

## **BAB II**

### **TEORI DASAR**

#### **1.1. Genesa Bijih Besi**

Secara teoritis, dikenal beberapa mineral baku bijih besi yang dapat terakumulasi dan bersifat ekonomis yaitu besi oksida (magnetit, hematit, gutit/limonit), besi karbonat (siderit), besi sulfida (pirit, pirotit) dan besi silika (*chmosit*). Endapan mineral bijih besi yang terdapat di bumi dapat terbentuk secara primer maupun sekunder. Pembentukan bijih besi primer dapat terjadi akibat proses magmatik, metasomatik kontak, dan hidrotermal. Sedangkan endapan bijih sekunder terbentuk akibat proses sedimenter, residual, dan oksidasi. Mineral bijih besi di alam umumnya berbentuk senyawa oksida seperti hematit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) dan jenis batuan besi lainnya (Batemen & Jensen, 1981).

Proses terjadinya cebakan bahan galian bijih besi berhubungan erat dengan adanya peristiwa tektonik pra-mineralisasi. Akibat peristiwa tektonik, terbentuklah struktur sesar, struktur sesar ini merupakan zona lemah yang memungkinkan terjadinya proses magmatisme, yaitu intrusi magma menerobos batuan tua. Akibat adanya kontak magmatik ini, terjadilah proses rekristalisasi, alterasi, mineralisasi, dan penggantian (*replacement*) pada bagian kontak magma dengan batuan yang diterobosnya. Perubahan ini disebabkan karena adanya panas dan bahan cair (fluida) yang berasal dari aktivitas magma tersebut. Proses penerobosan magma pada zona lemah ini hingga membeku umumnya disertai dengan kontak metamorfosa. Kontak metamorfosa juga melibatkan batuan samping sehingga menimbulkan bahan cair (fluida) seperti cairan magmatik dan metamorfik yang banyak mengandung bijih.

#### **1.2. Metode Magnetik**

Metode magnetik merupakan salah satu metode geofisika yang didasarkan pada pengukuran variasi intensitas medan magnet suatu batuan yang diinduksi oleh

medan magnet bumi (Soemantri, 2003). Variasi intensitas medan magnet ini disebabkan karena distribusi material termagnetisasi di bawah permukaan bumi akibat adanya perubahan struktur geologi di bawah permukaan bumi. Kemampuan untuk termagnetisasi ini tergantung dari susceptibilitas masing-masing material. Metode ini sering digunakan untuk survei pendahuluan pada eksplorasi minyak bumi, panas bumi, pemantauan gunung api, maupun eksplorasi mineral.

Dalam proses penyelidikan medan magnet, pada dasarnya dilakukan dengan mengukur besaran magnet bumi yang ditimbulkan oleh berbagai sumber, baik pengaruh dari luar bumi maupun dari dalam bumi (Telford, 1990). Metode ini biasanya digunakan untuk mengetahui struktur bawah permukaan bumi berdasarkan sifat magnet dari material yang terkandung di dalamnya. Semakin banyak variasi intensitas medan magnet akibat perubahan struktur bawah permukaan, semakin banyak juga anomali yang dihasilkan pada saat pengukuran. Anomali hasil pengukuran metode magnetik dapat dihasilkan dari perubahan litologi, patahan, lipatan, dan topografi.

### 1.3. Teori Dasar Kemagnetan

#### 2.3.1. Gaya Magnet ( $\vec{F}$ )

Gaya magnet yang ditimbulkan oleh dua buah kutub yang terpisah pada jarak  $r$  dan memiliki muatan masing-masing  $\rho_1$  dan  $\rho_2$ , dirumuskan (Telford, 1990):

$$\vec{F} = \frac{1}{\mu_0} \frac{\rho_1 \rho_2}{r^2} \hat{r} \quad (2.1)$$

Dimana :

$\vec{F}$  = gaya *Coulomb* (N)

$r$  = jarak antara kutub  $\rho_2$  dan  $\rho_1$  (m)

$\hat{r}$  = vektor satuan

$\rho_1$  dan  $\rho_2$  = kuat kutub yaitu banyaknya muatan magnet (C)

$\mu_0$  = permeabilitas medium

Jika  $m_1$  dan  $m_2$  berbeda tanda kutub, maka gaya  $\vec{F}$  akan tarik menarik dan sebaliknya apabila sama akan tolak-menolak.

### 2.3.2. Kuat Medan Magnet ( $\vec{H}$ )

Kuat medan magnet adalah besarnya medan magnet pada suatu titik dalam ruang yang timbul akibat sebuah kutub yang berada sejauh  $r$  dari titik tersebut. Kuat medan magnet ( $\vec{H}$ ) pada suatu titik yang berjarak  $r$  dari  $m$  didefinisikan sebagai gaya per satuan kuat kutub magnet, dapat dituliskan :

$$\vec{H} = \frac{m}{\mu r^2} \hat{r} \quad (2.2)$$

Dimana :

$\vec{H}$  = kuat medan magnet ( $A^{-1}$ )

$m$  = kutub khayal yang diukur alat (m)

Kuat medan magnet yang terukur di permukaan bumi, lebih dari 90% berasal dari dalam inti bumi (*internal field*), sedangkan sisanya berasal dari luar bumi (*eksternal field*) dan dari kerak bumi yang menjadi target dalam eksplorasi geofisika. Karena kuat medan magnet dari dalam bumi merupakan bagian yang terbesar, maka medan ini sering disebut sebagai medan utama (*main field*).

### 2.3.3. Momen Magnet

Pada kenyataannya, kutub-kutub magnet selalu muncul berpasangan (dipol) dimana dua kutub berkekuatan  $+m$  dan  $-m$  dipisahkan oleh jarak  $l$ , maka momen magnetik ini didefinisikan sebagai:

$$\vec{M} = lm\hat{r}^1 \quad (2.3)$$

Dimana :

$\vec{M}$  = momen magnet (m.C)

$m$  = kutub magnet (m)

$\hat{r}^1$  = arah vektor dari kutub negatif ke kutub positif

$l$  = jarak antara dua kutub (m)

### 2.3.4. Intensitas Magnet

Bila suatu tubuh magnetik terletak dalam suatu medan magnetik eksternal, tubuh magnetik tersebut akan menjadi termagnetisasi oleh induksi. Intensitas dan arah magnetisasi/kemagnetan tubuh magnetik tersebut sebanding dengan

kuat dan arah medan magnetik yang menginduksi. Intensitas kemagnetan didefinisikan sebagai momen magnet per satuan volume.

$$\vec{I} = \frac{\vec{M}}{v} \quad (2.4)$$

Dimana :

$\vec{I}$  = intensitas kemagnetan ( $\text{Am}^{-1}$ )

$\vec{M}$  = momen magnetik (m.C)

$v$  = volume ( $\text{m}^3$ )

Karena kuat medan magnet bumi cenderung konstan, maka harga intensitas medan magnet hanya akan tergantung pada perubahan kerentanan magnet. Konsep inilah yang digunakan sebagai dasar dalam eksplorasi magnetik.

### 2.3.5. Induksi Magnet ( $\vec{B}$ )

Medan magnet yang terukur oleh magnetometer adalah medan magnet induksi, termasuk efek magnetisasinya, yang diberikan oleh persamaan (Telford, 1990).

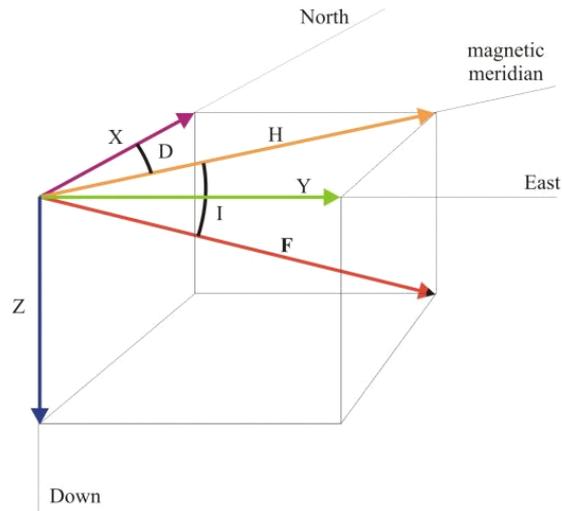
$$\vec{B} = \mu_0 (1 + k)\vec{H} \quad (2.5)$$

Dimana  $\vec{H}$  dan  $\vec{M}$  memiliki arah yang sama seperti kasus pada umumnya. Satuan SI untuk  $\vec{B}$  adalah tesla = 1 *newton/ampere* = 1  $\text{Wb/m}^2$  (Telford, 1990).

Berdasarkan persamaan tersebut, parameter suseptibilitas magnetik merupakan parameter yang sangat penting karena menyatakan derajat magnetisasi suatu benda akibat pengaruh medan magnet luar. Suseptibilitas magnetik merupakan parameter yang menyebabkan timbulnya anomali magnetik.

### 2.3.6. Medan Magnet Bumi

Medan magnet bumi terkarakterisasi oleh parameter fisis yang dapat diukur yaitu arah dan intensitas kemagnetannya. Parameter fisis tersebut adalah deklinasi magnetik, intensitas horizontal H dan intensitas vertikal Z. Dari elemen ini semua medan magnet lainnya dapat dihitung. Parameter yang menggambarkan arah medan magnetik adalah deklinasi (D) dan inklinasi (I).



**Gambar 2.1** Komponen medan magnet bumi (Telford, 1990).

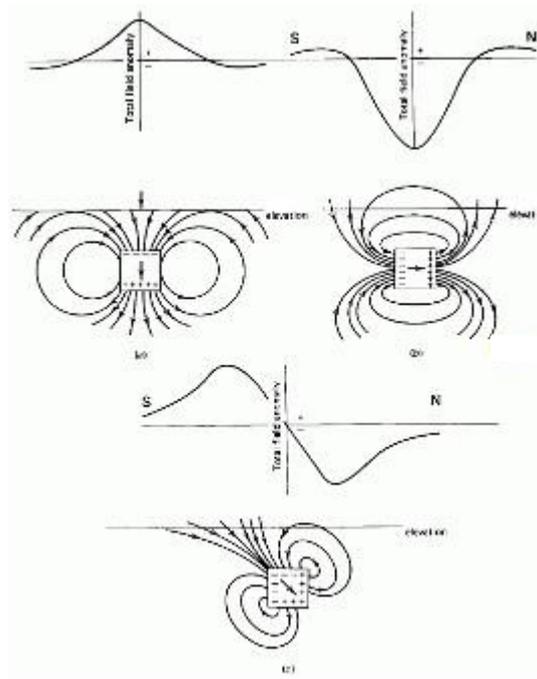
Keterangan:

- Deklinasi (D), yaitu sudut yang dibentuk antara utara geografis dengan utara magnetik.
- Inklinasi (I), yaitu sudut yang dibentuk antara medan magnetik total dengan bidang horizontal yang dihitung dari bidang horizontal menuju bidang vertikal ke bawah.
- Intensitas horizontal (B), yaitu besar medan magnetik total pada bidang horizontal.

Dalam pengukuran kuat medan magnet bumi, grafik anomali medan magnet yang dihasilkan akan bergantung pada nilai inklinasi medan magnet daerah pengukuran. Jika sudut inklinasi bernilai  $0^0$  (ekuator), grafik respon anomali magnet yang dihasilkan akan berkebalikan dengan nilai medan magnet total yang sebenarnya. Dengan kata lain, jika nilai kuat medan magnet tinggi, maka nilai terendah respon anomali magnetnya menunjukkan keterdapatn batuan atau mineral magnetik tinggi di bawahnya, sedangkan respon anomali magnetik tinggi menunjukkan adanya batuan dengan nilai magnetik rendah di bawahnya.

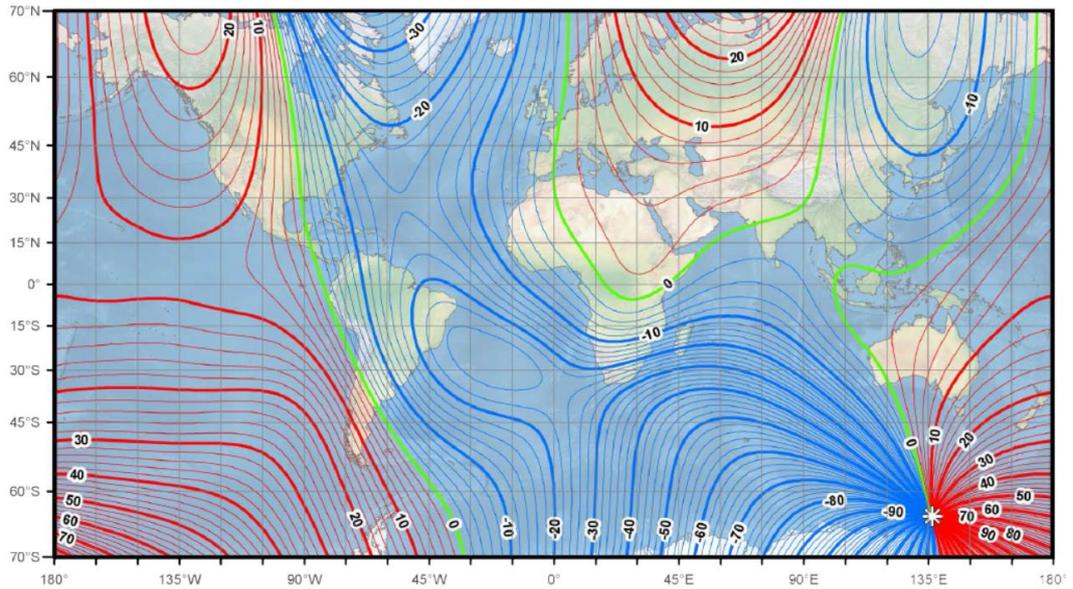
Jika sudut inklinasi bernilai  $90^0$  (kutub), grafik respon anomali magnet yang dihasilkan akan sesuai dengan nilai medan magnet total yang sebenarnya. Nilai

kuat medan magnet tinggi akan memiliki nilai respon anomali magnet yang tinggi juga dan menunjukkan keterdapatan batuan atau mineral magnetik tinggi di bawahnya, sedangkan respon anomali magnetik rendah menunjukkan adanya batuan dengan nilai magnetik rendah di bawahnya. Respon anomali magnetik dapat terlihat seperti Gambar 2.2.

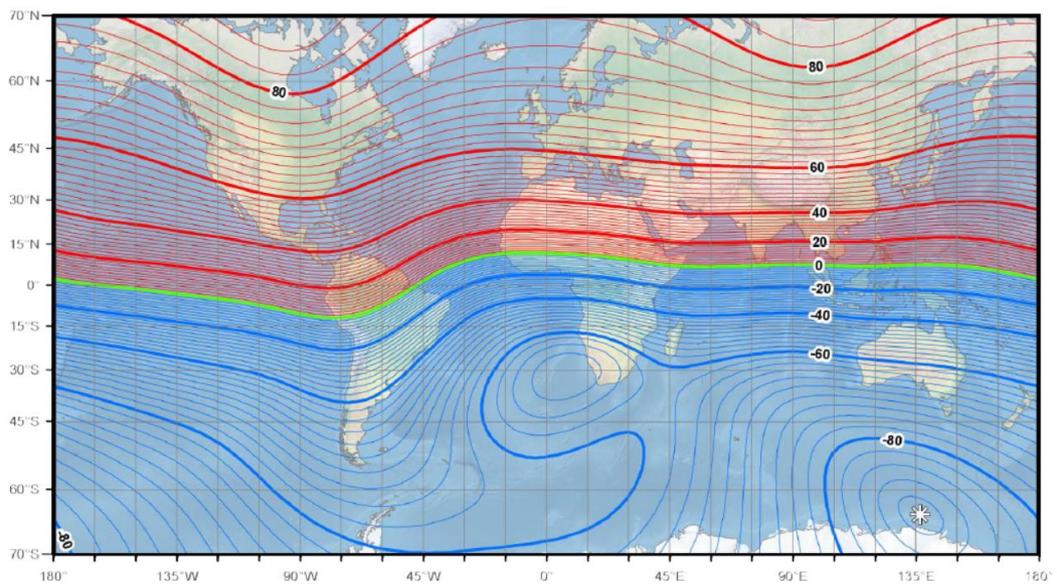


**Gambar 2.2** Ilustrasi induksi medan magnet bumi dan respon nilai anomali magnetik dengan sudut inklinasi yang berbeda (Telford, 1990).

Besar nilai deklinasi dan inklinasi medan magnet bumi pada tahun 2015 sebagai referensi dalam penelitian ini menurut *NOAA National Geophysical Data Center* diperlihatkan pada Gambar 2.3 dan 2.4.

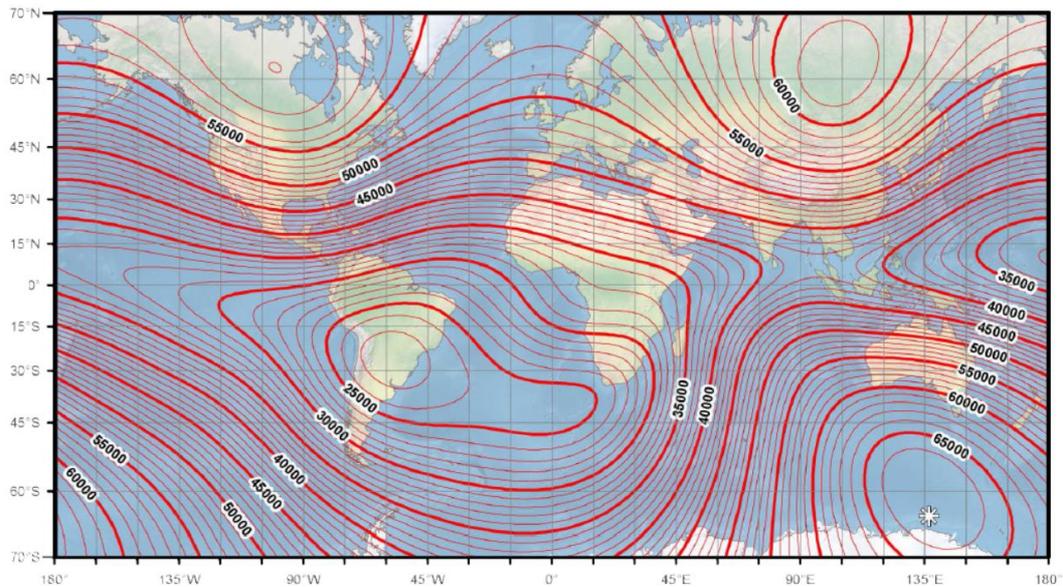


**Gambar 2.3** Peta deklinasi medan magnet bumi (NOAA, 2015)



**Gambar 2.4** Peta inklinasi medan magnet bumi (NOAA, 2015)

Medan magnet utama berubah terhadap waktu sehingga untuk menyeragamkan nilai-nilai medan utama dibuat standard nilai yang disebut dengan *International Geomagnetism Reference Field (IGRF)* dan diperbaharui tiap lima tahun sekali. Nilai IGRF tersebut diperoleh dari hasil pengukuran rata-rata pada daerah luasan sekitar satu juta km yang dilakukan dalam waktu satu tahun.



**Gambar 2.5** Peta intensitas medan magnet bumi (NOAA, 2015)

Intensitas medan magnet bumi secara kasar antara (25.000-65.000) nT. Untuk wilayah Kota Bayog yang terletak di garis ekuator magnet bumi, nilai intensitasnya sekitar 39.582 nT.

#### 1.4. Suseptibilitas Batuan

Intensitas induksi magnetik akan bergantung dari nilai suseptibilitas magnetik batuan, gaya magnet, serta intensitas permanen berdasarkan kejadian pada sejarah geologinya. Besaran ini digunakan dalam metode magnetik untuk menentukan tingkat pengaruh medan magnet terhadap suatu benda. Harga  $k$  pada batuan semakin besar apabila dalam batuan semakin banyak dijumpai mineral-mineral yang bersifat magnetik (Telford, 1990).

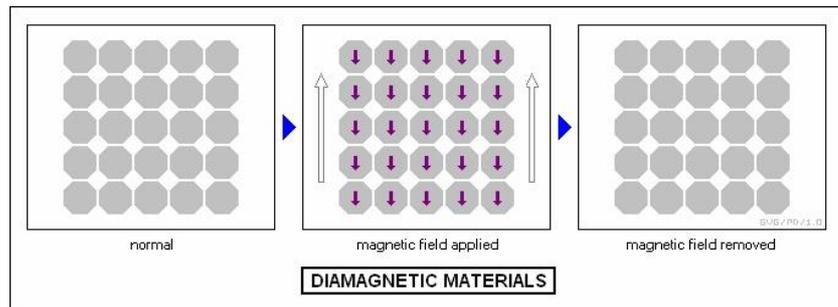
Berdasarkan proses terjadinya, magnet dibagi dalam 2 jenis yaitu:

- Magnet induksi, bergantung pada suseptibilitasnya dan menyebabkan anomali pada medan magnet bumi.
- Magnet permanen, bergantung pada sejarah pembentukan batuan (Jensen & Mackintosh, 1991).

Berdasarkan nilai suseptibilitas, material penyusun litologi bumi dibagi menjadi:

### 3.4.1. Diamagnetik

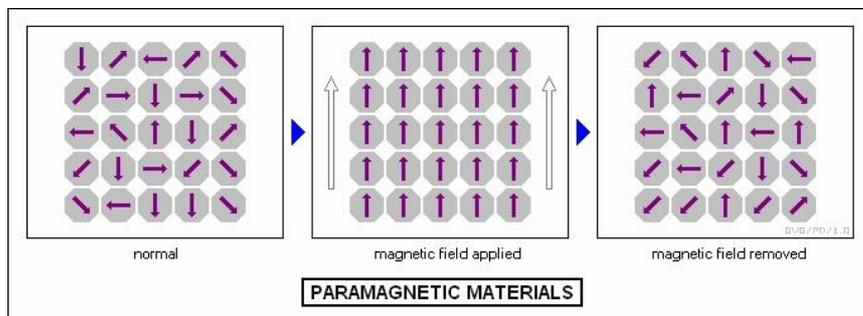
Batuan diamagnetik memiliki suseptibilitas ( $k$ ) negatif dan kecil, serta tidak bergantung pada medan magnet luar. Apabila medan magnet dihilangkan, maka momen magnetnya akan kembali nol. Contoh: bismut, grafit, gipsum, marmer, kuarsa, garam.



**Gambar 2.6** Respon momen magnetik internal pada batuan diamagnetik ketika medan magnet luar diberikan dan dihilangkan (*madsci.org*).

### 2.4.2. Paramagnetik

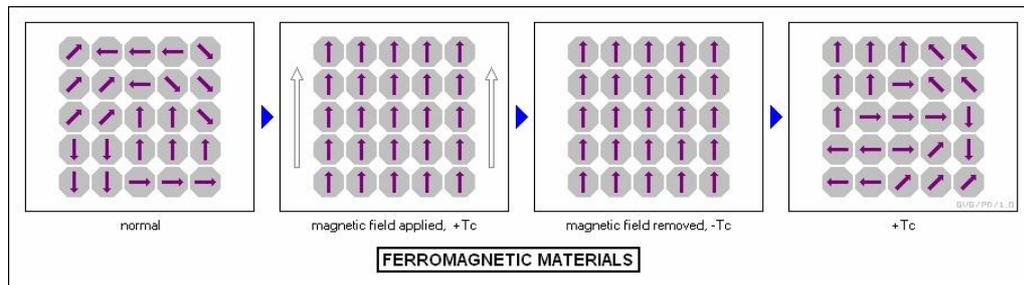
Batuan paramagnetik memiliki suseptibilitas ( $k$ ) positif dan sedikit lebih besar dari satu, serta bergantung pada temperatur. Apabila medan magnet luar dihilangkan, maka momen magnetnya akan kembali acak. Contoh: piroksen, olivin, garnet, biotit, amfibolit, dan lain-lain.



**Gambar 2.7** Respon momen magnetik internal pada material paramagnetik ketika medan magnet luar diberikan dan dihilangkan (*madsci.org*).

### 2.4.3. Ferromagnetik

Batuan ferromagnetik memiliki suseptibilitas ( $k$ ) positif dan jauh lebih besar dari satu, serta bergantung pada temperatur. Saat medan magnet luar dihilangkan, momen magnet tidak kembali acak. Apabila dipanaskan pada *temperature currie*, sifat ferromagnetik akan hilang dan momen magnetiknya kembali acak. *Temperature Currie* ( $T_c$ ) adalah temperatur tertinggi dimana sifat ferromagnetiknya masih bisa dipertahankan. Contoh: besi, nikel, kobalt.



**Gambar 2.8** Respon momen magnetik internal pada material ferromagnetik ketika medan magnet luar diberikan dan dihilangkan (*madsci.org*).

Tabel 2.1. Suseptibilitas batuan dan mineral (Telford, 1990).

Jenis	Suseptibilitas ( $\times 10^3$ ) (SI)	
	Range	Rata-Rata
<b>Batuan Sedimen</b>		
Dolomit	0 – 0.9	0.1
Batugamping	0 – 3	0.3
Batupasir	0 – 20	0.4
Serpilh	0.01 – 15	1.6
<b>Batuan Metamorf</b>		
Amfibolite		0.7
Sekis	0.3 – 3	1.4
Filit		1.5
Gneiss	0.1 – 25	
Kuarsit		4
Serpentine	3 - 17	
Sabak	0 – 35	6

<b>Batuan Beku</b>		
Granit	0 – 50	2.5
Riolit	0.2 – 35	
Dolorit	1 – 35	17
Augite-syenite	30 – 40	
Olivine-diabase		25
Diabase	1 – 160	55
Porfiri	0.3 – 200	60
Gabro	1 – 90	70
Basalt	0.2 – 175	70
Diorit	0.6 – 120	85
Pirokserit		125
Peridotit	90 – 200	150
Andesit		160
<b>Mineral-Mineral</b>		
Grafit		0.1
Kuarsa		-0.01
Batu garam		-0.01
Kalsit	-0.001 - -0.01	
Batubara		0.02
Lempung		0.2
Kalkopirit		0.4
Siderit	1 – 4	
Pirit	0.05 – 5	1.5
Limonit		2.5
Arsenopirit		3
Hematit	0.5 – 35	6.5
Kromit	3 – 110	7
Ilmenit	300 – 3500	1800
Magnetit	1.2 – 0.00192	6000

### 1.5. Koreksi Variasi Harian

Koreksi variasi harian merupakan penyimpangan nilai medan magnetik bumi akibat adanya perbedaan waktu dan efek radiasi matahari dalam satu hari. Koreksi ini dilakukan dengan cara merekam variasi medan magnetik di *base station* pada saat awal dan akhir pengukuran. Koreksi ini digunakan untuk menghilangkan medan magnet eksternal yang terekam pada saat pengukuran. Apabila nilai variasi harian bernilai negatif, maka koreksi harian akan dilakukan dengan cara menambahkan nilai variasi harian yang terekam pada waktu tertentu terhadap data medan magnetik yang akan dikoreksi. Sebaliknya apabila variasi harian bernilai positif, maka koreksinya dilakukan dengan cara mengurangi nilai variasi harian yang terekam pada waktu tertentu terhadap data medan magnetik yang akan dikoreksi, dapat dituliskan dalam persamaan:

$$\Delta H = H_{total} \pm \Delta H_{harian} \quad (2.6)$$

### 1.6. Koreksi IGRF

Data hasil pengukuran medan magnetik pada dasarnya adalah kontribusi dari tiga komponen dasar, yaitu medan magnetik utama bumi, medan magnetik luar dan medan anomali. Nilai medan magnetik utama tidak lain adalah nilai IGRF. Jika nilai medan magnetik utama dihilangkan dengan koreksi harian, maka kontribusi medan magnetik utama dihilangkan dengan koreksi IGRF. Koreksi IGRF dapat dilakukan dengan cara mengurangi nilai IGRF terhadap nilai medan magnetik total yang telah terkoreksi harian pada setiap titik pengukuran pada posisi geografis yang sesuai. Persamaan koreksinya (setelah dikoreksi harian) dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\Delta H = H_{total} \pm \Delta H_{harian} \pm IGRF \quad (2.7)$$

### 1.7. Analisis Spektral

Analisis Spektral dilakukan dengan cara mentransformasi Fourier lintasan yang telah ditentukan. Secara umum, suatu Transformasi Fourier adalah menyusun

kembali/mengurai suatu bentuk gelombang sembarang ke dalam gelombang sinus dengan frekuensi bervariasi dimana hasil penjumlahan gelombang-gelombang sinus tersebut adalah bentuk gelombang aslinya. Untuk analisis lebih lanjut, amplitudo gelombang-gelombang sinus tersebut ditampilkan sebagai fungsi dari frekuensinya.

Analisis Spektral satu dimensi, data anomali medan magnetik yang terdistribusi pada suatu penampang lintang (*cross section*) dapat diekspansi dalam Deret Fourier (Blakely, 1995), yaitu:

$$\Delta T(x_i) = \sum_{n=0}^N \lambda_n \left( A_n \cos \frac{n\pi x_i}{L} + B_n \sin \frac{n\pi x_i}{L} \right) \quad (2.8)$$

Dengan :

$n = 0, 1, 2, 3, \dots$

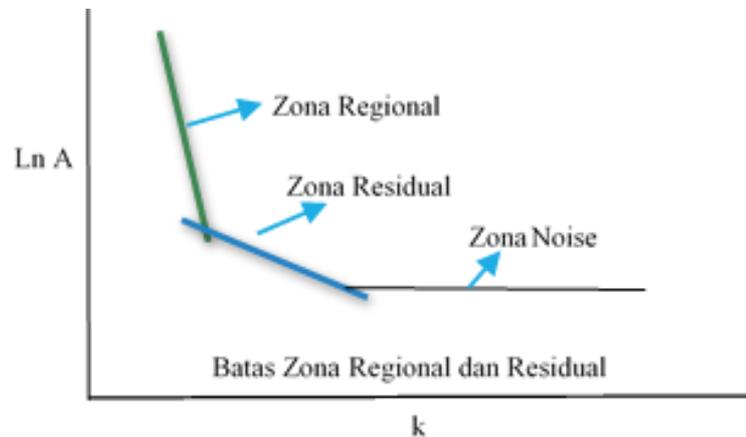
$L =$  setengah panjang interval cuplik

$N =$  jumlah maksimum data pada arah  $x$

$x_i =$  interval cuplik dalam arah  $x$

$\lambda_n = 1/2$  untuk  $n = 0$  dan  $1$  untuk  $n > 0$

$A_n =$  koefisien suku kosinus



**Gambar 2.9** Grafik Analisis Spektral.

Pada Gambar 2.9, dapat dilakukan perhitungan untuk menentukan nilai *cutoff* yang akan digunakan saat proses *Upward Continuation* dengan menggunakan persamaan berikut :

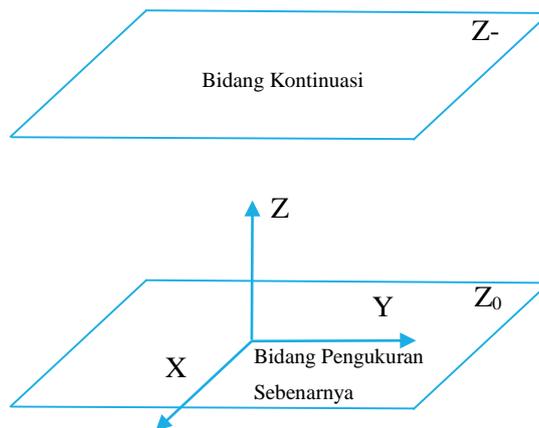
$$Regional = \frac{1}{k} \times 1000m \quad (2.9)$$

$$Residual = \frac{1}{k} \times 1000m \quad (2.10)$$

K = bilangan gelombang

### 1.8. Kontinuasi ke Atas (*Upward Continuation*)

Suatu proses pengubahan data medan potensial yang diukur pada suatu bidang permukaan, menjadi data yang seolah-olah diukur pada bidang permukaan lebih ke atas disebut kontinuasi ke atas. Metode ini juga merupakan salah satu metode yang sering digunakan karena dapat mengurangi efek dari sumber anomali dangkal, yang diilustrasikan pada Gambar 2.10.



**Gambar 2.10** Ilustrasi kontinuasi ke atas (Telford, 1990).

Perhitungan harga medan potensial di setiap titik observasi pada bidang hasil kontinuasi ( $Z_-$ ) dapat dilakukan dengan menggunakan persamaan berikut (Telford, 1990):

$$Z(x, y, z) = \frac{|z|}{2\pi} \cdot \int_{-a}^a \int_{-a}^a \frac{Z(x', y', z')}{R^2} dx' dy' \quad (2.11)$$

Dimana,  $Z(x, y, z)$  adalah harga medan potensial pada bidang kontinuasi (pengangkatan),  $z$  adalah jarak atau ketinggian pengangkatan,  $Z(x', y', z')$  adalah

harga medan potensial pada bidang observasi sebenarnya ( $z=0$ ), dan  $R=(|x-x'|^2+|y-y'|^2+z^2)$ . Dalam penerapan persamaan-persamaan yang masih dalam bentuk domain spasial sulit untuk diimplementasikan karena harus diketahui dengan pasti harga medan potensial disetiap titik pada bidang hasil pengangkatan. Persamaan empiris yang lebih sederhana untuk kontinuitas ke atas (*Upward Continuation*) berikut:

$$Z(-h) = \sum_{i=0}^{10} Z(r_i) \cdot K(r_i, h) \quad (2.12)$$

Dimana:

$Z(-h)$  = Medan potensial pada posisi  $h$  (hasil kontinuitas),

$Z(r_i)$  = Rata-rata medan potensial pada jarak  $r$  untuk  $Z=0$ ,

$K(r_i, h)$  = adalah Koefisien kontinuitas ke atas

*Upward Continuation* dianggap sebagai *filter* bersih karena hampir tidak menghasilkan efek samping yang mungkin memerlukan penerapan *filter* atau proses lain untuk memperbaikinya. Karena itu, sering digunakan untuk menghilangkan atau meminimalkan efek dari sumber dangkal dan *noise* di *grid*.

### 1.9. Prinsip Pemodelan Inversi 3 Dimensi

Metode inversi digunakan untuk memperkirakan model respon magnetik yang paling cocok dengan data observasi. Dapat dinyatakan dengan fungsi objektif yang merupakan fungsi dari selisih antara teoritis dengan data observasi.

Setiap anomali magnetik yang diamati di atas permukaan dapat dievaluasi dengan menghitung proyeksi anomali medan magnet dari arah yang ditentukan. Sumber pada lokasi yang diteliti, di *set* ke dalam sebuah *cell orthogonal* berupa *mesh* 3D (Li and Oldenburg, 1996). *Mesh* 3D diasumsikan mempunyai susceptibilitas di dalam masing-masing *cell* dan magnetik remanen diabaikan. Anomali magnetik ( $\Delta T$ ) pada suatu lokasi berhubungan dengan susceptibilitas ( $k$ ) di bawah permukaan. Secara linier dapat dituliskan dalam persamaan berikut:

$$\Delta t = G \cdot k \quad (2.13)$$

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

$$G = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & \dots & G_{1j} \\ G_{21} & G_{22} & \dots & G_{2j} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ G_{i1} & G_{i2} & \dots & G_{ij} \end{pmatrix} \quad (2.14)$$

$i$  adalah jumlah data dan  $j$  adalah jumlah parameter model. Matriks  $G$  digunakan untuk memetakan suatu model dari keseluruhan data pada proses inversi. Secara umum, inversi yang dilakukan pada medan anomali berbanding lurus terhadap variasi suseptibilitas pada skala linier.