

Skripsi Geofisika

**DISTRIBUSI RESISTIVITAS LAPISAN BAWAH PERMUKAAN
BERDASARKAN DATA MAGNETOTELLURIK DAN IMPLIKASINYA
TERHADAP MODEL KONSEPTUAL SISTEM PANAS BUMI, STUDI
KASUS LAPANGAN AFD, JAWA BARAT**



DISUSUN OLEH:

WILDA WAHYU RAHMADHANI

H061181311

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR**

2023

HALAMAN JUDUL

**Distribusi Resistivitas Lapisan Bawah Permukaan Berdasarkan Data
Magnetotellurik dan Implikasinya Terhadap Model Konseptual Sistem
Panas Bumi, Studi Kasus Lapangan AFD, Jawa Barat**

SKRIPSI

Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar sarjana sains pada

Departemen Geofisika

Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Universitas Hasanuddin

OLEH:

WILDA WAHYU RAHMADHANI

H061181311

DEPARTEMEN GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2023

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Wilda Wahyu Rahmadhani
NIM : H061181311
Program Studi : Geofisika
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul:

**“DISTRIBUSI RESISTIVITAS LAPISAN BAWAH PERMUKAAN
BERDASARKAN DATA MAGNETOTELLURIK DAN IMPLIKASINYA
TERHADAP MODEL KONSEPTUAL SISTEM PANAS BUMI, STUDI
KASUS LAPANGAN AFD, JAWA BARAT”**

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambil alihan tulisan orang lain. Skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan Skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 26 Januari 2023

Yang menyatakan,



WILDA WAHYU RAHMADHANI

HALAMAN PENGESAHAN

**DISTRIBUSI RESISTIVITAS LAPISAN BAWAH PERMUKAAN
BERDASARKAN DATA MAGNETOTELLURIK DAN IMPLIKASINYA
TERHADAP MODEL KONSEPTUAL SISTEM PANAS BUMI, STUDI
KASUS LAPANGAN AFD, JAWA BARAT**

Disusun dan Diajukan oleh:

WILDA WAHYU RAHMADHANI

H061181311

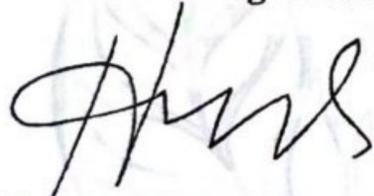
Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian Sidang yang dibentuk dalam rangka Penyelesaian Program Sarjana Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin

Pada 26 Januari 2023

Dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama



Dr. Muhammad Hamzah, S.Si. MT
NIP. 196912311997021002

Pembimbing Pertama



Dra. Maria, S.Si
NIP. 196307281991032002

**Ketua Departemen Geofisika
Fakultas Matematika Dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Hasanuddin Makassar**



Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng
NIP. 196709291993031003

ABSTRAK

Metode magnetotellurik (MT) merupakan salah satu metode geofisika pasif yang memanfaatkan gelombang elektromagnetik alami untuk mengukur medan magnet (**H**) dan medan listrik (**E**) secara fluktuatif untuk mengetahui struktur tahanan jenis bawah permukaan. Penelitian ini dilakukan pada lapangan panas bumi “AFD” sebanyak 31 titik pengukuran yang berada pada busur magmatik Sunda di Zona Selatan yang dikontrol oleh aktivitas subduksi sehingga keterdapatan manifestasi permukaan berupa air panas dan fumarol tersebar di sekitar daerah penelitian yang diduga keterdapatan sistem panas bumi. Oleh karena itu, penelitian ini dilakukan untuk mengetahui geometri dan kedalaman sistem panas bumi serta model konseptual berdasarkan data magnetotellurik. Data magnetotellurik dilengkapi dengan data *time domain electromagnetic* yang digunakan untuk meminimalisir *noise* sehingga didapatkan data yang lebih baik, Pemodelan data magnetotellurik dilakukan secara 1D dan 2D dengan menggunakan software *Geotools*. Pada metode magnetotellurik terdapat tiga modus pengukuran yaitu mode *Transverse Electric* (TE), mode *Transverse Magnetic* (TM) dan mode *Invariant* (INV). Pemodelan 1D dengan ketiga mode menghasilkan kurva nilai tahanan jenis terhadap kedalaman dengan interval 2 – 500 ohm.m. Sedangkan pemodelan inversi 2D dilakukan berdasarkan hasil mode *Invariant* dengan membuat *cross section* yang terbagi menjadi 4 profil lintasan. Berdasarkan hasil pemodelan 1D dan 2D, didapatkan karakteristik nilai tahanan jenis yang kontras, dimana nilai tahanan jenis rendah diinterpretasikan sebagai lapisan penudung atau *clay cap* dengan kisaran < 6 ohm.m berada pada elevasi 1000 mdpl cenderung dekat dengan permukaan, nilai tahanan jenis sedang yaitu berkisar antara 6 – 55 ohm.m yang diinterpretasikan sebagai reservoir dengan ketebalan yang lebih bervariasi dan nilai tahanan jenis tinggi yang diinterpretasikan sebagai lapisan resistif dengan kisaran 55 – 500 ohm.m pada elevasi > 2000 mdpl yang diperkirakan sebagai sumber panas (*heatsource*). Berdasarkan nilai tahanan jenisnya, lapisan penudung (*clay cap*) pada daerah penelitian tersusun atas batuan breksi, tuf dan lempung. Reservoir tersusun atas batu pasir dan *heat source* tersusun atas batuan beku dan batuan metamorf.

Kata kunci: magnetotellurik, *time domain electromagnetic*, sistem panas bumi, model konseptual, *Geotools*

ABSTRACT

The magnetotelluric (MT) method is a passive geophysical method that utilizes natural electromagnetic waves to measure fluctuating magnetic (H) and electric (E) fields to determine the structure of subsurface. This research was conducted at the "AFD" geothermal field with 31 measurement points located in the Sunda magmatic arc in the South Zone which is controlled by subduction activity so that there are surface displays in the form of hot springs and fumaroles scattered around the research area which are suspected of containing geothermal systems. Therefore, this research was conducted to determine the geometry and depth of the geothermal system as well as conceptual models based on magnetotelluric data. Magnetotelluric data is equipped with time-domain electromagnetic data that minimizes noise, so that better data is obtained. Magnetotelluric data modeling was carried out in 1D and 2D using Geotools software. In the magnetotelluric method, there are three measurement modes: Transverse Electric (TE) mode, Transverse Magnetic (TM) mode, and Invariant (INV) mode. 1D modeling with the third mode produces a curve of resistivity versus depth at intervals of 2 – 500 ohm.m. Meanwhile, 2D inversion modeling is based on the results of the Invariant mode by creating a cross-section divided into 4 track profiles. Based on the results of 1D and 2D modeling, the characteristics of the resistivity values are contrasted, where the low specific comfort value is interpreted as a covering layer or clay cap with a range of < 6 ohm.m at an altitude of 1000 mdpl tends to be close to the surface, moderate resistivity values range 6 – 55 ohm.m which is interpreted as a reservoir with a more varied thickness and high specific resistance value which is interpreted as a resistive layer with a range of 55 – 500 ohm.m at an altitude of > 2000 mdpl which is estimated as a heat source. Based on its resistivity value, the clay cap in the study area is composed of breccia, tuff, and clay. The reservoir is composed of sandstone and the heat source is composed of igneous and metamorphic rocks.

Keywords: *magnetotelluric, time domain electromagnetic, geothermal system, conceptual model, Geotools*

KATA PENGANTAR



Assalamualaikum Warahmatullahi Wabarakatuh

Alhamdulillah rabbil'alamin, segala puji syukur bagi Allah SWT atas segala rahmat dan hidayahnya yang telah diberikan kepada penulis sehingga dapat menyelesaikan skripsi ini yang berjudul “**Distribusi Resistivitas Lapisan Bawah Permukaan Berdasarkan Data Magnetotellurik dan Implikasinya Terhadap Model Konseptual Sistem Panas Bumi, Studi Kasus Lapangan AFD, Jawa Barat**”.

Salawat serta salam sennatiasa semoga tercurah kepada Nabi Muhammad SAW.

Skripsi ini merupakan salah satu syarat untuk menyelesaikan pendidikan strata satu (S1) pada Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin. Penulis menyadari bahwa keberhasilan dalam penyusunan skripsi ini tidak lepas dari ridho dan karunia Allah SWT dan bantuan dari berbagai pihak. Dalam kesempatan ini dengan segala kerendahan hati, saya ingin mengucapkan terimakasih yang tak terhingga wajib saya haturkan kepada orang tua saya **Bapak Ramelan** dan **Ibu Masruroh** sebagai orang tua yang selalu memberikan segala cinta, kasih sayang dan pengorbanan serta doa terbaik untuk penulis. Buat nenek saya, **Nenek Njuriah** yang menjadi salah satu motivasi terbesar penulis untuk bekerja keras untuk apapun yang sedang penulis lakukan. Om **Kol. Purn. H. Akhiruddin** dan Budhe **Hj. Rusmini** sebagai orang tua saya selama berkuliah yang selama ini merawat, mengayomi, dan membersamai penulis selama menuntaskan skripsi ini. Serta adik saya **Fachrur Hanan Willyan** dan keluarga

besar “Tulus Family”. Terimakasih atas segala dukungan moril, cinta, dan kasih sayang serta doa yang tulus kepada penulis.

Pada kesempatan yang baik ini, perkenankanlah penulis untuk mengucapkan terimakasih kepada:

1. Bapak **Dr. Muhammad Hamzah, S.Si, MT** selaku pembimbing utama yang senantiasa memberikan ilmu, pembelajaran, motivasi dan dorongan kepada penulis dan Ibu **Dra. Maria, S.Si** selaku pembimbing pertama yang senantiasa memberikan doa terbaiknya untuk penulis.
2. Bapak **Syamsuddin, S.Si, MT** dan Bapak **Sabrianto Aswad, S.Si., MT** selaku penguji penulis yang telah memberikan koreksi dan masukan yang membangun kepada penulis.
3. Bapak **Dr. Eng Amiruddin** selaku Dekan FMIPA Unhas, Bapak **Dr. Muh. Alimuddin Assagaf, M.Eng** selaku Ketua Departemen Geofisika FMIPA Unhas, Bapak **Dr. Erfan Syamsuddin, M.Si** selaku Sekretaris Departemen Geofisika FMIPA Unhas, seluruh Bapak/Ibu dosen di Departemen Geofisika FMIPA Unhas: **Alm. Prof. Dr. Dadang Ahmad Suriamihardja, M.Eng., Prof. Dr. Halmar Halide, M.Sc., Drs. Hasanuddin, M.Si., Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT. Surv. IPM., Dra. Maria, S.Si., Dr. Sakka, M.Si., Dr. Samsu Arif, M.Si., Alm. Dr. Paharuddin, M.Si., Ir. Bambang Harimei, M.Si., Makhrani, S.Si., M.Si., Sabrianto Aswad, S.Si., M.T., Muh. Fawzy Ismullah Massinai, S.Si., MT, Aswar Syafnur, S.Si., M.Eng., Sa’adiddin, M.Sc. dan Andi Muhammad Pramatadie, ST., M.Eng., Ph.D.** serta staf Departemen Geofisika: **Pak Anto, Pak Putra** dan **Pak Fadli** yang telah

memberikan ilmu dan pembelajaran bagi penulis. Terimakasih Bapak/Ibu saya tidak akan pernah melupakan jasa-jasa kalian.

4. Bapak **Arif Darmawan, S.Si., M.Si** selaku Pembimbing Lapangan penulis di **PT. Geo Dipa Energi (Persero)** yang telah memberikan ilmu, pembelajaran, kesempatan, dan tantangan kepada penulis untuk mengimprovisasi penulis dalam melakukan suatu pekerjaan serta seluruh insan pegawai yang telah banyak membantu penulis selama berada di kantor terutama tim *Geoscience*.
5. Bapak **Hendrik Leopatty, S.Si** selaku Pembimbing Lapangan penulis selama Kerja Praktik (KP) di BMKG Stasiun Geofisika Kelas I Palu yang telah memberikan ilmu, pembelajaran dan kesempatan kepada kami (penulis, Sarwan Hendrick, dan Dede Muhaimin Aziz) selama berada di kantor maupun lapangan. Tak lupa Kak **Muhammad Cholidani** yang menemani penulis selama berada di lapangan pada saat pengambilan data serta seluruh staf yang banyak membantu kami.
6. Sahabat penulis, **Valentina Hayu Silvananda** yang selalu setia mendengarkan keluh kesah, mendukung dan menyemangati penulis. Terimakasih atas waktunya.
7. Saudara penulis, **HMGF 2018** yang selalu ada untuk penulis. Terimakasih banyak kepada saudara/saudari: **Agung Putra, Ahmad Fauzy Arif, Aini Suci Febrianti, Ainul Fatima, Alfian, Andi Muh. Yusuf Abdullah, Andri Moh. Wahyu Laode, Asmiyeni Islamiyati, Dede Muhaimin Aziz, Dhea Eka Putri, Evy Sulfiani, Fhauzia Suci Ramadhani, Fina, Fira Angraini Syamsul, Hasnan Sutadi, Heraldo Chresto Saranga, Inrawati Onding, Irmawati,**

Iswatun Khazanah, Jihan Faruk Zubedi, Johanna Diharti, Juni Annisa Karim, Komang Yuda Putra Bendesa, Marniati Ramli, Masdar, Muhammad Syaifullah, Muhammad Yusran, Mutmainnah, Nilam Syukur, Nur Annisa, Nur Fiskah, Nurfadillah, Nurhasana, Nurul Fhaika, Rahmat Rastin, Resky Amelia, Safira Fauzianingsih, Sarwan Hendrick, Sheren Fairuz Zahira Rohmana, Siti Wahyuni M. Wael, Sri Wahyuni, Windy Sari, Wirawan Saleh, Yansen Barumbun, Yusril Ashar Arfandi dan Zefanya Eveline Sharon Kailem. Doa terbaik untuk kita semua, terimakasih banyak atas cerita dan proses pendewasaan yang tidak mungkin penulis bisa lupakan. Bertemu dengan kalian adalah definisi bertemu orang yang tepat, di waktu yang tepat dan cara yang tepat.

8. Saudara penulis yang lain **Himafi 2018, MIPA 2018, SPE Unhas SC 2018, Geofisika 2018, Posko Takalar 17 KKN Tematik Unhas Gel. 107** yang tidak bisa saya sebut namanya satu persatu, terimakasih untuk segala dukungannya kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.
9. Kanda-kanda selingkup **KM FMIPA Unhas** yang senantiasa membagikan ilmu serta perhatiannya kepada penulis selama berada di kampus, salam **“USE YOUR MIND BE THE BEST”**.
10. Adinda **HMGF 2019, 2020 dan 2021** semangat berjuang dan berkembang untuk kehidupan yang lebih baik untuk diri sendiri dan orang lain.
11. Bapak/Ibu **instruktur BALANCE 2021 dan BALANCE 2022** yang telah memberikan pengalaman baru bagi penulis untuk menjadi pemateri di dalam kelas serta seluruh staf yang terlibat.

12. Berbagai pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu, maka dengan kerendahan hati penulis mengucapkan banyak terimakasih.

Semoga tulisan ini memberikan kebermanfaatan bagi semua pihak dan mendatangkan keberhakan kepada orang-orang yang memberikan waktu yang paling berharganya kepada penulis untuk menyelesaikan skripsi ini. Penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan dan masih jauh dari kesempurnaan, karena sesungguhnya kesempurnaan hanyalah milih Allah SWT. Semoga Allah SWT mempermudah langkah kita. Amin.

Makassar, 03 Januari 2023

Penulis

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PENGESAHAN	ii
PERNYATAAN KEASLIAN	iii
ABSTRAK	iv
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vi
DAFTAR ISI	xi
DAFTAR TABEL	xvii
DAFTAR LAMPIRAN	xviii
DAFTAR SIMBOL	xix
BAB I PENDAHULUAN	
I.1 Latar Belakang	1
I.2 Rumusan Masalah	4
I.3 Ruang Lingkup	4
I.4 Tujuan Penelitian	5
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
II.1 Tatahan Geologi	6
II.1.1 Geologi Regional	6
II.1.2 Stratigrafi Regional	8
II.2 Sistem Panas Bumi	10
II.3 Metode Magnetotellurik	13
II.3.1 Prinsip Dasar Metode Magnetotellurik	14
II.3.2 Sumber Sinyal Metode Magnetotellurik	16
II.3.3 Penjalaran Gelombang pada Metode Magnetotellurik	17
II.3.4 Persamaan Medan Elektromagnetik Maxwell	18
II.3.5 Kedalaman Penetrasi (<i>Skin Depth</i>)	21
II.3.6 Tahanan jenis Semu dan Fasa	22
II.3.7 <i>Polarization Mode</i>	24
II.3.8 <i>Static Shift</i>	25
II.3.9 Prinsip Akuisisi Data Magnetotellurik	29

II.4 Pengolahan Data Magnetotellurik	30
II.4.1 <i>Time Series Processing</i>	30
II.4.2 <i>Robust Processing</i>	31
II.4.3 Pemodelan	32
II.4.3.1 Teori Inversi	34
II.5 <i>Time Domain Electromagnetic Method (TDEM)</i>	36
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	
III.1 Lokasi Penelitian	37
III.2 Data Penelitian.....	37
III.3 Perangkat Penelitian	38
III.4 Pengolahan Data.....	39
III.4.1 Pengolahan Data dengan Menggunakan <i>Software SSMT2000</i>	39
III.4.1.1 Input Data.....	39
III.4.1.2 Fast Fourier Transform	40
III.4.1.3 Robust Processing	41
III.4.2 Pengolahan Data dengan Menggunakan <i>Software Mteditor</i>	41
III.4.2.1 Cross Power Selection.....	41
III.4.3 Pengolahan Data dengan Menggunakan <i>Software Geotools</i>	42
III.4.3.1 Analisa Kurva.....	42
III.4.3.2 Koreksi Statik.....	42
III.4.3.3 Pembuatan Profil Lintasan	43
III.4.3.4 Pemodelan dan Inversi 1D	44
III.4.3.5 Pemodelan dan Inversi 2D	44
III.4.4 Interpretasi Data.....	46
III.5 Bagan Alir Penelitian	47
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	
IV.1 Hasil	48
IV.1.1 <i>Quality Control Data</i>	48
IV.1.2 Kurva Hasil Koreksi <i>Static Shift</i>	49
IV.1.3 Hasil Pemodelan Inversi 1D	50
IV.1.3.1 Hasil Kurva Sounding Terhadap Kedalaman	50
IV.1.3.2 Hasil Penampang Cross Section	53

IV.1.4 Hasil Pemodelan Inversi 2 Dimensi	63
IV.1.5 Peta Tahanan Jenis Per Kedalaman	69
IV.2 Pembahasan.....	71
BAB V PENUTUP	
V.1 Kesimpulan.....	74
V.2 Saran	75
DAFTAR PUSTAKA	76
LAMPIRAN	80

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Pola struktur geologi regional Pulau Jawa	7
Gambar 2.2 Peta daerah penelitian di dalam tatanan geologi regional lembar Garut dan Pemeungpeuk dan geologi regional lembar Sindangbarang dan Bandarwaru	8
Gambar 2.3 Contoh model konseptual.	11
Gambar 2.4 Proses induksi elektromagnetik	14
Gambar 2.5 Penjalaran gelombang elektromagnetik	18
Gambar 2.6 <i>Skin depth</i> sebagai fungsi dari frekuensi sinyal MT dan tahanan jenis bumi	22
Gambar 2.7 Contoh kurva MT	23
Gambar 2.8 Skema mode TE dan TM	25
Gambar 2.9 Respon medan listrik akibat heterogenitas permukaan	26
Gambar 2.10 Skema kondisi topografi situs MT menyebabkan pemutusan medan listrik secara lateral	27
Gambar 2.11 Hasil pengukuran akibat kontak vertikal	28
Gambar 2.12 Ilustrasi <i>layout</i> MT	29
Gambar 2.13 Bentuk sinyal data <i>time series</i> MT	31
Gambar 3.1 Peta lokasi penelitian	37
Gambar 3.2 Tampilan awal <i>Software Phoenix Geophysics SSMT2000</i>	40
Gambar 3.3 Pembuatan parameter <i>time series</i> untuk transformasi fourier ..	40
Gambar 3.4 Proses TS to FT	41
Gambar 3.5 Profil lintasan pengukuran MT	43
Gambar 3.6 Model awal sebelum dilakukan proses inversi	45
Gambar 3.7 Contoh hasil inversi data MT (A1)	45
Gambar 3.8 Inversion parameter dari model A1	46
Gambar 3.9 Bagan alir	47
Gambar 4.1 Kualitas kurva MT (a) <i>Excellent</i> (b) <i>Good</i> (c) <i>Poor</i> (d) <i>Bad</i> ...	49

Gambar 4.2 (a) Kurva sebelum dikoreksi <i>static shift</i> (b) Kurva sesudah dikoreksi <i>static shift</i>	50
Gambar 4.3 Hasil pemodelan inversi 1D untuk mode TE pada titik M032A	51
Gambar 4.4 Hasil pemodelan inversi 1D untuk mode TM pada titik M032A.	51
Gambar 4.5 Hasil pemodelan inversi 1D untuk INV pada titik M032A	51
Gambar 4.6 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan NS02 mode TE	53
Gambar 4.7 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan NS02 mode TM	54
Gambar 4.8 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan NS02 mode INV	55
Gambar 4.9 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan WS07 mode TE	56
Gambar 4.10 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan WS07 mode TM	57
Gambar 4.11 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan WS07 mode INV	57
Gambar 4.12 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan NS05 mode TE	59
Gambar 4.13 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan NS05 mode TM	59
Gambar 4.14 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan NS05 mode INV	60
Gambar 4.15 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan WE04 mode TE	61
Gambar 4.16 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan WE04 mode TM	62
Gambar 4.17 Hasil penampang <i>cross section</i> (a) <i>Layered model</i> (b) <i>Smooth occam inversion</i> lintasan WE04 mode INV	62
Gambar 4.18 Hasil inversi 2D lintasan NS02	64
Gambar 4.19 Hasil inversi 2D lintasan WS07	65

Gambar 4.20 Hasil inversi 2D lintasan NS05	66
Gambar 4.21 Hasil inversi 2D lintasan WE04	68
Gambar 4.22 Peta isotahanan jenis menunjukkan perubahan tahanan jenis terhadap kedalaman	69
Gambar 4.23 Model konseptual sistem panasbumi pada penampang WS07..	72

DAFTAR TABEL

Tabel 3.1 Nilai tahanan jenis batuan	46
Tabel 4.1 Pengelompokkan kurva berdasarkan kualitas datanya	48

DAFTAR LAMPIRAN

<i>Lampiran 1: Persamaan Maxwell</i>	80
<i>Lampiran 2: Bilangan gelombang k</i>	83
<i>Lampiran 3: Skin depth (δ)</i>	84
<i>Lampiran 4: Impedansi</i>	86
<i>Lampiran 5: Polarization mode (TE, TM)</i>	87
<i>Lampiran 6: Transformasi Fourier</i>	93
<i>Lampiran 7: Inversi Occam 1 Dimensi</i>	95
<i>Lampiran 8: Hasil inversi 1D</i>	97

DAFTAR SIMBOL

σ	: konduktivitas medium (Siemens/m)
∇	: operator del, vektor dari turunan parsial $(\frac{\partial}{\partial x_1}, \dots, \frac{\partial}{\partial x_n})$
E	: medan listrik (V/m)
B	: fluks atau induksi magnetik (Weber/m ² atau Tesla)
H	: intensitas medan magnet (A/m)
J	: rapat arus (A/m ²)
D	: perpindahan listrik (Coulomb/m ²)
q	: rapat muatan listrik (Coulomb/m ³)
μ	: permeabilitas magnetik (Henry/m = $4\pi \times 10^{-7}$)
ϵ	: permitivitas listrik (Farad/m = 8.85×10^{-12})
ρ	: tahanan jenis (ohm.m)
ω	: frekuensi sudut = $2\pi f$
k	: bilangan gelombang
δ	: kedalaman penetrasi (m)
f	: frekuensi (Hz)
φ	: sudut fase (degrees)
V	: beda potensial (Volt)
d	: jarak antar 2 titik (m)
E_0	: amplitude medan listrik
H_0	: amplitude medan magnet
Z	: impedansi (ohm)

- d : matriks data
- m : matriks parameter model
- G : matriks yang menghubungkan d dan m
- J : matriks Jacobi
- α : *smoothing factor*
- ψ : fungsi objektif
- λ : parameter regularisasi bilangan positif

BAB I

PENDAHULUAN

I.1 Latar Belakang

Kebutuhan energi dunia terus meningkat. Menurut proyeksi Badan Energi Dunia (*International Energy Agency - IEA*), permintaan global akan meningkat sebesar 45% pada tahun 2030 atau rata-rata mengalami peningkatan sebesar 1,6% per tahun. Sebagian besar atau sekitar 80% kebutuhan energi dunia tersebut dipenuhi oleh bahan bakar fosil. Pada kenyataannya energi tersebut akan habis dan memiliki keterbatasan baik persediaan maupun cadangannya. Oleh karena itu, untuk mengatasi hal tersebut adalah dengan memanfaatkan potensi sumber Energi Baru Terbarukan (EBT). EBT yang merupakan energi yang berasal dari alam dan dapat diperbaharui (*sustainable energy*) sehingga mampu mengurangi pencemaran dan kerusakan lingkungan. Salah satu energi yang sangat potensial untuk dikembangkan sebagai energi alternatif dan ramah lingkungan adalah energi panas bumi.

Energi panas bumi (*geothermal energy*) dalam bahasa Yunani kata “*geo*” memiliki arti bumi dan kata “*thermal*” memiliki arti panas, maka ketika digabungkan kata *geothermal* memiliki arti panas bumi. Jika dibandingkan dengan bahan bakar fosil, panas bumi merupakan sumber energi bersih dan hanya melepaskan sedikit gas rumah kaca. Menurut Direktorat Jenderal Energi Baru Terbarukan dan Konservasi Energi (EBTKE), sekitar 40% cadangan energi *geothermal* dunia terletak di bawah tanah Indonesia, maka negara ini diperkirakan memiliki cadangan-cadangan energi geotermal terbesar di dunia dan karena itu memiliki potensi tinggi untuk sumber

energi terbarukan. Namun, sebagian besar dari potensi ini belum digunakan. Saat ini, Indonesia hanya menggunakan 4 - 5% dari kapasitas panas bumi yang tersebar di beberapa wilayah.

Eksplorasi panas bumi merupakan rangkaian kegiatan yang meliputi penyelidikan geologi, geokimia dan geofisika, pengeboran uji dan pengeboran eksplorasi yang bertujuan untuk menemukan dan mendapatkan perkiraan potensi panas bumi (Sulistio dkk., 2018). Survei geologi merupakan penyelidikan secara sistematis dan rinci mengenai karakteristik batuan. Survei geokimia bertujuan untuk mempelajari karakteristik fluida, pendugaan kondisi bawah permukaan dengan mempelajari kandungan kimia pada manifestasi permukaan (Dolgorjav, 2009). Sedangkan survei geofisika bertujuan untuk membuat model bawah permukaan bumi dengan menggunakan data lapangan yang telah diperoleh sebelumnya dengan menggunakan metode-metode geofisika. Karena komponen pada sistem panas bumi ini dapat dicitrakan dengan menggunakan nilai tahanan jenis batuan, maka salah satu metode geofisika yang dapat digunakan untuk menjelaskan distribusi dari nilai tahanan jenis suatu batuan adalah metode magnetotellurik.

Metode magnetotellurik merupakan salah satu metode geofisika pasif, dimana medan listrik dan medan magnet yang diukur dalam arah orthogonal pada permukaan bumi. Hasil dari pencitraan metode magnetotellurik mampu menunjukkan persebaran struktur tahanan jenis di area *geothermal*. Sehingga dapat menunjukkan komponen sistem panas bumi dan dapat memperkirakan luasan area yang berprospek *geothermal*. Metode ini merupakan metode yang paling umum digunakan dalam eksplorasi panas bumi karena dianggap mampu memberikan

gambaran sistem panas bumi yang lebih detail dari permukaan hingga kedalaman tertentu karena penetrasinya yang dalam seperti pada penelitian yang dilakukan oleh Murdani, dkk (2019) yang berjudul “Pemodelan 2 Dimensi Data Magnetotellurik Daerah Prospek Panasbumi Lapangan JGT” dengan hasil dari penelitian berupa pemodelan 2D yang menunjukkan komponen sistem panas bumi di daerah penelitian tersebut, seperti *caprock*, reservoir, dan sumber panas (*hot rock*) dan penelitian dengan judul “Pemodelan 2D Sistem Panas Bumi Daerah Garut Bagian Timur Menggunakan Metode Magnetotellurik” oleh Salam, dkk., (2017) dengan hasilnya dapat diidentifikasi sistem panasbumi daerah Garut bagian Timur seperti *clay cap*, reservoir, dan *hot rock* (sumber panas).

Salah satu faktor untuk menentukan potensi panas bumi pada suatu wilayah yaitu dengan meninjau adanya manifestasi panas bumi (keluarnya fluida panas bumi dari reservoir ke permukaan melalui rekahan atau zona permeabel), seperti munculnya mata air panas atau berupa uap seperti fumarol dan geiser yang bergantung pada temperatur dan kecepatan aliran fluida. Pada wilayah sekitar lokasi penelitian terdapat manifestasi permukaan berupa air panas dan fumarol. Manifestasi berupa air panas tersebar di beberapa wilayah, seperti di Barutunggul, Cibunggaok, Cimanggu (terdapat 4 *spot*), Cipanganten, Pangisikan, Kawah Cibuni, Kawah Cisaat, Kawah Ciwidey, Kawah Putih, Kawah Tiis dan manifestasi berupa fumarol di wilayah Rancawalini sebanyak 3 *spot*.

Berdasarkan beberapa uraian sebelumnya, maka akan dilakukan penelitian mengenai distribusi atau persebaran dari nilai tahanan jenis semu di bawah permukaan dengan menggunakan data magnetotellurik untuk menentukan model

konseptual sistem panas bumi. Yang selanjutnya dilakukan visualisasi atau pemodelan secara 1D dan 2D. Pemodelan tersebut dimaksudkan guna mengekstraksi informasi yang terkandung dalam data untuk memperkirakan distribusi tahanan jenis bawah permukaan (Grandis, 2010). Dengan mengetahui gambaran pada sistem panas bumi yang kemudian dianalisis dan diidentifikasi sebagai komponen panas bumi dengan mengacu pada hasil akhir yang berupa penampang sebaran tahanan jenis semu bawah permukaan.

I.2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana pemodelan penampang 1D dan 2D tahanan jenis bawah permukaan menggunakan data MT pada area panas bumi?
2. Bagaimana pemetaan distribusi (geometri dan kedalaman) lapisan konduktif yang diindikasikan sebagai *clay cap* dan lapisan resistif yang diindikasikan sebagai reservoir pada sistem panas bumi?
3. Bagaimana model konseptual panas bumi berdasarkan data magnetotellurik?

I.3 Ruang Lingkup

Adapun ruang lingkup pada penelitian ini yaitu memodelkan penampang 1D dan 2D tahanan jenis bawah permukaan dengan menggunakan data magnetotellurik, serta didukung oleh data pendukung berupa informasi geologi dan data *time domain electromagnetic* (TDEM) pada area penelitian, yaitu pada Lapangan AFD, Jawa Barat. Pemodelan dilakukan hingga 2D yang kemudian akan digunakan untuk mengkarakterisasi komponen sistem panas bumi seperti *clay cap* dan reservoir.

Penelitian ini terfokus pada distribusi tahanan jenis bawah permukaan dengan menggunakan metode magnetotellurik dan implikasinya pada sistem konseptual panas bumi. Pengolahan data dilakukan dengan menggunakan beberapa *software*, yaitu SSMT2000, MTeditor, dan *Geotools* dengan lisensi dari PT. Geo Dipa Energi (Persero).

I.4 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Memodelkan penampang 1D dan 2D tahanan jenis bawah permukaan menggunakan data MT pada area panas bumi
2. Memetakan distribusi (geometri dan kedalaman) lapisan konduktif yang diindikasikan sebagai *clay cap* dan lapisan resistif yang diindikasikan sebagai reservoir pada sistem panas bumi
3. Membuat model konseptual panas bumi berdasarkan data magnetotellurik

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1 Tatanan Geologi

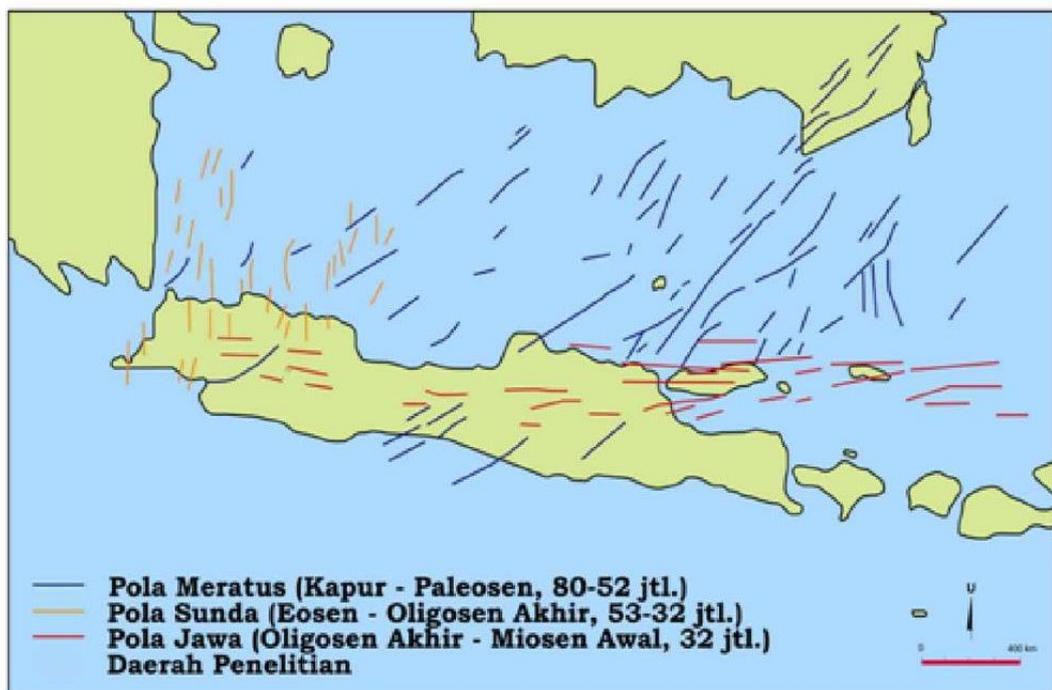
II.1.1 Geologi Regional

Area studi pada penelitian ini merupakan bentang alam vulkanik yang dikelilingi oleh beberapa gunung seperti Gunung Api Kamojang, Gunung Urug, Gunung Pancur, Gunung Malabar dan Gunung Kendeng. Daerah penelitian ini juga dilewati oleh beberapa struktur geologi berupa sesar sinistral dan sesar dekstral yang mengarah ke arah barat daya – timur laut dan barat laut – tenggara (NW – SE dan NE – SW) (Bujung dkk., 2011).

Manifestasi panas bumi erat kaitannya dengan struktur berupa rekahan – rekahan batuan, sesar atau bidang kontak antar jenis batuan. Bidang sesar yang permeabel menjadi target dalam eksplorasi panas bumi. Fluida panas yang mengalir terutama melalui rekahan dan sesar berinteraksi dengan batuan sekitar. Terdapat sesar dekstral yaitu sesar Rancabali dan sesar sinistral yaitu Sesar Cimanggu, Sesar Alamendah, Sesar Ciwidey dan Sesar Cibuni.

Proses pembentukan gunungapi di Zona Selatan yang tidak terlepas dari proses pembentukan busur magnatis Sunda yang dikontrol oleh aktivitas subduksi Lempeng Samudera Indonesia yang menunjam sekitar 6 – 10 cm per tahun di bawah Lempeng Kontinen Asia. Bongkahan lempeng samudera setebal lebih dari 12 km tersebut akan tenggelam ke mantel bagian luar yang bersuhu lebih dari 3000 °C, sehingga mengalami pencairan kembali. Akibat komposisi lempeng kerak

samudera bersifat basa, sedangkan mantel bagian luar bersifat asam, maka pada saat pencairan akan terjadi asimilasi magma yang memicu Bergeraknya magma ke permukaan membentuk busur magmatis berkomposisi andesitis-basaltis. Setelah terbentuk busur magmatis, pergerakan tektonik internal (*intra-arc tectonics*) selanjutnya bertindak sebagai penyebab utama terjadinya proses perlipatan, patahan dan pembentukan cekungan antar gunung. Menurut Pulunggono dan Martodjojo (1994), struktur utama yang berkembang di Jawa ialah pola Meratus, Sunda dan Jawa (**Gambar 2.1**).



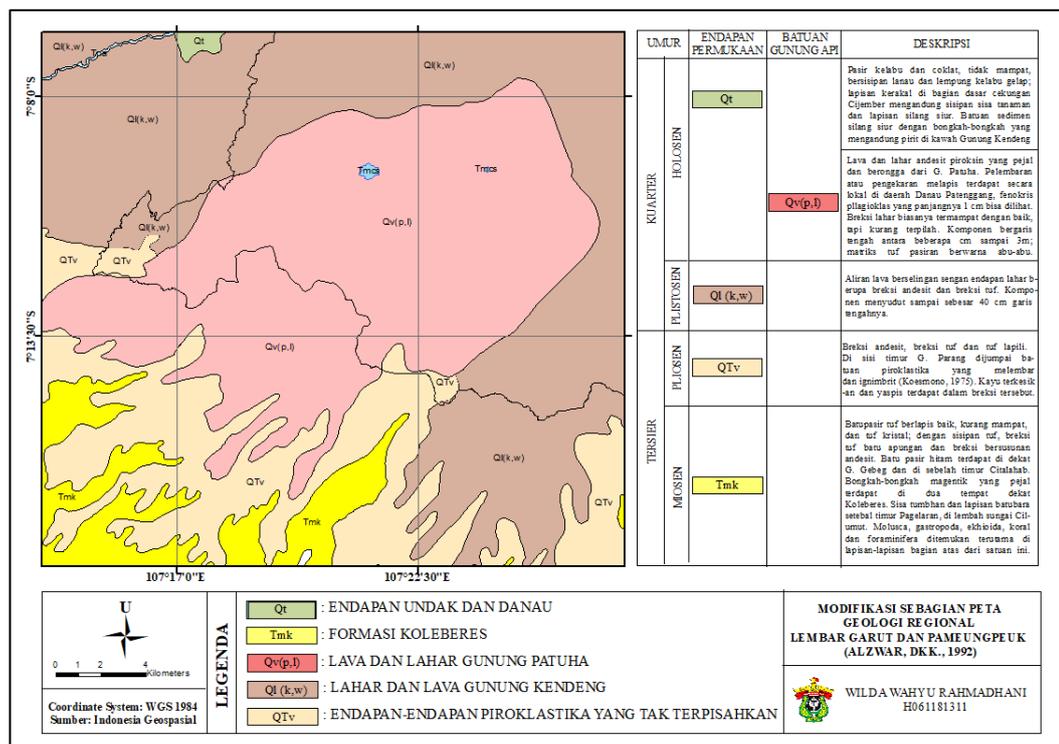
Gambar 2.1 Pola struktur geologi regional Pulau Jawa (Pulunggono dan Martodjojo, 1994)

Pola Meratus yang berasosiasi NE – SW terbentuk pada Kapur Akhir – Eosen Awal. Pola Sunda yang berorientasi N – S terbentuk pada Eosen Awal – Oligosen Awal. Pola Jawa yang berorientasi E – W terbentuk pada Oligosen Awal. Selain itu (Pulunggono dan Martodjojo, 1994) menambahkan pola Sumatera yang

berorientasi NW – SE, diwakili oleh sesar Baribis, sesar – sesar di Cimandiri dan Gunung Walat. Jawa Barat memiliki tatanan tektonik yang kompleks karena tidak ada pola struktur dominan. Menurut Koesoemadinata (1963) batuan dasar terdiri dari blok yang dipisahkan oleh sesar. Konfigurasi struktur ini menyebabkan tatanan yang kompleks di Jawa Barat.

II.1.2 Stratigrafi Regional

Lapangan panas bumi AFD secara umum tersusun oleh batuan vulkanik berumur Kuartar. Berdasarkan peta geologi regional yang disusun oleh Alzwar dkk. (1992) dan Koesmono dkk. (1996) dengan ketelitian 1:100.000, batuan di lapangan panas bumi AFD terdiri dari endapan-endapan piroklastik tak terpisahkan (QTV), lahar dan lava Gunung Kendeng (Ql (k,w)), lava dan lahar Gunung Patuha (Qv (p,l)) yang ditampilkan pada **Gambar 2.2**.



Gambar 2.2 Modifikasi peta geologi regional lembar Garut dan Pemeungpeuk (Alzwar dkk., 1992)

Produk primer gunung api di lapangan AFD berumur Pliosen – Holosen, menindih secara tidak selaras di atas batuan sedimen Formasi Besar dan Formasi Koleberes yang berumur Miosen Akhir. Endapan-endapan piroklastik tak terpisahkan (QTv) tersusun atas breksi andesit, breksi tuf, tuf lapilli, ignimbrit, dan endapan piroklastik. Ignimbrit dan endapan piroklastik berstruktur lembaran dijumpai di sebelah timur Gunung Parang. Lahar dan lava Gunung Kendeng (Ql (k,w)) tersusun atas perselingan aliran lava dan endapan lahar, breksi tuf, serta breksi andesit. Breksi andesit tersusun atas fragmen andesit piroksen berstruktur pejal dan berongga. Gunung Patuha (Qv (p,l)) tersusun atas lava dan lahar berkomposisi andesit piroksen berstruktur massif, berongga dan kekar/lembaran. Lava berfenokris plagioklas yang berukuran hingga 1 cm dapat dijumpai di daerah Situ Patenggang. Breksi lahar memiliki karakteristik butir terpilah buruk, dengan fragmen berukuran beberapa cm hingga 3 cm, tertanam pada matriks tuf pasiran.

Pelamparan batuan sedimen terdekat dengan daerah penelitian berjarak 3 km di sebelah utara yaitu Formasi Besar dan sekitar 2 km di sebelah selatan yaitu Formasi Kolobres. Formasi Besar tersusun atas breksi andesit, breksi tuf, tuf kristal dan batulempung. Ukuran fragmen breksi berukuran hingga 1 m yang tertanam pada matriks tuf kristal dan batu tuf. Pada beberapa lokasi, komponen penyusun breksi mengandung koral dan moluska. Batulempung berwarna abu-abu berstruktur melensa. Formasi Besar pada bagian bawah memiliki hubungan menjari dengan Formasi Koloberes dan Formasi Benteng. Formasi Koloberes tersusun atas batupasir tufan berlapis, tuf kristal disisipi oleh tuf, breksi tuf mengandung pumis, dan breksi andesit. Batupasir memiliki karakteristik berwarna coklat, tersusun atas litik andesit dan pumis. Rekonstruksi distribusi Formasi Besar dan Formasi

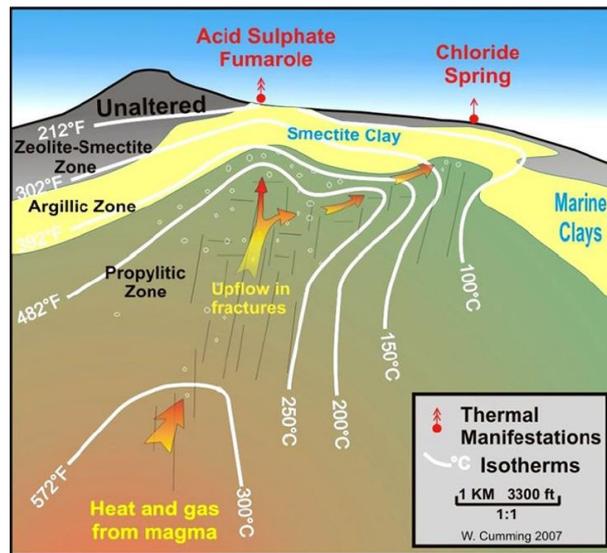
Koleberes di bawah permukaan daerah penelitian dilakukan dengan mempertimbangkan distribusi kedua formasi ini pada Peta Geologi Regional Lembar Garut dan Pameungpeuk (Alzwar dkk., 1992) dan Peta Geologi Regional Lembar Sindangbarang dan Bandarwaru (Koesmono dkk., 1996) dengan *dip* 1 - 17°.

II.2 Sistem Panas Bumi

Sistem panas bumi (*geothermal system*) merupakan istilah umum yang digunakan untuk mendeskripsikan transfer panas secara alamiah di kerak bumi, umumnya panas ditransportasikan dari sumber panas ke permukaan bumi (Hochstein dan Browne, 2000). Sistem panas bumi dapat ditemukan di daerah dengan normal gradien panas bumi atau lebih tinggi, seperti batas antara lempeng, dimana panas bumi gradien dapat lebih tinggi dari nilai rata-rata (Dickson dan Fanelli, 2004).

Sistem panas bumi dunia diklasifikasikan menjadi empat kelompok berdasarkan geologi dan hubungan tektonik yaitu vulkanisme dan tektonik, zona tumbukan benua, keretakan benua, dan vulkanisme aktif (Chandraskharam dan Bundschuh, 2008). Sistem panas bumi di Indonesia termasuk dalam kelompok yang berasosiasi dengan aktivitas vulkanik dan tektonik, yang umumnya wilayah panas bumi ditemukan di zona subduksi. Sistem panas bumi jenis ini berasosiasi dengan graben dan kerucut vulkanik lainnya (Kasbani, 2009).

Keberadaan sistem panas bumi tersebut dapat diketahui dari nilai tahanan jenis batuan yang membentuk sistem panas bumi tersebut. Perbedaan antara nilai tahanan jenis batuan yang membentuk sistem tersebut dapat digambarkan sebagai suatu struktur tahanan jenis lapisan bawah permukaan yang membantu pembuatan model konseptual panas bumi (**Gambar 2.3**) (Umbara dkk., 2014).



Gambar 2.3 Contoh model konseptual (Cumming, 2016)

Menurut Gupta dan Roy (2006) sistem panas bumi memiliki komponen penting sebagai berikut:

1) Sumber panas (*heat source*)

Sumber panas pada panas bumi berasal dari magma yang terbentuk karena adanya tumbukan antar lempeng (Andini dkk., 2020). Pembentukan awal magma ini merupakan hasil dari pelelehan mantel (*partial melting*) atau karena pelelehan sebagian kerak bumi pada proses penebalan lempeng benua, seperti terjadi pada tumbukan antar lempeng benua. Karena magma sebagai sumber panas ini terletak jauh di dalam bumi, maka salah satu metode geofisika yang memiliki penetrasi dalam sehingga biasa digunakan dalam eksplorasi panas bumi yaitu metode magnetotellurik.

Selain dengan menggunakan metode magnetotellurik, menurut hasil penelitian oleh Ilmi dkk., 2014, Hoerunisa dan Sismanto, 2020, bahwa dengan menggunakan metode gravitasi juga dapat diketahui letak *heat source* pada sistem panas bumi.

2) Reservoir

Reservoir panas bumi merupakan formasi batuan di bawah permukaan yang mampu menyimpan dan mengalirkan fluida *thermal* (uap atau air panas). Batuan reservoir memiliki porositas dan permeabilitas yang baik. Porositas berperan dalam menyimpan fluida *thermal* sedangkan permeabilitas untuk mengalirkan fluida *thermal*. Reservoir panas bumi ditudungi oleh lapisan batuan yang memiliki permeabilitas yang kecil (*impermeable*). Reservoir panas bumi memiliki suhu yang tinggi, geometri yang cukup besar. Reservoir pada sistem panas bumi dapat diketahui dengan melihat perkiraan temperatur bawah permukaan dengan pendekatan geokimia.

3) *Cap rock* atau lapisan penudung berupa *clay cap*

Cap rock merupakan zona yang memiliki permeabilitas rendah (*impermeable*) yang tersusun oleh berbagai jenis batuan dan berada di atas batuan reservoir. Lapisan ini berfungsi untuk mencegah konveksi fluida reservoir ke atas permukaan. Batuan ini bertindak sebagai perangkap uap dan air panas pada suatu sistem panas bumi sehingga tidak merembes ke permukaan (Gupta dan Roy, 2006).

Selain itu *cap* atau penudung ini berfungsi untuk membatasi kerugian pada kebocoran yang relatif kecil pada manifestasi *thermal*, menghambat pendinginan oleh masuknya air permukaan pada batuan reservoir, membantu menjaga permeabilitas tinggi di reservoir dengan mempertahankan kondisi termodinamika dan kimia yang berfungsi untuk mencegah pengendapan silika kalsit dan penurunan tekanan mineral serupa selama produksi komersial (Cumming, 2016).

4) Fluida

Fluida berfungsi sebagai media penyimpan panas dan mengalirkan panas dari sumber panas (*heat source*) ke permukaan bumi. Interaksi antara fluida hidrotermal dengan batuan mengakibatkan perubahan komposisi batuan. Hasil dari ubahan (*alterasi*). Fluida berasal dari air meteorik yang masuk ke batuan bawah permukaan melalui rekahan atau lapisan batuan yang permeabel dan terpanaskan oleh suatu sumber panas. Maka fluida tersebut akan dirambatkan melalui batuan (secara konduksi) dan melalui fluida (secara konveksi). Perpindahan panas secara konveksi pada dasarnya dikarenakan adanya gaya apung (*buoyancy*) (White, 1967).

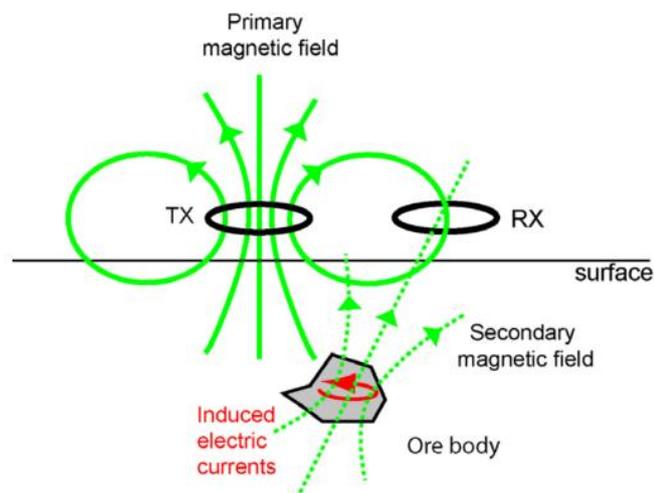
II.3 Metode Magnetotellurik

Magnetotellurik merupakan salah satu metode geofisika pasif yang dapat menggambarkan struktur tahanan jenis di bawah permukaan. Metode ini dapat membantu dalam penentuan zona konduktif atau mineral lempung yang menjadi lapisan penudung bagi reservoir sistem panas bumi. Metode ini mengukur fluktuasi medan listrik (**E**) dan medan magnet (**B**) alami pada arah orthogonal dengan arah permukaan bumi yang bertujuan untuk menentukan konduktivitas bawah permukaan bumi dari kedalaman puluhan meter hingga ratusan kilometer (Simpson dan Bahr, 2005). Anomali konduktif disebabkan oleh berbagai fitur konduktif tinggi yang berada di bawah permukaan seperti magma, bijih dan mineral, logam dan fluida (Yadav dkk., 2020). Fluktuasi tersebut berkisar pada periode 10^{-3} s – 10^5 s atau antara frekuensi 10^3 Hz – 10^5 Hz tergantung pada asalnya (Vozoff, 1991). Metode magnetotellurik digunakan untuk menggambarkan tahanan jenis bawah permukaan yang terkait dengan fitur panas bumi, seperti *clay cap* dan reservoir, menentukan geometri reservoir dan dasar untuk model konseptual panas bumi

hingga *well targeting* (Cumming, 2016). Metode ini sering digunakan dalam penyelidikan panas bumi karena biaya yang relatif murah dan teknologi pengolahan data yang semakin berkembang (Anderson, dkk., 2000).

II.3.1 Prinsip Dasar Metode Magnetotellurik

Metode magnetotellurik memiliki prinsip kerja yang didasarkan pada proses induksi elektromagnetik yang terjadi pada anomali bawah permukaan. Medan elektromagnetik yang menembus atau masuk ke bawah permukaan akan menginduksi anomali konduktif bawah permukaan bumi sehingga menghasilkan medan listrik dan medan sekunder (*eddy current*). Medan sekunder ini dihasilkan dari perubahan medan magnetik atau biasa disebut dengan fluks magnetik. Jika terdapat anomali konduktivitas maka akan terjadi arus induksi yang selanjutnya akan menghasilkan medan elektromagnetik sekunder yang kemudian direkam oleh alat magnetotellurik. Informasi yang diperoleh adalah fluktuasi medan listrik dan medan magnet yang dihasilkan rapat arus *telluric* pada masing-masing lapisan (Salamah dkk., 2013).



Gambar 2.4 Proses induksi elektromagnetik (Unsworth, 2008)

Penerapan metode magnetotellurik memiliki beberapa asumsi berikut (Simpson dan Bahr, 2005):

- 1) Persamaan elektromagnetik umum Maxwell terpenuhi
- 2) Bumi tidak menghasilkan energi elektromagnetik, tetapi hanya menghilangkan atau menyerapnya. Di bawah permukaan tanah tidak terdapat sumber muatan
- 3) Seluruh medan elektromagnetik dianggap konservatif dan secara analitis jauh dari sumbernya
- 4) Sumber medan elektromagnetik pasif dibangkitkan oleh sistem arus ionosfer skala besar yang relatif jauh dari permukaan bumi, sehingga dapat dianggap sebagai gelombang bidang elektromagnetik yang *uniform* saat muncul pada permukaan bumi
- 5) Tidak ada akumulasi muatan bebas di lapisan bumi dengan model bumi berlapis dengan konduktivitas bervariasi secara vertikal. Pada bumi multi dimensi, muatan dapat terakumulasi di sepanjang diskontinuitas
- 6) Bumi sebagai medium konduktor Ohmic yang memenuhi persamaan:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.1)$$

Dengan \mathbf{J} adalah densitas arus listrik total (A/m^2), σ adalah konduktivitas medium (S/m), dan \mathbf{E} adalah medan listrik (V/m)

- 7) Medan perpindahan (*displacement*) akibat efek polarisasi yang berubah terhadap waktu sangat kecil (dapat diabaikan) jika dibandingkan dengan arus konduksi yang bergantung waktu sehingga mengakibatkan induksi elektromagnetik murni
- 8) Variasi permitivitas listrik dan permeabilitas magnetik batuan dianggap dapat diabaikan dengan variasi konduktivitas *bulk* batuan

Salah satu asumsi yang digunakan dalam metode MT bahwa medan elektromagnetik merupakan gelombang bidang, dimana medan magnet tegak lurus dengan medan listrik. Hal tersebut diperkuat dengan adanya kontras tahanan jenis yang besar di antara atmosfer bumi dan permukaan bumi yang menyatakan pula bahwa gelombang elektromagnetik merambat secara vertikal di bawah permukaan bumi. Berdasarkan pada sifat penjalaran medan elektromagnetik pada anomali konduktif, kedalaman penetrasi bergantung pada frekuensi yang digunakan serta tahanan jenis material bawah permukaan. Medan elektromagnetik dengan frekuensi tinggi memiliki daya tembus yang lebih kecil dibandingkan dengan elektromagnetik berfrekuensi rendah. Dapat dikatakan bahwa, semakin kecil frekuensi yang digunakan, maka daya penetrasi gelombang elektromagnetik akan semakin dalam. Sedangkan pengaruh tahanan jenis yaitu bila material bawah permukaan yang lebih rendah tahanan jenisnya menyebabkan daya penetrasi yang lebih rendah bila dibandingkan dengan material yang mempunyai resistivitas lebih tinggi (Salamah dkk., 2013).

II.3.2 Sumber Sinyal Metode Magnetotellurik

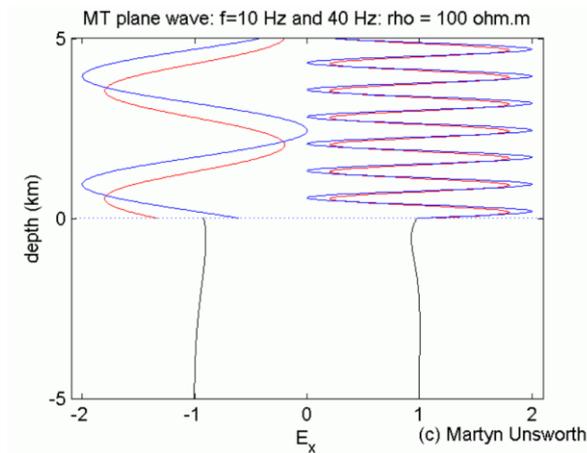
Sumber sinyal untuk metode magnetotellurik adalah medan magnetik yang berasal dari dalam dan luar bumi serta memiliki rentang frekuensi yang bervariasi. Medan magnet yang berasal dari dalam dikarenakan pergerakan antara mantel bumi terhadap inti bumi. Medan magnet yang berasal dari luar bumi adalah medan magnet yang dihasilkan di atmosfer dan magnetosfer. Semua sumber medan magnetik tersebut memiliki nilai yang bervariasi terhadap waktu, tetapi yang dimanfaatkan pada metode magnetotellurik hanya medan magnetik yang berasal

dari luar bumi yang memiliki rentang frekuensi lebih besar. Metode ini memanfaatkan medan elektromagnetik alam dengan frekuensi antara 10^{-4} Hz – 10^4 Hz (Syahwanti dkk., 2014).

Target kedalaman tergantung pada frekuensi gelombang yang digunakan. Gelombang elektromagnetik dengan frekuensi yang tinggi (> 1 Hz) bersumber dari aktivitas meteorologi seperti petir (*lightning*). Ketika petir menyambar dan merambat pada permukaan bumi, medan magnet di permukaan bumi mengalami perubahan. Gelombang elektromagnetik dengan frekuensi yang tinggi dapat memberikan informasi mengenai tahanan jenis medium di bagian yang dangkal sedangkan gelombang elektromagnetik dengan frekuensi yang rendah dapat memberikan informasi mengenai tahanan jenis medium di bagian yang dalam. Gelombang elektromagnetik yang berfrekuensi rendah (< 1 Hz) bersumber dari fenomena *solar wind* atau interaksi antara angin matahari dengan magnet bumi. *Solar wind* adalah pergerakan plasma ion H dan He dari matahari yang selanjutnya berinteraksi dengan medan magnet bumi. *Solar wind* kemudian terdefleksi akibat adanya interaksi antara plasma ion H dan He dengan medan magnet bumi sehingga membentuk lapisan magnetosfer (Grandis, dkk., 2020).

II.3.3 Penjalaran Gelombang pada Metode Magnetotellurik

Gelombang elektromagnetik (EM) alami dihasilkan di atmosfer dan magnetosfer melalui serangkaian mekanisme fisik. Gelombang EM ini bergerak ke bawah permukaan bumi dan sebagian besar energi dipantulkan kembali. Beberapa energi masuk ke dalam bumi dan berdifusi ke bawah. Kedalaman penetrasi akan menurun seiring dengan meningkatnya frekuensi sinyal EM.



Gambar 2.5 Penjalaran gelombang elektromagnetik (Unsworth, 2008)

Setelah mengenai bumi, medan elektromagnetik (EM) mengalami pembelokan atau refraksi vertikal (medan elektrik dan magnetik). Hal ini dikarenakan kontras tahanan jenis yang besar antara lapisan bumi dan udara. Medan EM kemudian berasosiasi dengan arus tellurik yang ada di bumi. Kemudian medan magnetik \mathbf{H} menginduksi batuan konduktif dalam lapisan bumi yang kemudian menimbulkan arus *eddy* dan menghasilkan medan magnetik sekunder \mathbf{B} . Perubahan medan magnet horizontal menginduksi perubahan medan listrik yang horizontal inilah yang diukur di permukaan (Arumsari dan Anita, 2007).

II.3.4 Persamaan Medan Elektromagnetik Maxwell

Metode magnetotellurik memanfaatkan gelombang elektromagnetik dan semua fenomena elektromagnetik dianggap memenuhi persamaan Maxwell. Persamaan Maxwell merupakan sintesa hasil-hasil eksperimen (empiris) mengenai fenomena listrik dan magnet yang dilakukan oleh beberapa ilmuwan seperti Faraday, Gauss, Ampere, Coloumb dan Maxwell. Secara diferensial persamaan Maxwell dituliskan sebagai berikut:

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.2a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.2b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (2.2c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.2d)$$

Dimana,

E = medan listrik (volt/m)

B = induksi magnetik (Weber/m² atau Tesla)

H = intensitas medan magnet (Ampere/m)

J = rapat arus (Ampere/m²)

D = perpindahan listrik (Coloumb/m²)

q = rapat muatan listrik (Coloumb/m³)

Hukum Faraday pada persamaan (2.2a) menjelaskan bahwa adanya perubahan medan magnet terhadap waktu akan menyebabkan terbentuknya medan listrik.

Hukum Ampere pada persamaan (2.2b) menjelaskan bahwa medan magnet tidak hanya terjadi karena sumber arus listrik, namun dapat terjadi juga karena pengaruh perubahan medan listrik terhadap waktu sehingga menginduksi medan magnet.

Hukum Gauss pada persamaan (2.2c) menjelaskan bahwa medan listrik disebabkan oleh adanya muatan listrik yang berperan sebagai sumbernya, sedangkan Hukum

Kontinuitas Fluks Magnet pada persamaan (2.2d) menyatakan bahwa tidak ada medan magnet yang bersifat monopol (Telford, 2004).

Hubungan antara intensitas medan dengan fluks yang terjadi pada medium dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.3a)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (2.3b)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} = \frac{\mathbf{E}}{\rho} \quad (2.3c)$$

Dimana,

μ = permeabilitas magnetik (Henry/m)

ε = permitivitas listrik (Farad/m)

σ = konduktivitas (Ohm^{-1}/m atau Siemens/m)

ρ = tahanan jenis (Ohm.m)

Sifat fisik medium diasumsikan tidak bervariasi terhadap waktu dan posisi (homogen isotropik). Dengan demikian akumulasi muatan dinyatakan pada persamaan (2.2c) tidak terjadi dan persamaan Maxwell dapat dituliskan kembali sebagai berikut:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.4a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.4b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (2.4c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (2.4d)$$

Persamaan Maxwell yang dinyatakan oleh persamaan (2.4) hanya terdapat dua variabel yaitu medan listrik \mathbf{E} dan medan magnet \mathbf{H} , penurunan persamaan terdapat pada **Lampiran 1**. Sehingga persamaannya menjadi:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) + \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.5a)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) + \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.5b)$$

Solusi persamaan (2.5a) dan (2.5b) akan menghasilkan fungsi gelombang medan magnet dan gelombang medan listrik yang bervariasi secara sinusoidal terhadap waktu. Secara matematis dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.6a)$$

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_0 e^{i\omega t - kz} \quad (2.6b)$$

Dimana,

E_0 = amplitudo medan listrik

H_0 = amplitudo medan magnet

ω = frekuensi sudut = $2\pi f$

Penurunan rumus bilangan gelombang terdapat pada **Lampiran 2** dan nilai akhir dari bilangan gelombangnya adalah:

$$k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma} \quad (2.7)$$

II.3.5 Kedalaman Penetrasi (*Skin Depth*)

Skin depth atau kedalaman penetrasi gelombang elektromagnetik yang digunakan untuk memprediksi kedalaman penjalaran gelombang elektromagnetik atau kedalaman investigasi gelombang elektromagnetik (Schmoltd, 2011). Atenuasi terjadi ketika amplitudo gelombang elektromagnetik yang terpenetrasi ke dalam bumi secara eksponensial terhadap kedalaman yang melewati lapisan konduktif sehingga jarak tempuh dari medan elektromagnetik akan berkurang mengikuti besar nilai konduktivitasnya (Griffith, 1991). Semakin tinggi frekuensi gelombang elektromagnetik maka akan semakin dangkal penetrasinya dan sebaliknya. Penurunan rumus *skin depth* terdapat pada **Lampiran 3** dan nilai akhir dari *skin depth* (δ) adalah sebagai berikut:

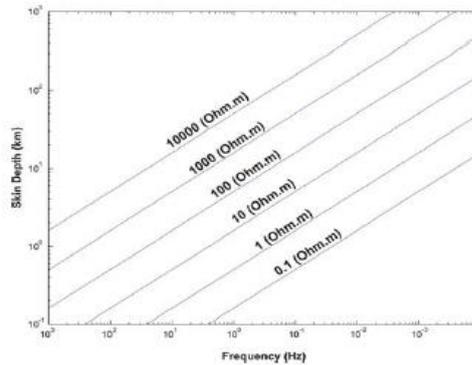
$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (2.8)$$

Dengan,

δ = *skin depth* (m)

f = frekuensi (Hz)

ρ = tahanan jenis medium (ohm.m)



Gambar 2.6 *Skin depth* sebagai fungsi dari frekuensi sinyal MT dan tahanan jenis bumi (Xiao, 2004)

Frekuensi dan tahanan jenis berpengaruh terhadap penetrasi kedalaman pada metode magnetotellurik (MT) dapat dilihat pada **Gambar 2.6** yang menjelaskan bahwa semakin besar tahanan jenis medium dan frekuensi gelombang ($T = f^{-1}$), maka semakin jauh penetrasi kedalamannya atau kedalaman investigasinya semakin besar (Xiao, 2004).

II.3.6 Tahanan Jenis Semu dan Fasa

Tahanan jenis semu dan fasa merupakan dua parameter utama yang digunakan untuk mengolah informasi struktur tahanan jenis dari data yang diukur. Tahanan jenis semu dihitung dari nilai medan listrik dan medan magnet dalam domain frekuensi. Karena frekuensi berkorelasi dengan kedalaman, nilai *apparent* tahanan jenis dapat digunakan untuk merepresentasikan lapisan bawah permukaan bumi. Fase menunjukkan perbedaan fase antara medan magnet dan medan listrik dari data pengukuran metode MT ini (Simpson dan Bahr, 2005).

Informasi mengenai struktur tahanan jenis bumi dari pengukuran di permukaan ($z = 0$) diperoleh dari perbandingan medan listrik **E** yang tegak lurus dengan medan magnet **H** yang terukur digunakan dan didefinisikan sebagai impedansi. Penurunan rumus untuk impedansi terdapat pada **Lampiran 4** dan nilainya sebagai berikut:

$$Z_{xy} = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \quad (2.9a)$$

$$Z_{yx} = - \left| \frac{E_y}{H_x} \right| \quad (2.9b)$$

Jika ditinjau berdasarkan arah induksi diperoleh parameter yang dianalisa yaitu nilai tahanan jenis semu dan nilai fasa. Nilai tahanan jenis semu (ρ) merepresentasikan volume rata-rata tahanan jenis bumi dengan jarak yang sama ke *skin depth*. Tahanan jenis semu dapat diselesaikan dengan:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{i\omega\mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.10a)$$

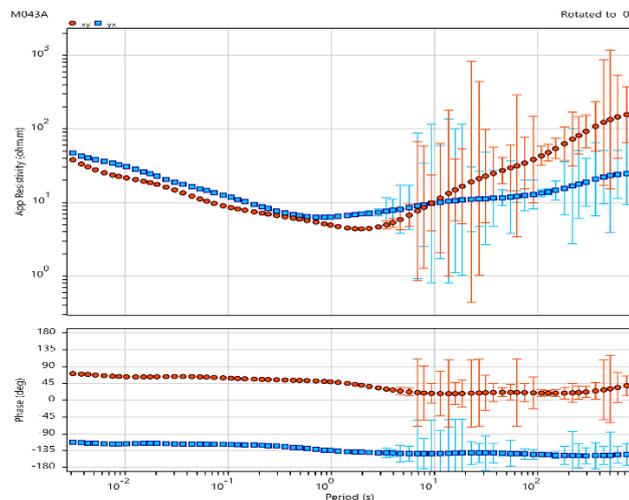
$$\rho_{yx} = \frac{1}{i\omega\mu_0} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (2.10b)$$

Dan fase (φ) merefleksikan perbedaan fase antara komponen medan listrik dengan medan magnet yang didefinisikan dengan:

$$\varphi_{xy} = \tan^{-1} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.11a)$$

$$\varphi_{yx} = \tan^{-1} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (2.11b)$$

Nilai tahanan jenis dan fasa kemudian divisualisasikan dalam bentuk kurva. Contoh kurva ini dapat dilihat pada **Gambar 2.7** di bawah ini:



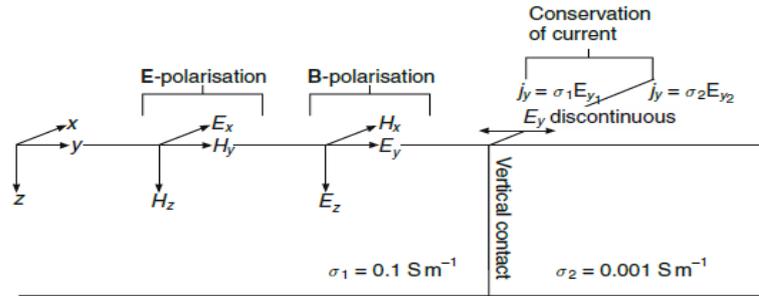
Gambar 2.7 Contoh kurva MT

Kurva tahanan jenis semu dan fasa dapat dilihat pada **Gambar 2.7**, dimana pada gambar terdapat dua kurva, yaitu kurva XY atau yang ditunjukkan dengan warna merah yang merupakan hasil dari mode pengukuran TE (*Transverse Electric*) dan kurva YX atau yang ditandai dengan warna biru merupakan mode pengukuran TM (*Transverse Magnetic*). Sumbu x menunjukkan nilai perioda sedangkan pada sumbu y menunjukkan nilai tahanan jenis dalam ohm.m dan fasa dalam derajat. Frekuensi tinggi memiliki penetrasi yang dangkal dan sebaliknya frekuensi rendah memiliki penetrasi yang dalam.

II.3.7 Polarization Mode

Pengukuran dengan menggunakan metode magnetotellurik memiliki modus pengukuran yang terdiri dari mode *Transverse Electric* (TE) dan mode *Transverse Magnetic* (TM). Dimana mode TE merupakan mode yang komponen medan listrik searah dengan arah strike (arah x) dan komponen medan magnetik terdapat pada sumbu y dan z. Pada mode TE, medan listrik yang melewati sumbu x (E_x) dapat berasosiasi secara kontinyu pada sumbu x. Hal tersebut karena medan listrik sejajar dengan kontak vertikal (*strike*), sehingga mode TE dapat memetakan lapisan konduktif secara lateral dengan baik.

Sedangkan mode *Transverse Magnetic* (TM) memiliki komponen medan magnet yang searah arah strike (arah x) dan komponen medan listrik terdapat pada bidang y dan z. Pada mode TM, medan listrik yang melewati sumbu y (E_y) mengalami diskontinuitas, hal tersebut disebabkan oleh perbedaan konduktivitas akibat kontak vertikal (*strike*) pada sumbu x. Oleh karena itu, mode TM tidak baik dalam memetakan anomali atau lapisan secara lateral. Ilustrasi mode pengukuran magnetotellurik terdapat pada **Gambar 2.8** (Simpson dan Bahr, 2005).



Gambar 2.8 Skema mode TE dan TM (Simpson dan Bahr, 2005)

Pada mode TE komponen medan elektromagnetik yang bervariasi (E_x , H_y , dan H_z) memenuhi persamaan berikut:

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \hat{y} E_x \quad (2.12a)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -\hat{z} H_y \quad (2.12b)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = \hat{z} H_z \quad (2.12c)$$

Sedangkan pada mode TM komponen medan elektromagnetik yang bervariasi (H_x , E_y dan E_z) memenuhi persamaan sebagai berikut:

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = \hat{z} H_x \quad (2.13a)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial z} = \hat{y} E_y \quad (2.13b)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial y} = -\hat{y} E_z \quad (2.13c)$$

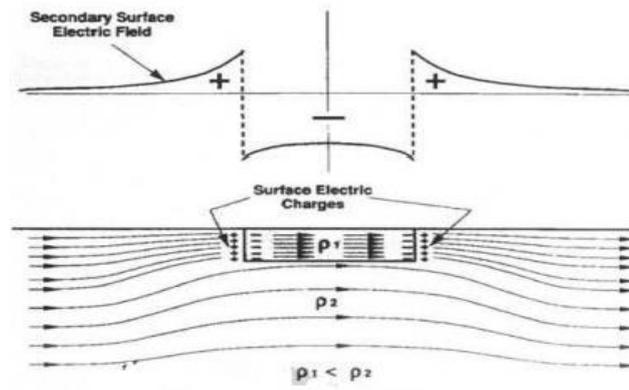
II.3.8 Static Shift

Eksplorasi geothermal umumnya dilakukan pada daerah vulkanik, sehingga data yang dihasilkan mengalami distorsi karena adanya heterogenitas lokal dekat permukaan dan faktor topografi. Distorsi atau efek statik (*static shift*) menyebabkan pergeseran vertikal *sounding* MT (*log* tahanan jenis semu terhadap *log* perioda), sedangkan fasa relatif tidak terganggu (DeGroot-Hedlin, 1991).

Static shift merupakan salah satu contoh efek galvanik yang terjadi akibat akumulasi muatan pada batas heterogenitas permukaan yang mengakibatkan perubahan penjalaran medan listrik primer (Jiracek, 1985). Efek tersebut disebut statik karena akumulasi muatan listrik pada batas konduktivitas medium menimbulkan medan listrik sekunder yang tidak bergantung pada frekuensi sehingga tidak mempengaruhi fase (kurva fase) (DeGroot-Hedlin, 1991). Efek tersebut yang menyebabkan kurva *sounding* MT bergeser secara vertikal (*vertical shifting*) tahanan jenis semu kurva, yaitu antara kurva TE dan TM dalam satu *site*. Pergeseran ini berdampak pada hasil interpretasi. Pergeseran statik dapat dipengaruhi oleh beberapa hal, diantaranya adalah sebagai berikut:

1. Heterogenitas permukaan

Heterogenitas permukaan dapat terjadi karena adanya lapisan yang tidak homogen di bawah permukaan yang dapat menyebabkan arah medan listrik terakumulasi pada batas heterogenitas tersebut. Pada mode TM efek ini akan berpengaruh karena adanya akumulasi pada batas permukaan struktur yang menyebabkan perubahan penjalaran medan listrik. Distorsi pada data MT akan ditandai dengan pergeseran TE dan TM terhadap nilai regional yang sebenarnya (Grandis, 1996).



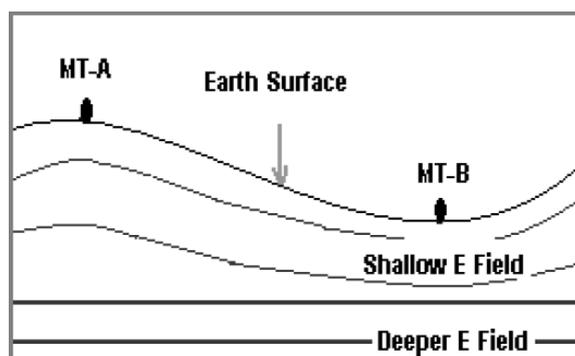
Gambar 2.9 Respon medan listrik akibat heterogenitas permukaan (Xiao, 2004)

Diagram bawah yang terdapat pada **Gambar 2.9** tersebut menjelaskan bagaimana arus konduksi seragam lateral dibengkokkan ke atas dan disalurkan melalui permukaan tubuh tahanan jenis rendah. Efek penyaluran ini diinterpretasikan di permukaan sebagai gelombang medan listrik sekunder dengan lateral positif dan negatif. Selain itu medan listrik yang dihasilkan dari batas tahanan jenis akan mengurangi pengukuran medan listrik, sehingga menurunkan nilai tahanan jenis semu. Pada bagian yang lebih resistif, medan listriknya akan diperkuat dan membuat bagian tersebut menjadi semakin resistif (Xiao, 2004).

2. Efek topografi

Perbedaan topografi akan menghasilkan medan listrik paling rendah berada di puncak dan paling tinggi berada di lembah sehingga tahanan jenis terendah yang terukur berada di puncak dan yang memiliki nilai tahanan jenis tinggi yang terukur di lembah.

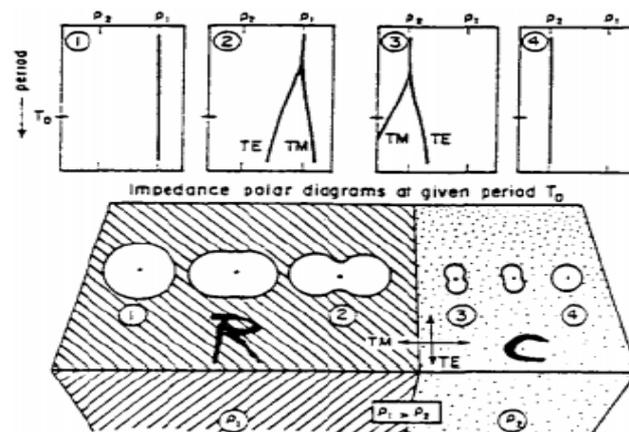
Muatan yang terakumulasi pada batas heterogenitas konduktif dangkal yang mengganggu medan listrik regional secara lokal, gradien tahanan jenis horizontal yang terisolasi di dekat permukaan dan faktor topografi kasar dapat menyebabkan efek ini pada kurva data MT. Skema kondisi topografi yang menyebabkan efek statis shift ditampilkan pada **Gambar 2.10**.



Gambar 2.10 Skema kondisi topografi situs MT menyebabkan pemutusan medan listrik secara lateral (Irfan dkk., 2010)

3. Kontak vertikal

Kontak vertikal dapat juga menyebabkan pergeseran static (*static shift*). Efek ini diakibatkan oleh adanya kontak vertikal berupa struktur seperti patahan, terjadi pada periode tinggi dan akan terjadi pada semua periode jika berada tepat di batas kontak vertikalnya.



Gambar 2.11 Hasil pengukuran akibat kontak vertikal (Vozoff, 1991)

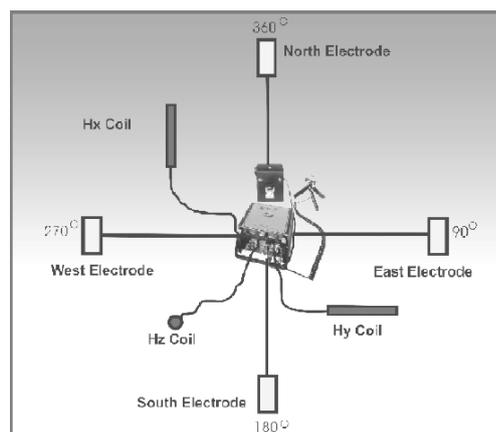
Berdasarkan **Gambar 2.11** terdapat dua kontak tahanan jenis (ρ_1 dan ρ_2), dimana $\rho_1 > \rho_2$. Terlihat bahwa pada pengukuran yang jauh dari kontak vertikal tidak terjadi pergeseran statik, karena efek dari akumulasi muatan tidak berdampak pada stasiun pengukuran tersebut. Pada pengukuran yang mendekati atau bahkan tepat pada batas kontak vertikal, terjadi pergeseran dalam bentuk kurva TM yang berada di atas TE pada bagian yang lebih resistif dan sebaliknya (Vozoff, 1991).

Koreksi untuk mengurangi efek ini kemudian menjadi sangat penting sebelum interpretasi data MT. Hampir seluruh daerah prospek panas bumi Indonesia berada pada topografi medan yang kasar. Kondisi ini menyebabkan efek pergeseran statis pada kurva tahanan jenis semu MT dimana kurva TE dan kurva TM terbelah pada frekuensi tinggi (Irfan dkk., 2010).

II.3.9 Prinsip Akuisisi Data Magnetotellurik

Magnetotellurik ini memanfaatkan gelombang elektromagnetik (EM) alami sebagai sumber sinyal data. Medan listrik (E) dan medan magnet (H) yang terekam oleh alat MT pada saat pengukuran di lapangan terhadap waktu. Bidang terekam secara orthogonal, menggunakan dua saluran listrik dan tiga saluran magnetic seperti pada

Gambar 2.12.



Gambar 2.12 Ilustrasi *layout* MT

Medan listrik alami (E_x dan E_y) diukur dengan dua pasang *porous pot* dan medan magnet alami (H_x , H_y , dan H_z) diukur dengan menggunakan *coil* yang dihubungkan dengan menggunakan kabel ke *main unit*.

a) *Main Unit*

Main unit berfungsi untuk mengontrol proses akuisisi data. Alat tersebut digunakan untuk mengatur berbagai parameter akuisisi, seperti waktu sampling, lama akuisisi dan nama stasiun pengukuran. Data yang terekam pada sensor disimpan dalam memori main unit.

b) *Porous Pot*

Porous pot berfungsi sebagai sensor medan listrik bumi. Medan listrik bumi tidak dapat diukur secara langsung. Untuk mendapatkan medan listrik bumi, data yang

perlu diukur adalah beda potensial antara 2 titik. Beda potensial kemudian dibagi dengan jarak kedua titik tersebut sehingga diperoleh besar medan listrik atau secara matematis dapat ditulis:

$$E = \frac{V}{d} \quad (2.14)$$

Keterangan:

E = medan listrik (volt/m)

V = beda potensial (volt)

d = jarak antar 2 titik (m)

Porous pot digunakan untuk mengurangi efek magnetisasi pada elektroda. Biasanya bagian bawah dilapisi dengan *salty mud mixture* untuk mengurangi hal tersebut. Atau selain itu dengan merendam pada larutan garam (AgCl) (Simpson dan Bahr, 2005). Larutan garam (AgCl) meminimalisasi magnetisasi pada elektroda.

c. Coil

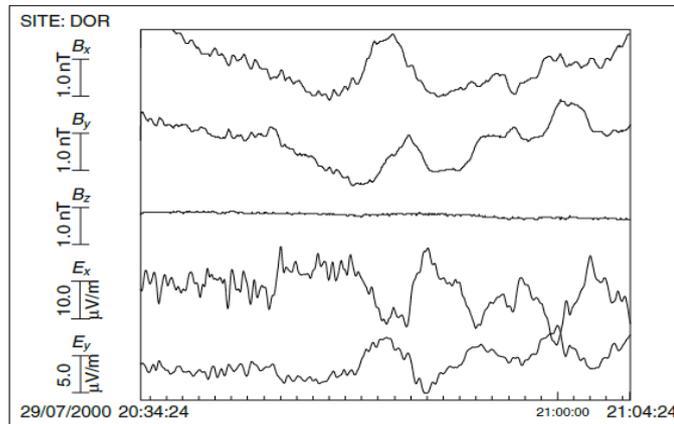
Coil berfungsi sebagai sensor medan magnet. Secara sederhana *coil* menggunakan prinsip induksi. Sensor ini mengukur medan magnet secara horizontal (H_x dan H_y) dan secara vertikal (H_z). *Coil* dalam MT terdiri dari lilitan-lilitan tembaga. Ketika *coil* berinteraksi dengan medan magnet bumi, maka akan muncul arus listrik pada lilitannya. Arus tersebut akan direkam oleh main unit dan diterjemahkan kembali sebagai medan magnet (Simpson dan Bahr, 2005).

II.4 Pengolahan Data Magnetotellurik

II.4.1 Time Series Processing

Penggunaan analisis *time series* dalam *pre-processing* data magnetotellurik dapat meningkatkan kualitas data secara signifikan (Peacock, 2012). Prinsip awal yang

dilakukan dalam proses ini yaitu mengubah domain data *time series* dari domain waktu menjadi domain frekuensi dengan transformasi Fourier.



Gambar 2.13 Bentuk sinyal data *time series* MT (Simpson dan Bahr, 2005)

Transformasi fourier merupakan suatu fungsi yang dapat mengubah sinyal dengan domain waktu ke domain frekuensi. Transformasi ini hanya dapat digunakan untuk fungsi kontinyu (Simpson and Bahr, 2005).

Transformasi fourier didefinisikan sebagai berikut:

$$x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t). e^{-ik\omega t} dt \quad (2.15)$$

Dimana $x(t)$ merupakan sinyal input dalam bentuk time series dan $x(\omega)$ merupakan hasil transformasi dalam bentuk spektra dengan $\omega = 2\pi f$.

II.4.2 Robust Processing

Robust processing merupakan pemrosesan statistik terhadap data magnetotellurik untuk mereduksi data-data yang menyimpang dari pola data utama (*outlier*). *Outlier* merupakan data dengan nilai yang menyimpang jauh dari nilai rata-rata. Untuk mengurangi *outlier* dalam regresi, maka diberikan bobot yang rendah dibandingkan dengan data yang mendekati nilai rata-rata. Selain itu juga untuk menghitung nilai impedansi, tahanan jenis dan fase. *Robust processing* digunakan untuk filter *noise*

awal terhadap data magnetotellurik. Umumnya data dengan nilai yang menyimpang jauh dari nilai rata-rata dapat dianggap sebagai *noise*. Hasil *robust processing* umumnya berupa grafik *apparent* tahanan jenis dan *phase* dalam domain frekuensi dengan pola yang masih berantakan pada frekuensi rendah. Sedangkan pada frekuensi tinggi data sudah cukup rapi (Simpson dan Bahr, 2005).

II.4.3 Pemodelan

Dalam geofisika, model dan parameter model digunakan untuk mengkarakterisasi suatu kondisi geologi bawah permukaan. Pemodelan merupakan proses estimasi model dan parameter model berdasarkan data yang di amati di permukaan bumi. Dalam beberapa referensi istilah model tidak hanya menyatakan representasi kondisi geologi oleh besaran fisis tetapi mencakup pula hubungan matematik atau teoritik antara parameter model dengan respons model (Grandis, 2009).

a. Parameter model

Parameter model merupakan kuantitas numerik yang ingin didapatkan melalui estimasi yang bergantung pada jenis kasusnya. Simbol untuk parameter model adalah m dan banyaknya parameter model yang akan diestimasi adalah M .

b. Data

Data merupakan hasil observasi atau pengukuran yang dilakukan dengan tujuan untuk mendapatkan parameter model yang diinginkan. Simbol untuk data adalah d dan banyaknya data adalah N .

c. Model

Model merupakan hubungan matematis yang menyatakan hubungan antara parameter model dan data serta variabel penunjang lainnya.

Pemodelan dalam geofisika terbagi menjadi dua, yaitu pemodelan ke depan (*forward modelling*) dan pemodelan inversi (*inverse modelling*). Pemodelan ke depan (*forward modelling*) menyatakan proses perhitungan “data” yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah-permukaan tertentu. Perhitungan data teoritis tersebut menggunakan persamaan matematik yang diturunkan dari konsep fisika yang mendasari fenomena yang ditinjau. Dalam pemodelan data geofisika, dicari suatu model yang menghasilkan respon yang cocok atau *fit* dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian, model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah permukaan di tempat pengukuran data. Persamaan pemodelan ke depan dalam bentuk linier (2.17) dan dalam bentuk non-linier (2.18) secara umum:

$$d = Gm \quad (2.17)$$

$$d = G(m) \quad (2.18)$$

Dengan,

d : matriks data

m : matriks parameter model

G : matriks yang menghubungkan d dan m

Sedangkan pemodelan inversi (*inverse modeling*) sering dikatakan sebagai “kebalikan” dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Persamaan proses pemodelan inversi dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$m = G^{-1}d \quad (2.19)$$

Dengan G^{-1} merupakan invers dari matriks data kernel.

Model yang dihasilkan dari proses pemodelan inversi bersifat tidak unik. Ketidak-
 unikan (*non-uniqueness*) solusi pemodelan geofisika diakibatkan paling tidak tiga
 hal utama, yaitu sifat fisika fenomena yang ditinjau, adanya kesalahan atau bising
 (*noise*) pada data dan kekurangan data dalam membatasi atau mendefinisikan
 (menjadi *constrain*) solusi (Grandis, 2009).

II.4.3.1 Teori Inversi

Inversi merupakan suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik
 penyelesaian matematika dan statistik untuk memperoleh distribusi sifat fisis bawah
 permukaan. Analisis terhadap data lapangan dilakukan dengan mencocokkan kurva
 antara model matematika dengan data lapangan. Tingkat kecocokan data hasil
 respon dengan data observasi dinyatakan dalam besaran misfit. Proses inversi tidak
 terlepas dari pemodelan kedepan (*forward modelling*) yaitu proses yang
 menghasilkan respon data dari suatu parameter model yang digunakan. Pada proses
 pemodelan 1D dalam metode magnetotellurik digunakan metode inversi Occam.
 Metode Occam merupakan metode penyelesaian permasalahan non-linier dengan
 pendekatan linier. Metode Occam merupakan hasil pengembangan dari metode
 Levenberg – Marquardt dengan menambahkan parameter delta untuk *smoothing*
 berdasarkan regulasi Tikhonov orde 1.

$$L = \begin{bmatrix} 0 & 0 & & & \\ -1 & 1 & & & \\ & -1 & 1 & & \\ & & \dots & \dots & \\ & & & -1 & 1 \end{bmatrix}_{m \times n} \quad (2.20)$$

Sehingga parameter model menjadi:

$$\hat{d} = d - g(m_n) + \underline{J}_n m_n \quad (2.21a)$$

$$m_{n+1} = [\underline{J}_n^T \underline{J}_n + \alpha^2 L^T L]^{-1} \underline{J}_n^T \hat{d} \quad (2.21b)$$

Dimana d adalah data, m adalah model, $g(m)$ adalah hasil pemodelan ke depan data, J adalah matriks Jacobi, α adalah *smoothing factor*, L adalah regularisasi Tikhonov orde 1 (Warnana dkk., 2016).

Sedangkan untuk pemodelan 2D menggunakan inversi *Non-Linear Conjugate Gradient* (NLCG), dimana pada model 2D terdapat variasi nilai tahanan jenis pada arah lateral dan vertikal yang terdiri dari blok-blok tertentu. Medium yang ada didiskritasi menjadi blok dengan geometri tetap, sehingga parameter model adalah nilai tahanan jenis di setiap blok. Ukuran blok dibuat tidak seragam untuk menggambarkan resolusi data MT yang berkurang terhadap jarak dan kedalaman dari titik pengamatan, serta untuk penerapan syarat batas pada penyelesaian persamaan diferensial medan elektromagnetik. Pemecahan masalah pemodelan MT dengan menggunakan algoritma NLCG dilakukan dengan mencari solusi model yang meminimumkan fungsi objektif Ψ . Secara umum, fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model adalah fungsi non-linier, oleh karena itu pemodelan inversi data MT menggunakan model 2D dengan persamaan dan algoritma penyelesaian inversi non-linier 2D (Grandis, 2009). Bentuk umum masalah inversi non-linier dituliskan dalam persamaan:

$$d = G(m) + e \quad (2.23)$$

Dimana $d = [d^1, d^2, \dots, d^N]^T$ adalah vektor data dengan tiap d^i yang merupakan salah satu algoritma amplitude atau fase dari ρ_{app} untuk keterangan mode TE atau TM, $m = [m^1, m^2, \dots, m^N]^T$ adalah vektor model dari parameter yang didefinisikan sebagai fungsi tahanan jenis ($m(x) = \log \rho(x)$), sedang e adalah vektor error, dan G adalah fungsi dari pemodelan ke depan.

Fungsi objektif Ψ dan didefinisikan sebagai:

$$\psi(m) = (d - G(m))^T V^{-1} (d - G(m)) + \lambda \|L(m - m_0)\|^2 \quad (2.24)$$

Dimana λ merupakan parameter regularisasi sebuah bilangan positif, V adalah matriks kovarian *error*, dan L adalah operator linier (*smoothless*) atau operator Laplacian (Δ).

II.5 Time Domain Electromagnetic Method (TDEM)

Metode TDEM (*Time Domain Electromagnetic*) atau kadang disebut juga TEM (*Transient Electro Magnetic*) adalah salah satu metode geofisika yang memanfaatkan medan elektromagnetik untuk mengetahui struktur tahanan jenis sub-dangkal permukaan. Metode ini menggunakan sumber buatan dengan mengukur peluruhan tegangan *transient* sebagai fungsi waktu. Karena TDEM mengukur medan magnet sekunder, metode ini relatif tidak terpengaruh oleh anomali permukaan lokal dan juga tidak terpengaruh oleh kondisi topografi di permukaan. Data yang dihasilkan memiliki resolusi tinggi untuk mengukur tahanan jenis dangkal (efektif untuk 50 m hingga 500 m di bawah permukaan) dimana data magnetotellurik tidak dapat melihat zona dangkal sedetail TDEM.

Data MT membutuhkan beberapa tahapan pemrosesan untuk mengurangi *noise* yang terekam, serta mengubah domain data dari bentuk waktu menjadi frekuensi. Pergeseran statik kurva MT yang sering terjadi di dekat permukaan dikoreksi dengan menggunakan data TDEM, kurva hasil koreksi statik ini selanjutnya digunakan untuk membuat model tahanan jenis bawah permukaan berdasarkan nilai tahanan jenisnya (Umbara dkk., 2014).