnet (I) yang dialami benda tersebut adalah :

$$\vec{I} = k\vec{H} \dots \dots \dots (3)$$

Dimana :

k = suseptibilitas magnetik

\vec{H} = kuat medan bumi ($0.6 \text{ gauss} = 6 \times 10^{-5} \text{ T} = 6 \times 10^4 \text{ nT}$)

\vec{I} = intensitas magnetik

2.1.2. Suseptibilitas Batuan dan Mineral

Suseptibilitas magnetik adalah kemampuan suatu material termagnetisasi yang ditentukan oleh nilai suseptibilitas kemagnetan (k). Faktor yang mempengaruhi nilai suseptibilitas magnet suatu batuan adalah kandungan mineral batuan dan litologi batuan. Suatu batuan relatif memiliki suseptibilitas kemagnetan (k), jika batuan tersebut mengandung banyak mineral yang bersifat magnetik seperti Fe, Ti, O_2 . Besarnya nilai suseptibilitas batuan ditunjukkan pada persamaan berikut (Telford *et al*, 1990).

$$M = k\vec{H} \dots \dots \dots (4)$$

Tabel 1. Nilai Suseptibilitas Batuan (Telford et al, 1990)

Jenis Batuan	Suseptibilitas x 10 ⁻³ (SI)	
	Kisaran	Rata-rata
<i>Sedimentary</i>		
<i>Dolomite</i>	0-0,9	0,1
<i>Limestone</i>	0-3	0,3
<i>Sandstone</i>	0-20	0,4
<i>Shales</i>	0,01-15	0,6
<i>Av. 48 sedimentary</i>	0-18	0,9
<i>Metamorphic</i>		
<i>Amphibolite</i>	0,7	
<i>Schist</i>	0,3-3	1,4
<i>Phyllite</i>	1,5	
<i>Gneiss</i>	0,1-25	
<i>Quartzite</i>	4	
<i>Serpentine</i>	3-17	
<i>Slate</i>	0-35	6
<i>Av. 61 metamorphic</i>	0-70	4,2
<i>Igneous</i>		
<i>Granite</i>	0-50	2,5

<i>Rhyolite</i>	0,2-35	
<i>Dolorite</i>	1-35	17
<i>Augite-syenite</i>	30-40	
<i>Olivine-diabase</i>	25	
<i>Diabase</i>	1-160	55
<i>Porphyry</i>	0,3-200	60
<i>Gabbro</i>	1-90	70
<i>Basalts</i>	0,2-175	70
<i>Diorite</i>	0,6-120	85
<i>Pyroxenite</i>	125	
<i>Peridotite</i>	90-200	150
<i>Andesite</i>	160	
<i>Av. Acisic igneous</i>	0-80	8
<i>Av. Basic igneous</i>	0,5-97	25

Tabel 2. Nilai suseptibilitas mineral magnetik

Jenis Mineral-mineral	Suseptibilitas x 10 ⁻³ (SI)	
	Nilai	Rata-rata
Grapit		0,1
Kuarsa		-0,01
Batugaram		-0,01

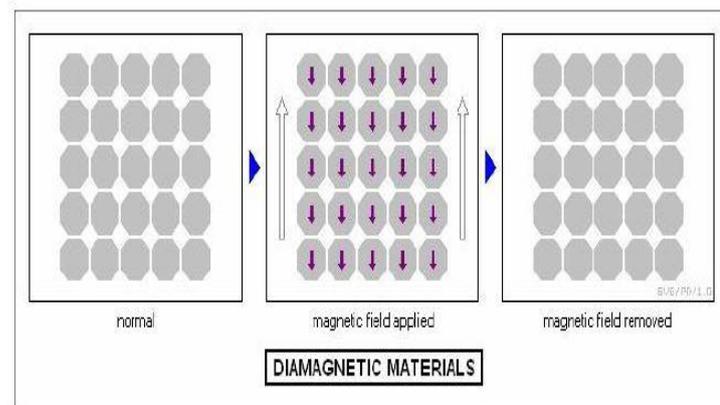
<i>Anhidrit gypsum</i>		-0,01
Kalsit	-0,001- -0,01	
Batubara		0,02
Lempung		0,2
Kalkoforit		0,4
Siserite	1-4	
Pirit	0,05	1,5
Limonit		2,5
Arsenopirit		3
Hematit	0,5-35	6,5
Kromit	3-110	7
Franklinit		430
Firhotit	1-0,006	1500
Ilmenit	300-500	1800
Magnetit	1200-19200	6000

Secara umum setiap jenis batuan mempunyai sifat dan karakteristik tertentu dalam medan magnet yang memudahkan dalam pencarian bahan-bahan tersebut, kemudian dianalisis dan diklasifikasikan sebagai berikut:

1. Diamagnetik

Batuan diamagnetik mempunyai kerentanan magnet (k) negatif dengan nilai yang sangat kecil, artinya bahwa orientasi elektron-elektron tidak memiliki spin elektron yang kosong dan menghasilkan arah medan magnet yang berlawanan dengan arah

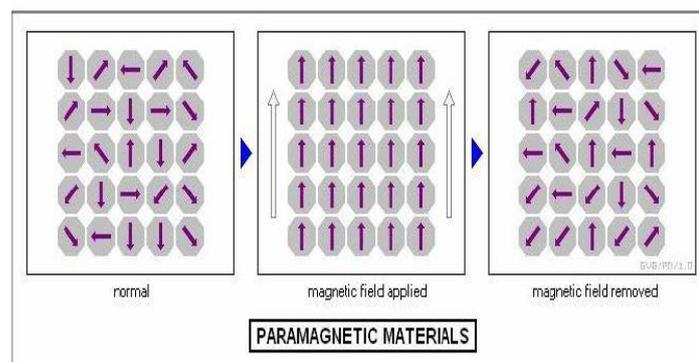
medan magnet luar. Misalnya, grafit, marmer, kuarsa, dan garam (Broto dan Thomas, 2011).



Gambar 2.1. Respon momen magnetik internal pada batuan diamagnetik ketika medan magnet luar diberikan dan dihilangkan (*madsci.org*).

2. Paramagnetik

Batuan paramagnetik mempunyai harga kerentanan magnet (k) positif dengan nilai kecil. Medan magnet pada material ini hanya ada jika termagnetisasi oleh medan magnet luar. Jika Medan yang memagnetisasi di hilangkan maka responnya juga hilang dan magnetisasinya kembali ke nol. Misalnya, batuan beku asam (Broto dan Thomas, 2011)

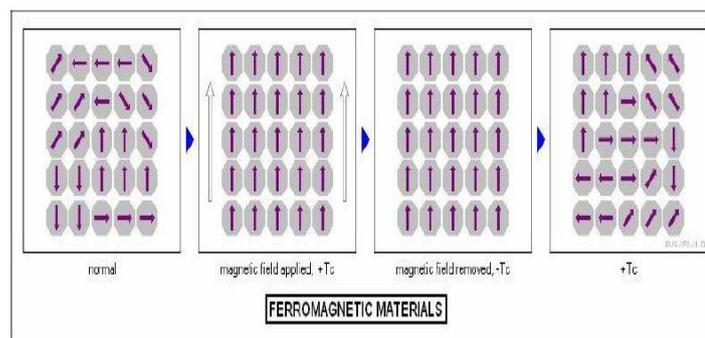


Gambar 2.2. Respon momen magnetik internal pada material paramagnetik ketika medan magnet luar diberikan dan dihilangkan (*madsci.org*)

).

3. Ferromagnetik

Batuan ferromagnetik memiliki harga kerentanan magnet (k) positif dengan nilai yang besar. Material ferromagnet adalah bahan yang sifat kemagnetannya dipengaruhi oleh temperatur, pada temperatur diatas *Temperature Curie* maka sifat kemagnetannya akan hilang. Jika termagnetisasi oleh medan magnet luar ,nilai magnetisasi material ini meningkat tajam, saat medan magnet luar nya dihilangkan maka nilai magnetisasinya juga akan hilang namun tidak serta merta menjadi nol. Ferromagnetik memiliki sisa magnetisasi saat medan yang diberi dihilangkan (Remanen Magnetisasi). Misalnya batuan beku basa dan batuan beku ultra basa (Broto dan Thomas , 2011).



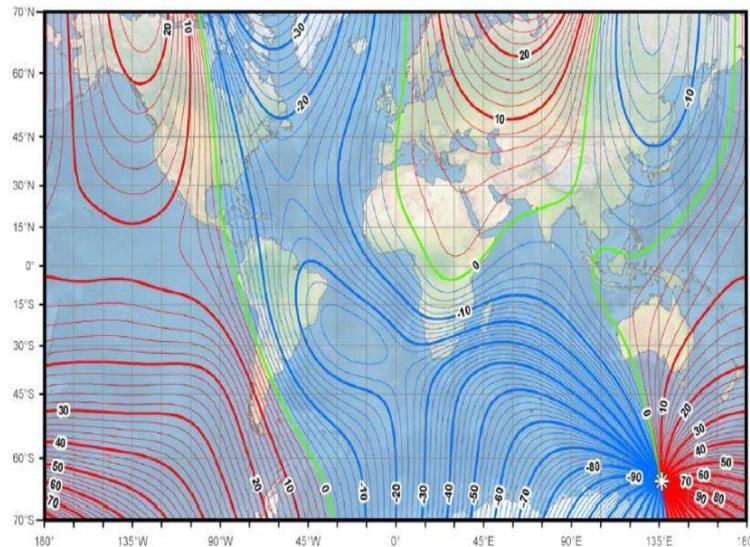
Gambar 2.3. Respon momen magnetik internal pada material ferromagnetik ketika medan magnet luar diberikan dan dihilangkan (*madsci.org*).

2.2. Medan Magnet Bumi

1. Komponen-komponen medan magnet bumi

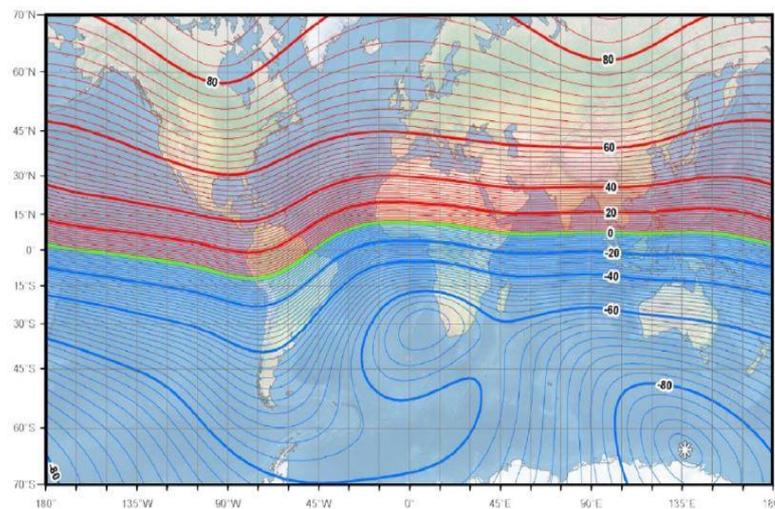
Komponen medan magnet yang berasal dari medan bumi merupakan efek yang timbul karena sifat inti bumi yang cair sehingga memungkinkan adanya gerak *relative* antara kulit bumi dengan inti bumi yang disebut sebagai efek domino. Komponen medan magnet bumi mempunyai tiga arah utama dan dinyatakan dalam koordinat kartesian yang biasa disebut dengan elemen, yaitu komponen arah Utara ,komponen arah Timur, dan komponen arah bawah atau dalam kartesian dinyatakan dalam x, y, dan z. Elemen-elemen tersebut adalah:

- a) Deklinasi (D), yaitu sudut antara Utara magnetik dengan komponen horizontal yang dihitung dari Utara menuju Timur. Deklinasi juga sering disebut sebagai variansi harian kompas.



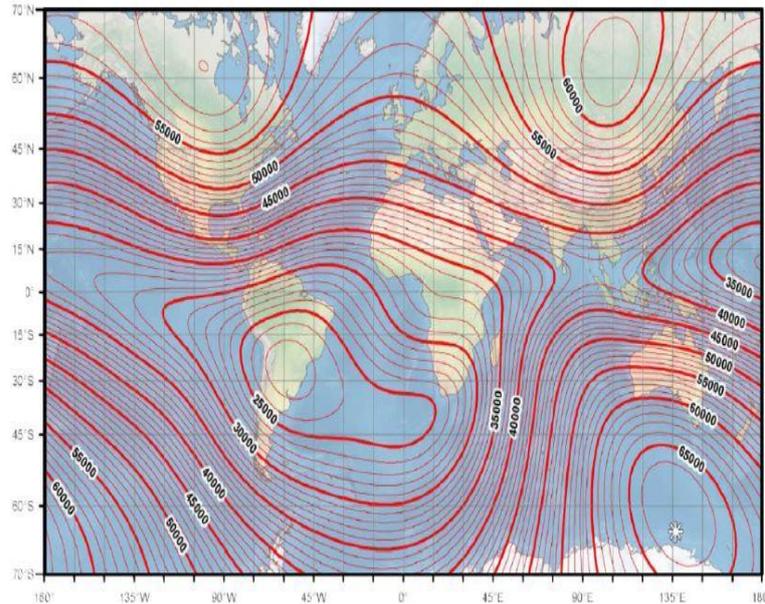
Gambar 2.4. Peta deklinasi medan magnet bumi (NOAA, 2015)

- b) Inklinasi (I), yaitu sudut antara medan magnetik total dengan bidang horizontal, yang dihitung dari bidang horizontal menuju bidang vertikal kebawah. Inklinasi juga sering disebut dengan dip.



Gambar 2.5. Peta inklinasi medan magnet bumi (NOAA, 2015)

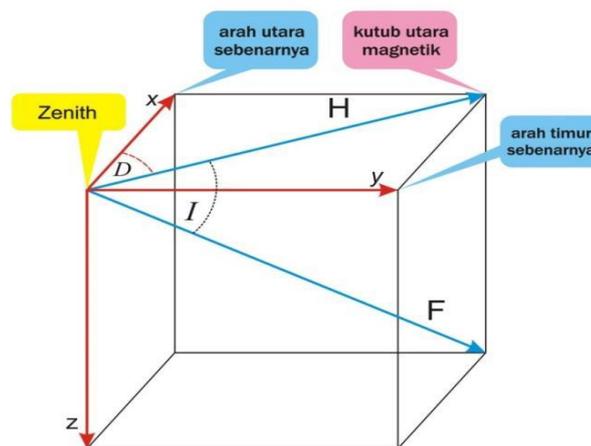
- c) Intensitas Horizontal (H), yaitu besar dari medan magnetik total pada bidang horizontal.



Gambar 2.6. Peta intensitas medan magnet bumi (NOAA, 2015)

- d) Medan Magnetik Total (F), yaitu besar dari vektor medan magnetik total.
Intensitas medan magnet bumi secara kasar antara 25.000-65.000 nT.

Hubungan dari elemen-elemen medan magnet ditunjukkan oleh Gambar 2.7



Gambar 2.7. Komponen-komponen medan magnet bumi (Telford et al, 1990).

Wilayah Indonesia yang terletak di bagian Utara ekuator mempunyai intensitas sekitar 40.000 nT, untuk wilayah Indonesia yang terletak di selatan ekuator 45.000 nT .

2. Medan magnet utama

Medan magnet utama dapat didefinisikan sebagai medan rata-rata hasil pengukuran dalam jangka waktu yang cukup lama. Proses ini tidak akan menghilangkan medan periodik yang berasal dari luar, begitu juga spektrum panjang gelombang, medan magnet utama, dan medan magnet lokal. Adanya perubahan medan magnet bumi terhadap waktu mengakibatkan ketidakseragaman nilai medan magnet bumi, sehingga untuk menyeragamkan nilai-nilai medan magnet bumi dibuatlah standar nilai yang disebut dengan *International Geomagnetism Reference Field (IGRF)*. Nilai IGRF selalu diperbaharui setiap 5 tahun sekali yang didapatkan dari hasil rata-rata pengukuran selama satu tahun pada daerah dengan luasan sekitar 1 km² (Telford *et al*, 1990).

3. Medan magnet luar

Medan magnet bumi juga dipengaruhi oleh medan magnet luar. Sumber medan magnet luar berasal dari luar bumi atau hasil ionisasi di atmosfer yang ditimbulkan oleh sinar ultraviolet dari matahari. Sumbangan medan magnet ini hanya sekitar 1% dari total bumi. Karena sumber medan luar ini berhubungan dengan arus listrik yang mengalir dalam lapisan terionisasi di atmosfer, maka perubahan medan ini terhadap waktu jauh lebih cepat. Beberapa sumber medan luar antara lain (Wahyudi, 2005):

- a) Perubahan konduktivitas listrik lapisan atmosfer dengan siklus 11 tahun.
- b) Variasi harian dengan periode 24 jam yang berhubungan dengan pasang surut matahari dan mempunyai jangkauan 30 nT.
- c) Variasi harian dengan periode 25 jam yang berhubungan dengan pasang surut matahari mempunyai jangkauan 2 nT.
- d) Badai magnet yang bersifat acak dan mempunyai jangkauan sampai dengan 1000 nT.

Badai magnet terjadi karena adanya aktivitas matahari terutama saat munculnya bintik matahari (*sunspot*). Jangkauan badai magnet bisa mencapai ratusan hingga ribuan gamma dan berlangsung dalam beberapa jam. Pengukuran saat terjadi badai magnet tidak bisa dilakukan jika menggunakan metode magnet karena besar medan magnet yang dihasilkan oleh badai tersebut dapat mengganggu pengukuran (Telford *et al*, 1990). Indikasi terjadinya badai magnet dapat dilihat dari indeks Dst (*Disturbanced strom time*). Indeks Dst adalah suatu ukuran aktivitas magnetik yang menjadi indikator terjadinya gangguan magnetik atau dikenal dengan badai geomagnet.

Tabel 3. Klasifikasi Badai Geomagnet Berdasarkan Indeks Dst (Disturbanced strom time) (Rachyant, 2009).

Intensitas Dst (nT)	Klasifikasi Dst
$-50 \leq Dst < -30$	Lemah
$-100 \leq Dst < -50$	Sedang
$-200 \leq Dst < -100$	Kuat
$Dst < -200$	Sangat kuat

4. Anomali Medan Magnet

Anomali medan magnet mempengaruhi besarnya medan magnet total hasil pengukuran. Anomali medan magnet ini dihasilkan oleh benda magnetik yang telah terinduksi sehingga benda tersebut memiliki medan magnet sendiri. Variasi medan magnetik yang terukur di permukaan merupakan target dari survei magnetik (anomali magnetik). Besarnya anomali magnetik berkisar ratusan sampai dengan ribuan nano-tesla (nT), tetapi ada juga yang lebih besar dari 100.000 nT yang berupa endapan magnetik. Anomali ini disebabkan oleh medan magnet induksi dan medan magnetik remanen. Anomali akan bertambah besar jika arah medan magnet remanen sama dengan arah medan magnet induksi, demikian juga sebaliknya. Medan magnet remanen mempunyai peranan yang besar pada magnetisasi batuan.

Sisa kemagnetan ini disebut dengan *Normal Residual Magnetism* yang merupakan akibat magnetisasi medan utama.

$$H_T = H_{obs} + H_L + H_M \dots \dots \dots (5)$$

Keterangan :

H_T = Medan Magnet Total (nT).

H_{obs} = Medan Magnet Terukur (nT).

H_L = Medan Magnet Luar Bumi (nT).

H_M = Medan Magnet Utama Bumi (nT).

5. Medan magnet lokal (Anomali)

Medan magnet lokal atau sering disebut dengan anomali medan magnet (*crustal field*) adalah medan magnet yang dihasilkan oleh anomali atau batuan termagnetisasi pada kerak bumi akibat induksi medan utama magnet bumi. Nilai anomali dapat dihitung dari pengukuran medan magnet total dikurangi medan magnet bumi melalui nilai IGRF yang sesuai dengan tempat penelitian (Telford *et al*, 1990).

2.3. Koreksi Data Anomali Magnetik

Ada beberapa cara yang dilakukan untuk mendapatkan hasil anomali magnetik. Cara yang dilakukan adalah dengan melakukan koreksi terhadap nilai intensitas magnet (H) yang didapatkan saat di lapangan. Cara yang digunakan adalah sebagai berikut ini.

- 1) Koreksi diurnal (harian) dilakukan pada masing-masing titik pengukuran berdasarkan masing-masing line. Rumus yang digunakan pada koreksi diurnal adalah sebagai berikut :

$$\Delta H = H_{total} \pm \Delta H_{harian} \dots \dots \dots (6)$$

- 2) Koreksi IGRF dilakukan dengan cara menghitung nilai medan magnet titik pengukuran berdasarkan nilai yang sudah tertera pada IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). Sebelum menentukan nilai medan magnet IGRF adalah mengubah koordinat UTM ke bentuk *longitude* dan *latitude*. Hal itu dikarenakan untuk menentukan nilai H_{igrf} harus memasukkan koordinat dalam bentuk *longitude* dan *latitude*.
- 3) Perhitungan Anomali magnet total merupakan gabungan dari anomali magnet regional dan lokal, sehingga untuk mengetahui anomali lokal, dilakukan pemisahan terhadap anomali regional dan anomali total. Menurut Telford *et al* (1990), besarnya intensitas magnet total disekitar batuan yang termagnetisasi diformulasikan sebagai berikut:

$$\Delta H = H_{total} \pm \Delta H_{harian} \pm \Delta H_{igrf} \dots \dots \dots (7)$$

2.4. Reduksi ke Kutub

Reduksi ke kutub (*Reduce to pole*) merupakan filter pengolahan data magnetik untuk menghilangkan pengaruh sudut inklinasi magnetik. Proses ini dilakukan dengan mengubah sudut inklinasi benda menjadi 90° dan deklinasinya 0°. Hal ini dilakukan karena pada kutub magnetik arah dari medan magnet bumi ke bawah dan arah dari induksi magnetisasinya ke bawah juga. Data hasil dari reduksi ke kutub ini sudah dapat dilakukan interpretasi kualitatif. Filter tersebut diperlukan karena sifat dipole anomali magnetik menyulitkan interpretasi data lapangan yang umumnya masih berpola asimetrik. Hasil dari reduksi ke kutub menunjukkan anomali magnetik menjadi satu kutub. Hal ini ditafsirkan posisi benda penyebab anomali medan magnet berada dibawahnya (Indratmoko *et al.*, 2009).

Secara umum jika magnetisasi dan medan lingkungan tidak vertikal, distribusi simetris magnetisasi akan menghasilkan kemiringan kurva anomali magnetik simetrisnya. Kompleksitas ini dapat dihilangkan dari survei magnetik menggunakan persamaan (10) dan (11). Jika diperlukan $m' = f = (0.01)$.

Dari persamaan (10),

$$\mathcal{F} = [\Delta T t] = \mathcal{F}[\Delta T] \mathcal{F}[\psi t] \dots \dots \dots (8)$$

Maka Persamaan (11),

$$\mathcal{F}[\psi t] = \frac{\theta' m \theta' f}{\theta m \theta f} \dots \dots \dots (9)$$

Akan mengubah sebuah medan anomali total yang terukur ke dalam komponen vertikal, disebabkan oleh distribusi sumber magnet yang sama dalam arah vertikal. Perubahan anomali dalam domain Fourier menjadi,

$$\mathcal{F}[\Delta T r] = \mathcal{F}[\Delta T] \mathcal{F}[\psi t] \dots \dots \dots (10)$$

Dimana:

$$\mathcal{F}[\psi t] = \frac{1}{\theta m \theta f} \dots \dots \dots (11)$$

$$= \frac{|k|}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)}, k \neq 0 \dots \dots \dots (12)$$

$$a_1 = m_z f_z - m_x f_x$$

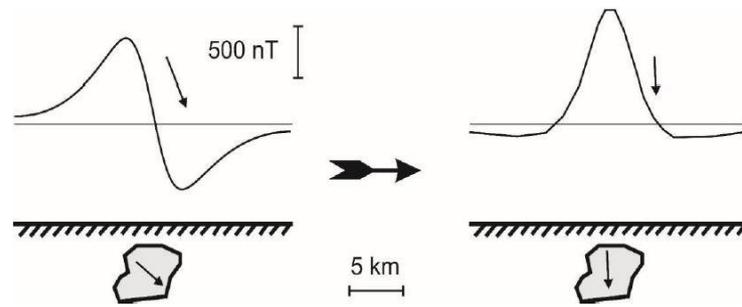
$$a_2 = m_z f_z - m_y f_y$$

$$a_3 = m_y f_x - m_x f_y$$

$$b_1 = m_x f_z + m_z f_x$$

$$b_2 = m_y f_z + m_z f_y \dots \dots \dots (13)$$

Penerapan $\mathcal{F}[\psi t]$ disebut reduksi ke kutub (Baranov dan Naudy, 1964) karena ΔT_r adalah anomali yang akan diukur pada kutub utara magnet, dimana magnetisasi diinduksi dan medan lingkungan keduanya akan diarahkan vertikal kebawah.



Gambar 2.8. Anomali medan magnet hasil reduksi ke kutub (Blakely, 1995).

Gambar diatas memproyeksikan gambaran sebelum dan sesudah direduksi ke kutub, pada gambar sebelah kiri yaitu sebelum direduksi ke kutub, anomali dipengaruhi oleh dua acuan yang mengakibatkan penggambaran anomalnya berada pada tengah-tengah antara acuan satu yang keatas dan acuan kedua yang kearah bawah. Sedangkan pada gambar sebelah kanan adalah penggambaran anomali yang sudah direduksi ke kutub dimana anomalnya hanya dipengaruhi oleh satu acuan, sehingga dapat mempermudah dalam pemodelan.

2.5. Gaussian Regional/Residual Filter

Gaussian Regional/Residual Filter merupakan filter yang digunakan untuk memisahkan antara anomali regional (anomali dalam) dengan anomali residual (anomali dangkal). Gaussian filter merupakan filter linier yang memanfaatkan distribusi data dalam matriks kernel Gauss yang secara matematis dapat di tulis sebagai :

$$G(i, j) = c \cdot e^{-\frac{(i - u)^2 + (j - v)^2}{2\sigma^2}} \dots \dots \dots (14)$$

Nilai $G(i, j)$ merupakan matriks kernel Gauss, c merupakan konstanta, sedangkan i , u , j , dan v merupakan anggota di dalam matriks dan σ merupakan suatu konstanta nilai yang disesuaikan dengan ukuran matriks kernel Gauss (Junara *et al.*, 2017).

2.6. Second vertical derivative

Second vertical derivative (SVD) bersifat sebagai *high pass filter*, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal yang dapat digunakan untuk identifikasi sesar turun atau sesar naik. Metode ini digunakan untuk memunculkan sumber-sumber anomali yang bersifat dangkal/lokal. Metode ini sangat bagus untuk mengetahui diskontinuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya adanya patahan pada suatu daerah survei. Secara teoritis metode ini diturunkan dari persamaan *Laplace* untuk anomali magnetik di permukaan yang persamaannya dapat ditulis:

$$\nabla^2 \Delta H = 0 \text{ dimana}$$

$$\nabla^2 \Delta H = \frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial z^2} \dots \dots \dots (15)$$

Sehingga persamaannya menjadi:

$$\frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial z^2} = 0 \dots \dots \dots (16)$$

$$\frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta H)}{\partial y^2} \right] \dots \dots \dots (17)$$

Untuk anomali memanjang sepanjang sumbu y, pendekatan SVD yang dapat dilakukan yaitu dengan turunan horizontal kedua data magnetik sepanjang sumbu x pada persamaan berikut (Sumintadireja *et al.*, 2018):

$$\frac{\partial^2 H_z}{\partial z^2} \approx - \frac{\partial^2 H_z}{\partial x^2} \dots \dots \dots (18)$$

SVD bersifat sebagai *highpass filter*, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi jenis patahan turun atau patahan naik (Hartati, 2012). Dalam

penentuan nilai SVD maka digunakan turunan kedua atau dilakukan dengan persamaan:

$$SVD = \frac{H_{(i-1)} - 2H_i + H_{(i+1)}}{\Delta z^2} \dots \dots \dots (19)$$

Pada data magnetik, nilai anomali akan mengalami perubahan secara vertikal yang diakibatkan karena adanya efek distribusi massa yang tidak merata secara vertikal, maka turunan keduanya akan memperlihatkan besarnya efek magnetik dari struktur-struktur yang lebih luas dan terletak jauh lebih dalam. Oleh karena itu struktur-struktur kecil/local dan samar-samar dapat diperjelas keberadaannya lebih dipertajam bentuk kurvanya dibanding struktur-struktur regional yang lebih melebar bentuknya.

Tabel 4. Operator SVD Henderson dan Zietz (1949)

Operator Filter SVD menurut Henderson dan Zietz (1949)				
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
-0.0838	-2.6667	+17.0000	-2.6667	-0.0838
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000

2.7. Forward Modeling

Pemodelan ke depan adalah pembuatan model melalui pendekatan berdasarkan geologi, medan magnet pengamatan dan medan magnet teori (IGRF) serta medan magnet harian, sehingga dapat dilakukan interpretasi berupa pemodelan bawah permukaan. Dalam interpretasi geofisika dicari suatu model yang menghasilkan

respon yang cocok dengan data pengamatan. Dengan demikian, model tersebut dianggap mewakili kondisi bawah permukaan.

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) data magnetik dilakukan dengan membuat benda anomali dengan geometri dan harga kemagnetan tertentu. Untuk memperoleh data, kesesuaian antara data teoritis (respon model) dengan data lapangan dapat dilakukan dengan proses coba-coba (*trial and error*) dengan mengubah harga parameter model (Grandis, 2009).

2.8. Pemodelan Inversi 3D

Metoda inversi merupakan cara yang digunakan untuk memperkirakan model respon magnetik yang paling cocok dengan data observasi. Untuk mencocokkan data tersebut dapat dinyatakan dengan fungsi objektif yang merupakan fungsi dari selisih antara teoritis dengan data observasi. Setiap anomali magnetik yang diamati diatas permukaan dapat dievaluasi dengan menghitung proyeksi anomali medan magnet dari arah yang ditentukan. Sumber pada lokasi yang diteliti, di *set* kedalaman sebuah *cell* ortogonal berupa mesh 3D (Li & Oldenburg, 1996). Mesh 3D diasumsikan mempunyai suseptibilitas di dalam masing-masing *cell* dan magnetik remanen diabaikan. Anomali magnetik (ΔT) pada suatu lokasi dengan berhubungan dengan suseptibilitas (k) di bawah permukaan. Secara linier dapat dituliskan dalam persamaan berikut:

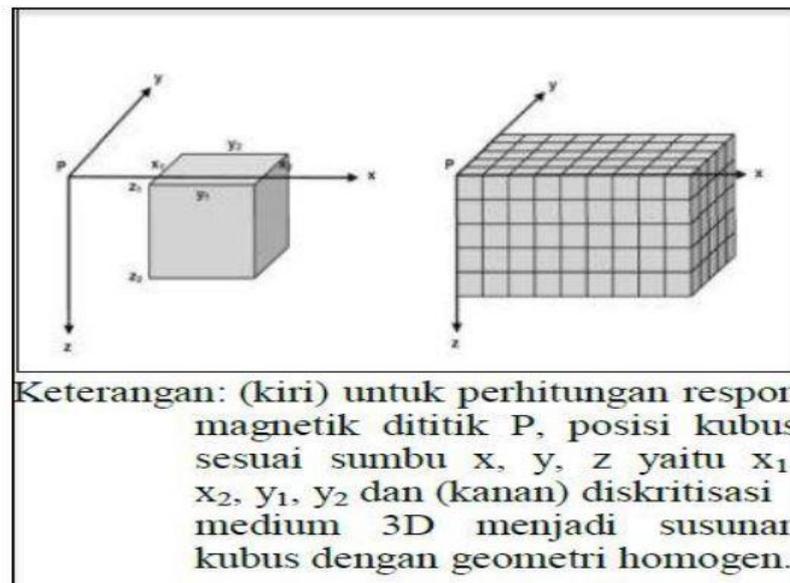
$$\Delta t = Gk \dots \dots \dots (20)$$

Dimana G merupakan matriks dengan ukuran $i \times j$:

$$G = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & \dots & G_{1j} \\ G_{12} & G_{22} & \dots & G_{2j} \\ G_{i1} & G_{i2} & \dots & G_{ij} \end{pmatrix} \dots \dots \dots (21)$$

i adalah jumlah data dan j adalah jumlah parameter model. Matriks G digunakan untuk memetakan suatu model dari data keseluruhan data pada proses inversi. Secara umum, inversi yang dilakukan pada medan anomali berbanding lurus terhadap variasi suseptibilitas pada skala linier. Data pengamatan berada di permukaan bumi pada bidang x, y . Keterangan pada gambar 2.9 yaitu pada bagian kiri untuk perhitungan respon magnetik dititik P , posisi kubus sesuai sumbu x, y, z

yaitu x_1 , x_2 , y_1 , y_2 dan z_1 adalah diskritisasi medium 3D menjadi susunan kubus dengan geometri homogen.



Gambar 2.9. Geometri model 3D bentuk prisma tegak atau kubus (Grandis, 2009).

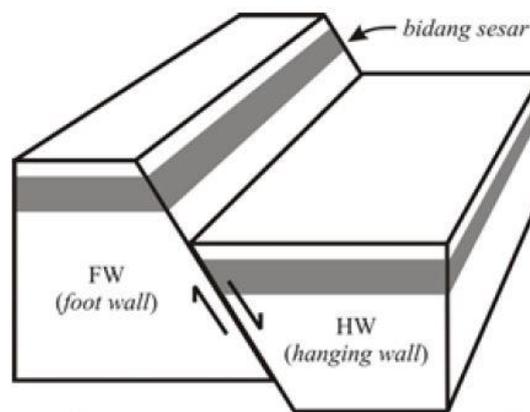
2.9. Sesar

Sebagaimana diketahui bahwa batuan-batuan yang tersingkap di muka bumi maupun yang terekam melalui hasil pengukuran geofisika memperlihatkan bentuk bentuk arsitektur yang bervariasi dari satu tempat ke tempat lainnya. Bentuk arsitektur susunan batuan di suatu wilayah pada umumnya merupakan batuan-batuan yang telah mengalami deformasi sebagai akibat gaya yang bekerja pada batuan tersebut.

Deformasi pada batuan dapat berbentuk lipatan maupun patahan atau sesar. sebagai suatu kondisi yang terjadi pada batuan terhadap respon dari gaya-gaya yang berasal dari luar Dalam ilmu geologi struktur dikenal berbagai bentuk perlipatan batuan, seperti sinklin dan antiklin. Jenis perlipatan dapat berupa lipatan simetri, asimetri, serta lipatan rebah (*overtune*), sedangkan jenis-jenis patahan adalah patahan normal (*normal fault*), patahan mendatar (*strike slip fault*), dan patahan naik (*thrust fault*).

Sesar (*fault*) merupakan bidang rekahan atau zona rekahan pada batuan yang sudah mengalami pergeseran. Sesar terjadi sepanjang retakan pada kerak bumi yang terdapat *slip* di antara dua sisi yang terdapat sesar tersebut. Bidang sesar (*fault plane*) merupakan bidang kontak antara dua blok tektonik. Pergeseran bidang

tersebut berkisar sampai ratusan kilometer. Sesar banyak terjadi pada lapisan yang keras dan rapuh. Bahan-bahan yang hancur di jalur sesar dapat memiliki ketebalan antara centimeter sampai ratusan meter. Dua unsur terpenting pada sesar adalah atap sesar (*hanging wall*) dan alas sesar (*footwall*) hal ini diperlihatkan pada Gambar 2.10 Bagian-bagian sesar. Atap sesar adalah bagian yang terdapat pada sisi atas bidang sesar, dan alas sesar merupakan bagian yang terdapat pada sisi bawah bidang sesar. Bidang sesar sendiri terjadi akibat rekahan yang mengalami pergeseran.



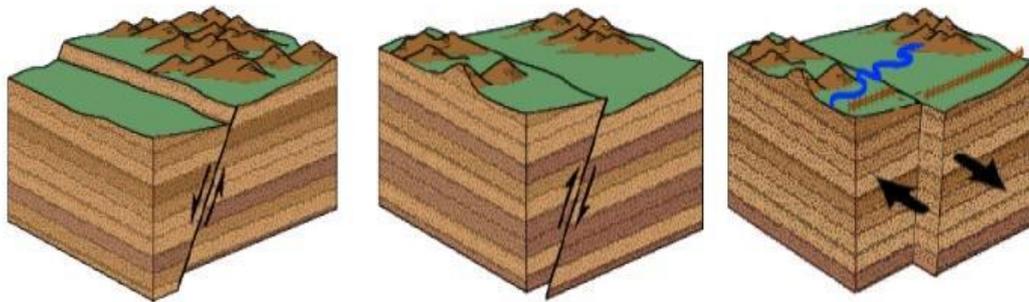
Gambar 2.10. Bagian-bagian sesar *hanging wall* dan *footwall* (Anderson, 1942 dalam Noor, 2009).

Ibrahim dan Subardjo (2005) menunjukkan ada tiga kategori utama gerakan sesar yang ditunjukkan Gambar 2.11 yaitu sesar normal atau sesar turun (*normal fault*), sesar sungkup/sesar naik (*thrust fault*) dan sesar mendatar (*strike-slip fault*).

- a. Sesar Mendatar atau Geser (*strike-slip fault*) merupakan gerakan yang relatif sejajar arah sesar. Tekanan yang terbesar adalah tekanan horizontal dengan tekanan vertikal yang kecil. Umumnya pada sesar mendatar sepanjang jejaknya bergeometri panjang, lurus atau lengkung yang cenderung memiliki daerah yang lebar dengan kecuraman yang beragam. Biasanya terdapat struktur penyerta yang khas dalam sesar ini, seperti rekahan, lipatan. Sesar mendatar ini dibedakan menjadi dua jenis berdasarkan pergerakannya, yakni sesar mendatar *dextral* dan sesar mendatar *sinistral*. Sesar mendatar *dextral* adalah sesar yang arah

pergerakan searah dengan jarum jam, sedangkan sesar mendatar *sinistral* adalah sesar mendatar yang arah pergerakannya berlawanan jarum jam.

- b. Sesar Turun (*normal faults*) adalah gerakan sesar yang relatif ke bawah terhadap blok dasar. Daerah yang memiliki sesar turun biasanya ditandai dengan adanya lembah dan lereng yang curam.
- c. Sesar Naik (*thrust fault*) adalah gerakan sesar yang relatif ke atas terhadap blok dasar. Hal ini ditunjukkan oleh gerak relatif *hanging wall* relatif naik terhadap *footwall*.



Gambar 2.11. a) Sesar turun, (b) Sesar naik, dan (c) Sesar mendatar/geser (Yulistina, 2017)

Gambar 2.10(a) dan (b) menunjukkan sesar turun dan naik. pada gambar. Secara sederhana, *footwall* adalah yang bentuknya menyerupai sepatu. Apabila *hanging wall* relatif di bawah *footwall*, maka sesar tersebut merupakan sesar turun. Sesar naik dan turun merupakan sesar yang paling umum dijumpai. Gambar 2.11(c) menunjukkan sesar geser di mana tidak ada beda ketinggian dari kedua bidang. Gaya yang membentuk sesar ini adalah gaya tekan horizontal yang tinggi dan tekanan vertikal yang rendah. Daerah di sekitar sesar ini memiliki kecuraman yang beragam. Terdapat pula struktur lain seperti rekahan, dan lipatan.