



**PEMODELAN MAGNETOTELURIK 1D PADA  
MODEL LITOLOGI PANAS BUMI TIRIS, PROBOLINGGO**

**SKRIPSI**

Oleh  
**Rini Pujiastuti**  
NIM 121810201012

**JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS JEMBER  
2017**



**PEMODELAN MAGNETOTELURIK 1D PADA  
MODEL LITOLOGI PANAS BUMI TIRIS, PROBOLINGGO**

**SKRIPSI**

diajukan guna melengkapi tugas akhir dan memenuhi salah satu syarat  
untuk menyelesaikan studi pada Program Studi Fisika (S-1)  
dan mencapai gelar Sarjana Sains (S.Si.)

Oleh

**Rini Pujiastuti**  
**NIM 121810201012**

**JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS JEMBER  
2017**

## PERSEMBAHAN

Dengan menyebut nama Allah SWT yang Maha Pengasih lagi Maha Penayang, serta shalawat senantiasa terhaturkan kepada Nabi Muhammad SAW, dengan segala kerendahan hati dan rasa syukur mengucapkan Alhamdulillah, Tugas Akhir/Skripsi ini saya persembahkan kepada:

1. Kedua orang tua tercinta Ayahanda Sutarto dan Ibunda Rusni Setiawati, juga kakakku Mamik Puji Lestari yang selalu memberikan kasih dan sayang, untaian doa, dan rasa cintanya yang tak terhingga dan begitu mendalam. Semoga Allah meridhoi semua usaha yang telah dilakukan selama ini;
2. Guru-guru TK Dharma Wanita Pertiwi, SDN Rambijaya, SMPN 1 Rambipuji, SMAN 1 Rambipuji, dan yang telah membimbing dan memberikan ilmu pengetahuan serta nilai moral sebagai pelajar;
3. Almamater jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Jember.

**MOTTO**

Waktu itu bagaikan pedang, jika kamu tidak memanfaatkannya menggunakan untuk memotong, ia akan memotongmu (menggilasmu) (H.R. Muslim)\*)



---

\*) Departemen Agama Republik Indonesia.

**PERNYATAAN**

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Rini Pujiastuti

NIM : 121810201012

Menyatakan dengan sesungguhnya bahwa karya tulis ilmiah yang berjudul “*Pemodelan Magnetotelurik 1D pada Model Litologi Panas Bumi Tiris, Probolinggo*” adalah benar-benar hasil karya sendiri, kecuali kutipan yang sudah saya sebutkan sumbernya, belum pernah diajukan pada institusi manapun dan bukan karya jiplakan. Saya bertanggung jawab atas keabsahan dan kebenaran isinya sesuai dengan sikap ilmiah yang harus dijunjung tinggi.

Penelitian ini merupakan bagian dari penelitian bersama dosen dan mahasiswa, dan hanya dapat dipublikasikan dengan mencantumkan nama dosen pembimbing.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya, tanpa ada tekanan dan paksaan pihak manapun serta bersedia mendapatkan sanksi akademik jika ternyata di kemudian hari pernyataan ini tidak benar.

Jember, Juli 2017

Yang menyatakan,

Rini Pujiastuti

121810201012

**SKRIPSI**

**PEMODELAN MAGNETOTELURIK 1D PADA  
MODEL LITOLOGI PANAS BUMI TIRIS, PROBOLINGGO**

Oleh

**RINI PUJIASTUTI**

**121810201012**

Pembimbing:

Dosen Pembimbing Utama : Supriyadi, S.Si., M.Si

Dosen Pembimbing Anggota : Nurul Priyantari, S.Si., M.Si

**PENGESAHAN**

Skripsi berjudul “Pemodelan Magnetotelurik 1D Pada Model Litologi Panas Bumi Tiris, Probolinggo” telah diuji dan disahkan pada :

Hari, tanggal :

Tempat : Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam,  
Universitas Jember

Tim Penguji,

Ketua,

Anggota I,

Supriyadi, S.Si., M.Si  
NIP 198204242006041003

Nurul Priyantari, S.Si., M.Si  
NIP 197003271997022001

Anggota II,

Anggota III,

Bowo Eko Cahyono, S.Si., M.Si. Ph.D  
NIP 197202101998021001

Ir. Misto., M.Si  
NIP 195911211991031002

Mengesahkan,  
Dekan Fakultas MIPA,

Drs. Sujito, Ph.D  
NIP 196102041987111001

## RINGKASAN

**Pemodelan Magnetotelurik 1D pada Model Litologi Panas Bumi Tiris, Probolinggo;** Rini Pujiastuti, 121810201012; 2017: 49 Halaman; Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Jember

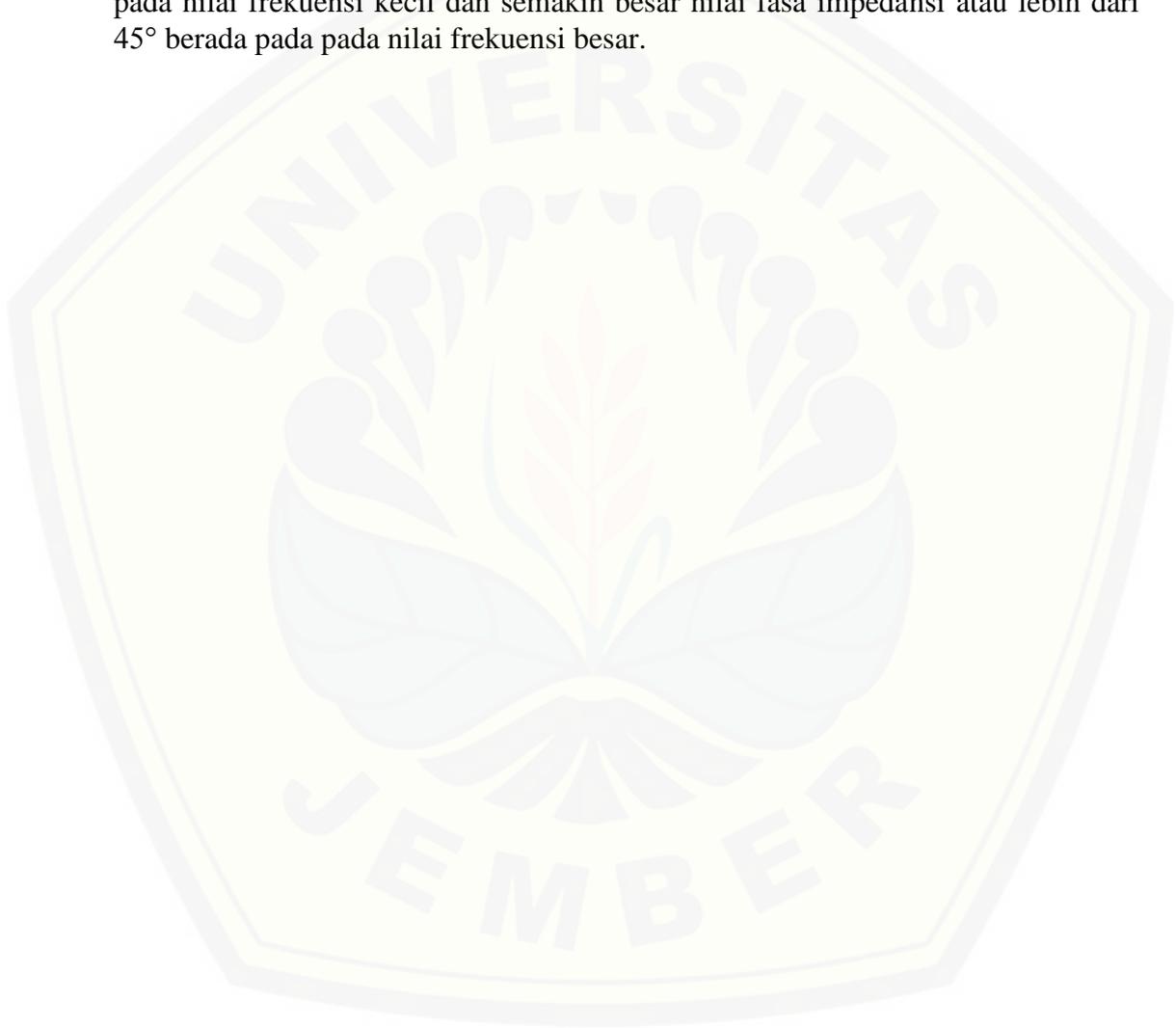
Geofisika merupakan ilmu yang menerapkan konsep fisika untuk mengetahui kondisi permukaan bawah tanah. Eksplorasi geofisika adalah kegiatan menggunakan teknologi geofisika. Salah satunya menggunakan metode elektromagnetik. Metode elektromagnetik digunakan untuk mengetahui anomali konduktif dalam bumi. Pemanfaatan metode elektromagnetik untuk penelitian geofisika adalah metode magnetotelurik. Metode magnetotelurik adalah metode pasif yang memanfaatkan sumber dari alam berupa gelombang elektromagnetik untuk mengetahui konduktivitas dari struktur bawah permukaan bumi.

Penelitian ini menggunakan data dari hasil identifikasi litologi batuan di daerah panas bumi Tiris, Probolinggo. Penelitian tersebut dilanjutkan dengan menggunakan metode magnetotelurik 1D yang bertujuan untuk mengetahui pengaruh resistivitas bumi dan kedalaman dengan respon pemodelan magnetotelurik 1D dan sebagai *study* awal untuk mengetahui kemungkinan metode magnetotelurik dapat diterapkan pada daerah yang telah diteliti menggunakan metode magnetik, dengan menentukan nilai resistivitas lapisan dan ketebalan lapisan. Metode penelitian ini menggunakan teknik *forward modelling* yang dimulai dengan menentukan model resistivitas berdasarkan model litologi data magnetik. Data magnetik tersebut terdiri 3 sayatan yaitu sayatan A-A', B-B' dan C-C'. Setiap sayatan tersebut ditentukan beberapa titik yang diambil secara *horizontal*, sehingga dapat diketahui variasi dari jenis batuan dan ketebalan batuan. Setelah nilai resistivitas batuan dan ketebalan ditentukan kemudian menghitung respon magnetotelurik 1D pada frekuensi  $10^{-1}$  Hz sampai  $10^{-3}$  Hz. Respon pemodelan magnetotelurik 1D adalah kurva hubungan antara resistivitas semu dengan frekuensi dan fasa impedansi dengan frekuensi. Kurva tersebut kemudian dianalisa dan dibandingkan pada setiap titik.

Kurva resistivitas semu dan fasa impedansi terhadap frekuensi merupakan hasil pemodelan magnetotelurik 1D. Penetrasi gelombang pada frekuensi 0,1 Hz mampu menembus semua lapisan sampai kedalaman 1500 m, sehingga nilai resistivitas semu mewakili seluruh nilai resistivitas masing-masing lapisan. Sedangkan ketika nilai frekuensi 1000 Hz hanya dapat menembus pada lapisan yang berada di dekat permukaan bumi, sehingga nilai resistivitas semu sangat dipengaruhi oleh lapisan tersebut. Nilai resistivitas semu setiap frekuensi sangat dipengaruhi oleh nilai resistivitas batuan pada lapisan paling bawah sesuai dengan *skin depth*-nya. Nilai fasa impedansi dibagi menjadi 2 kelompok, yakni nilai fasa impedansi yang kurang dari  $45^\circ$  dan nilai fasa impedansi yang lebih dari  $45^\circ$ . Nilai fasa impedansi yang kurang dari  $45^\circ$  berada pada frekuensi yang kecil yaitu sekitar 0,1 Hz – 50 Hz. Sedangkan nilai frekuensi yang lebih dari  $45^\circ$  berada pada frekuensi yang besar yaitu sekitar 60 Hz – 1000 Hz. Selain pengaruh oleh

frekuensi, perubahan nilai fasa impedansi juga dipengaruhi oleh nilai resistivitas setiap lapisan.

Nilai resistivitas batuan pada setiap lapisan berpengaruh terhadap nilai resistivitas semu, semakin besar nilai resistivitas batuan maka semakin besar juga nilai resistivitas semu yang terukur. Selain itu, nilai resistivitas semu juga dipengaruhi oleh frekuensi, dimana semakin besar frekuensi maka penetrasi kedalaman akan semakin kecil, sehingga lebih sedikit lapisan yang dapat ditembus. Dalam penelitian ini diketahui bahwa fasa impedansi memiliki nilai sekitar  $45^\circ$ , ketika nilai fasa impedansi semakin kecil atau kurang dari  $45^\circ$  berada pada nilai frekuensi kecil dan semakin besar nilai fasa impedansi atau lebih dari  $45^\circ$  berada pada nilai frekuensi besar.



## PRAKATA

Segala puji kepada Allah SWT pencipta seluruh alam semesta, yang senantiasa memberikan rahmat dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “Pemodelan Magnetotelurik 1D pada Model Litologi Panas Bumi Tiris, Probolinggo”, sebagai salah satu persyaratan untuk menyelesaikan pendidikan program strata satu (S-1) Jurusan Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Jember.

Penyusunan skripsi ini tidak terlepas dari bantuan dan dukungan dari berbagai pihak, oleh karena itu penulis ingin menyampaikan ucapan terimakasih kepada:

1. Supriyadi, S.Si., M.Si., selaku Dosen Pembimbing Utama dan Nurul Priyantari S.Si., M.Si., selaku Dosen Pembimbing Anggota yang telah meluangkan waktu, pikiran, perhatian, bimbingan dalam masa kuliah dan penulisan skripsi ini;
2. Bowo Eko Cahyono, S.Si., M.Si. Ph.D selaku Dosen Penguji I dan Ir. Misto., M.Si selaku Dosen Penguji II serta Dosen Pembimbing Akademik Drs. Yuda Cahyoargo Hariadi, M.Sc., Ph.D yang telah meluangkan waktu, pikiran, perhatian, bimbingan, kritik dan saran demi kesempurnaan skripsi ini;
3. Seluruh dosen dan staf Jurusan Fisika Fakultas MIPA Universitas Jember terimakasih atas didikan dan bantuan hingga saat ini;
4. Nurcahyo Sutrisno, Larginingsih, dan Atmani yang telah memberikan perhatian, doa, dukungan dan kasih sayang;
5. Teman-teman angkatan 2012 “LORENTZ”, dan keluarga besar HIMAFI yang selalu memberikan semangat dan pengalaman;
6. Rekan – rekan Geofisika Ajeng, Lutfi Halimatus, Yulia, M. Eka Anjari, M. Rifqi Fuadi yang telah berbagi ilmu;
7. Semua pihak yang tidak dapat disebutkan satu persatu.

Penulis menyadari bahwa skripsi ini masih terdapat banyak kekurangan dalam penyusunannya, untuk itu penulis mengharapkan kritik dan saran dari

semua pihak demi kesempurnaan skripsi ini. Akhirnya penulis berharap, semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi semua pihak khususnya bidang Geofisika.

Jember, Juli 2017

Penulis



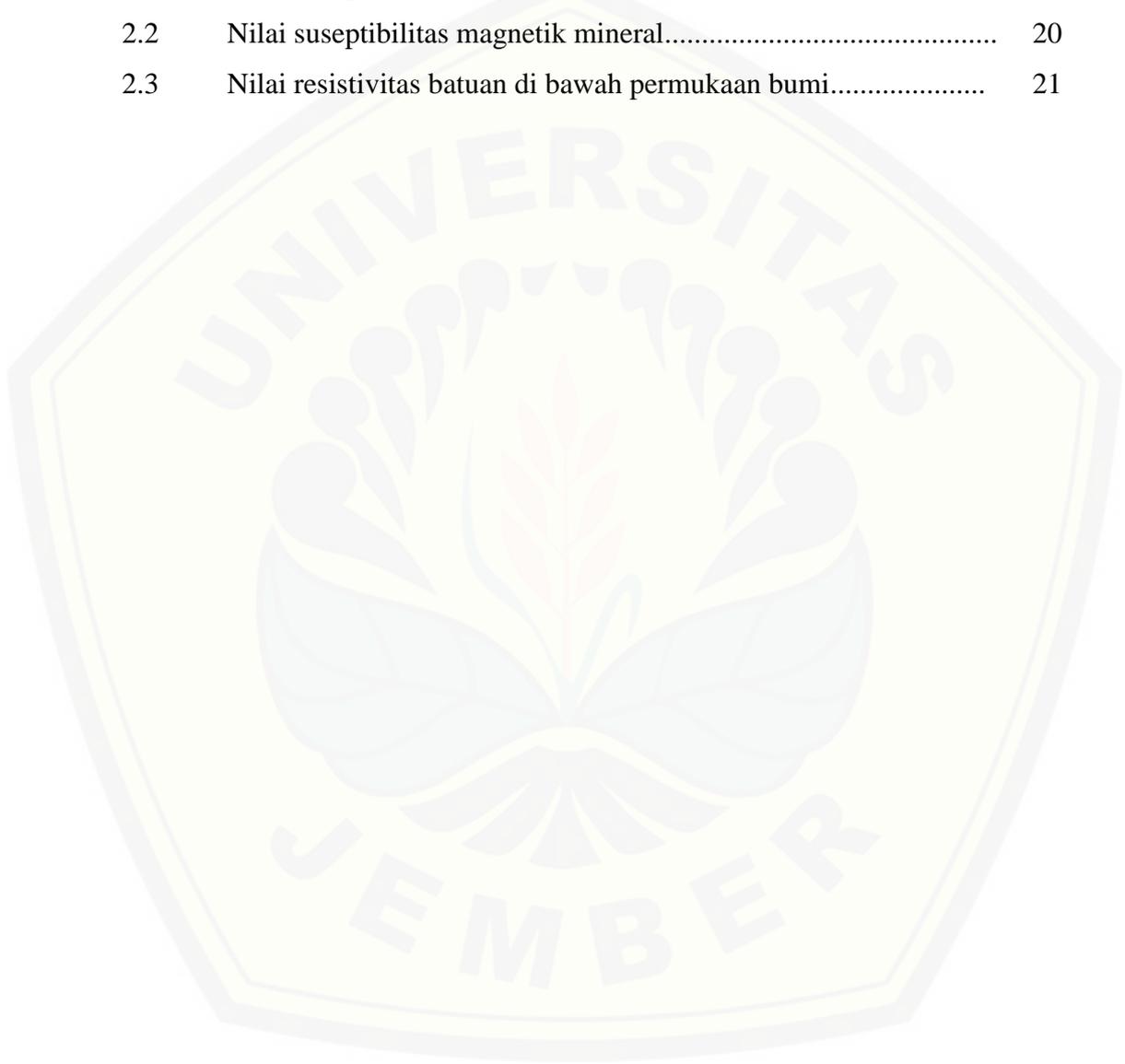
DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN SAMPUL .....	i
HALAMAN JUDUL .....	ii
HALAMAN PERSEMBAHAN .....	iii
HALAMAN MOTTO .....	iv
HALAMAN PERNYATAAN.....	v
HALAMAN PEMBIMBING .....	vi
HALAMAN PENGESAHAN.....	vii
RINGKASAN .....	viii
PRAKATA .....	x
DAFTAR ISI.....	xii
DAFTAR TABEL .....	xiv
DAFTAR GAMBAR.....	xv
DAFTAR LAMPIRAN .....	xvii
<b>BAB 1. PENDAHULUAN .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Latar Belakang .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Rumusan Masalah .....</b>	<b>3</b>
<b>1.3 Tujuan Penelitian .....</b>	<b>3</b>
<b>1.4 Manfaat.....</b>	<b>4</b>
<b>BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA.....</b>	<b>5</b>
<b>2.1 Magnetotelurik.....</b>	<b>5</b>
<b>2.2 Gelombang Elektromagnetik pada <math>-n</math> Lapisan Bumi.....</b>	<b>12</b>
<b>2.3 Pemodelan Magnetotelurik 1D.....</b>	<b>16</b>
<b>2.4 Metode Geomagnetik .....</b>	<b>17</b>
<b>BAB 3. METODE PENELITIAN.....</b>	<b>22</b>
<b>3.1 Rancangan Penelitian.....</b>	<b>22</b>
<b>3.2 Jenis Penelitian.....</b>	<b>23</b>
<b>3.3 Definisi Operasioanal Variabel dan Skala Pengukurannya .....</b>	<b>23</b>

3.3.1 Variabel Bebas .....	24
3.3.2 Variabel Terikat.....	24
<b>3.4 Kerangka Pemecahan Masalah .....</b>	<b>25</b>
<b>3.5 Metode Analisa Data .....</b>	<b>26</b>
<b>BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN.....</b>	<b>28</b>
<b>4.1 Nilai Resistivitas Semu dan Fasa Impedansi pada Model Anomali Magnetik pada Sayatan A – A’ .....</b>	<b>28</b>
<b>4.2 Nilai Resistivitas Semu dan Fasa Impedansi pada Model Anomali Magnetik pada Sayatan B – B’ .....</b>	<b>34</b>
<b>4.3 Nilai Resistivitas Semu dan Fasa Impedansi pada Model Anomali Magnetik pada Sayatan C – C’ .....</b>	<b>40</b>
<b>BAB 5. PENUTUP.....</b>	<b>47</b>
<b>5.1 Kesimpulan.....</b>	<b>47</b>
<b>5.2 Saran .....</b>	<b>47</b>
<b>DAFTAR PUSTAKA .....</b>	<b>48</b>
<b>LAMPIRAN.....</b>	<b>50</b>

**DAFTAR TABEL**

	Halaman
2.1 Nilai suseptibilitas magnetik dari macam – macam batuan.....	19
2.2 Nilai suseptibilitas magnetik mineral.....	20
2.3 Nilai resistivitas batuan di bawah permukaan bumi.....	21



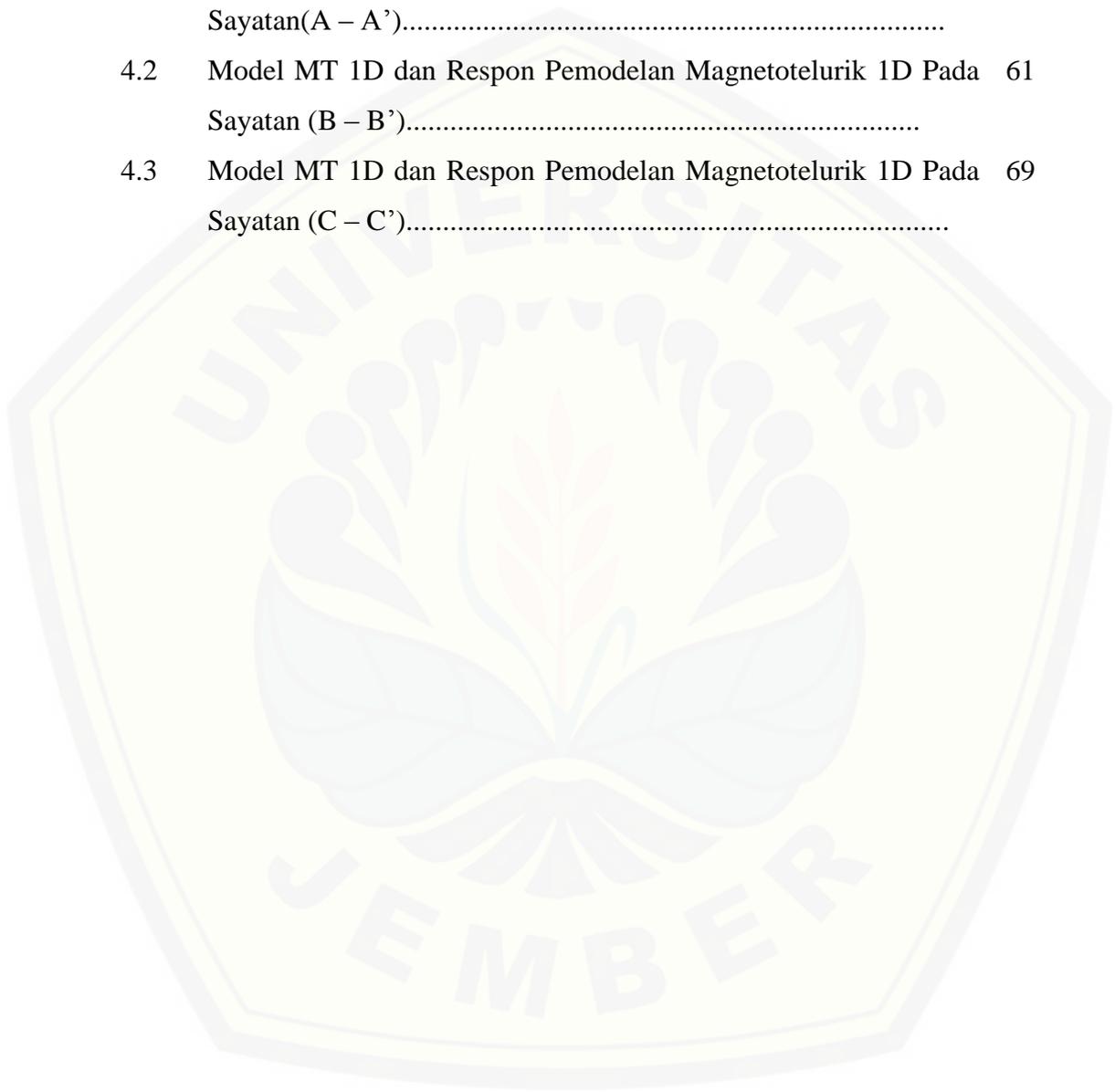
**DAFTAR GAMBAR**

	Halaman
2.1 Skema terjadinya magnetotelurik.....	5
2.2 Model lapisan bumi.....	13
2.3 Respon model magnetotelurik 1D menggunakan fungsi rekursif.....	17
3.1 Rancangan penelitian.....	22
3.2 <i>Flowchart</i> program.....	25
4.1 Model anomali magnetik dan resistivitas batuan sayatan (A – A')....	29
4.2 Model 1D resistivitas batuan pada titik 1 sayatan (A - A').....	29
4.3 Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi titik 1 sayatan (A - A').....	30
4.4 Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi titik 1 sayatan (A – A').....	31
4.5 Model 1D resistivitas batuan pada titik 3 sayatan (A - A').....	32
4.6 Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi titik 3 sayatan (A - A').....	32
4.7 Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi pada titik 3 Sayatan (A – A').....	33
4.8 Model anomali magnetik dan resistivitas batuan sayatan (B – B')....	35
4.9 Model 1D resistivitas batuan pada titik 5 sayatan (B – B').....	35
4.10 Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi titik 5 sayatan (B - B').....	36
4.11 Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi pada titik 5 sayatan (B – B').....	37
4.12 Model 1D resistivitas batuan pada titik 8 sayatan (B – B').....	38
4.13 Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi titik 8 sayatan (B - B').....	38
4.14 Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi pada titik 8 sayatan (B - B').....	39

4.15	Model anomali magnetik dan resistivitas batuan sayatan (C - C')....	41
4.16	Model 1D resistivitas batuan pada titik 7 sayatan (C - C').....	41
4.17	Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi titik 7 sayatan (C - C').....	42
4.18	Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi pada titik7 sayatan (C - C').....	43
4.19	Model 1D resistivitas batuan pada titik 8 sayatan (C - C').....	44
4.20	Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi pada titik 8 sayatan (C - C').....	44
4.21	Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi pada titik 8 sayatan (C - C').....	45

**DAFTAR LAMPIRAN**

	Halaman
4.1 Model MT 1D dan Respon Pemodelan Magnetotelurik 1D Pada Sayatan(A – A').....	50
4.2 Model MT 1D dan Respon Pemodelan Magnetotelurik 1D Pada Sayatan (B – B').....	61
4.3 Model MT 1D dan Respon Pemodelan Magnetotelurik 1D Pada Sayatan (C – C').....	69



## BAB 1. PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Geofisika adalah ilmu yang menerapkan konsep atau teori fisika untuk mengetahui kondisi di bawah permukaan bumi. Eksplorasi geofisika adalah kegiatan menggunakan teknologi geofisika dengan penerapan konsep fisika, salah satunya dengan metode elektromagnetik. Eksplorasi geofisika ini diterapkan secara umum untuk menentukan struktur bumi, secara lokal untuk eksplorasi mineral, pertambangan dan dalam skala kecil untuk aplikasi geoteknik (misalnya penentuan pondasi bangunan). Pada pelaksanaannya eksplorasi geofisika menggunakan beberapa metode yaitu metode gaya berat, metode geomagnetik, metode seismik, metode geolistrik, dan metode elektromagnetik. Metode elektromagnetik digunakan untuk eksplorasi anomali konduktif dalam bumi. Pemanfaatan metode elektromagnetik untuk penelitian geofisika adalah metode magnetotelurik (MT).

Metode magnetotelurik adalah metode pasif yang memanfaatkan sumber dari alam berupa gelombang elektromagnetik untuk mengetahui konduktivitas dari struktur permukaan bawah permukaan (Simpson dan Bahr, 2005). Metode magnetotelurik bergantung pada penetrasi energi elektromagnetik ke dalam bumi (Vozoff, 1972). Konsep dasar magnetotelurik adalah pada frekuensi rendah, turunan dari medan magnet ( $\vec{H}$ ) horizontal ortogonal dengan medan listrik ( $\vec{E}$ ) (Thikhonov, 1965).

Menurut Anderson *et al.* (2000), metode magnetotelurik dapat membantu dalam penentuan zona konduktif atau mineral lempung yang menjadi penutup bagi reservoir sistem panas bumi. Selain itu magnetotelurik juga dapat mendukung hasil penelitian dari studi geologi dan geokimia dalam penyusunan strategi pengembangan kawasan panas bumi. Magnetotelurik merupakan metode yang sering dipakai dalam penyelidikan panas bumi karena biaya lebih murah dan teknologi pengolahan data yang semakin berkembang. Menurut Green (2003), amplitudo, fase, dan hubungan arah antara medan listrik ( $\vec{E}$ ) dan medan magnetik ( $\vec{H}$ ) di atas permukaan bergantung pada distribusi resistivitas listrik di bawah

permukaan. Dengan bergantungnya sinyal frekuensi dan resistivitas materialnya, metode magnetotelurik bisa menyelesaikan struktur geolistrik dari kedalaman puluhan meter sampai dengan puluhan kilometer. Sinyal frekuensi yang lebih rendah dengan panjang gelombang yang lebih panjang, dapat diperoleh dari waktu merekam yang lebih panjang, sehingga mempunyai penetrasi kedalaman yang lebih jauh. Menurut Ussher *et al.* (2000), resistivitas adalah salah satu parameter geofisika yang paling berguna dalam usaha untuk memprediksi keberadaan sistem panas bumi. Kondisi geologi sistem panas bumi yang khas merupakan penyebab keberadaan anomali resistivitas di bawah permukaan. Salinitas fluida, mineral alterasi dan temperatur yang tinggi adalah faktor pengontrol nilai resistivitas suatu sistem panas bumi. Anomali resistivitas tersebut menjadikan daerah prospek panas bumi dapat dibedakan dengan daerah non prospek di sekitarnya.

Penelitian dengan menggunakan metode magnetotelurik telah dilakukan beberapa peneliti. Syahwanti dan Hezliana (2014) memodelkan respon MT 1D dengan mengaplikasikan metode magnetotelurik untuk pendugaan reservoir panas bumi di daerah mata air panas Cubadak, Sumatera Barat. Syahwanti menggunakan sensor elektrik yang berfungsi merekam data medan listrik dan menggunakan sensor magnetik yang berfungsi merekam data medan magnet dan menggunakan proses transformasi Fourier karena menggunakan parameter fisis impedansi dimana impedansi merupakan fungsi dari frekuensi. Grandis (1997) melakukan penurunan secara lengkap perhitungan impedansi di permukaan bumi berlapis horisontal yang menghasilkan persamaan rekursif yang dapat diimplementasikan secara numerik untuk pemodelan ke depan (*forward modelling*) MT 1D. Harris dan Pethick (2015) membuat web aplikasi *Forward Modelling* magnetotelurik 1D. Pemodelan magnetotelurik 1D perlu dilakukan karena digunakan sebagai langkah awal untuk menentukan daerah tersebut bisa dilanjutkan ke eksplorasi magnetotelurik 2D dan 3D. Pada model 1D, resistivitas medium hanya bervariasi terhadap kedalaman ( $z$ ) dan direpresentasikan sebagai beberapa lapisan horisontal, masing – masing dengan resistivitas homogen dan ketebalan tertentu. Pada penelitian ini, dilakukan pemodelan data magnetotelurik 1D dengan meninjau pengaruh dari resistivitas bumi. Hasil Pemodelan

## BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Magnetotelurik

Metode magnetotelurik (MT) adalah salah satu metode eksplorasi geofisika yang memanfaatkan medan elektromagnetik alam. Medan EM tersebut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga spektrum frekuensinya sangat besar ( $10^{-5}$  Hz -  $10^4$  Hz). Pada frekuensi yang cukup rendah (kurang dari 1 Hz), angin matahari yang mengandung partikel-partikel bermuatan listrik berinteraksi dengan medan magnet permanen bumi sehingga menyebabkan variasi medan EM. Variasi pada frekuensi audio diatas 1 Hz terutama disebabkan oleh aktivitas meteorologis berupa petir. Petir yang terjadi di suatu tempat menimbulkan gelombang EM yang terperangkap antara ionosfer dan bumi dan menjalar mengitari bumi. Fenomena arus telurik digunakan dalam aplikasi kebumihan melalui metode magnetotelurik (MT). Dalam metode ini, arus telurik digunakan sebagai sumber menginduksi material bawah permukaan untuk memperoleh informasi struktur konduktivitas bawah permukaan (Vozoff, 1972).



Gambar 2.1 Skema terjadinya magnetotelurik (Sumber: Arumsari,2007)

Gambar 2.1 menjelaskan bahwa medan elektromagnetik alam hakikatnya merambat secara vertikal menuju bumi karena adanya kontras resistivitas yang besar pada lapisan udara-bumi, yang menyebabkan pembelokan (*refraksi*) vertikal kedua medan (elektrik dan magnetik) yang ditransmisikan ke dalam bumi. Medan elektromagnetik kemudian berasosiasi dengan arus telurik yang ada di bumi. Kemudian medan magnet menginduksi batuan konduktif dalam lapisan bumi dan

menghasilkan medan magnetik sekunder B. perubahan medan magnet *horizontal* menginduksi perubahan medan listrik yang horizontal inilah yang akan diukur di permukaan (Arumsari, 2007).

Persamaan dasar magnetoteknik menggunakan persamaan Maxwell yaitu,

$$(i) \nabla \cdot \vec{E} = \frac{q}{\epsilon_0} \quad (2.1)$$

$$(ii) \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.2)$$

$$(iii) \nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.3)$$

$$(iv) \nabla \times \vec{B} = \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.4)$$

Untuk penjalaran gelombang elektromagnetik terdapat pada bumi sebagai medium konduktif, dimana rapat arus  $\vec{J}$  tidak lagi sama dengan nol tetapi sebanding dengan medan listrik  $\vec{E}$ . Sehingga persamaan Maxwell menjadi

$$(i) \nabla \cdot \vec{D} = q \quad (2.5)$$

$$(ii) \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.6)$$

$$(iii) \nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.7)$$

$$(iv) \nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.8)$$

Dimana :

$\vec{E}$  adalah medan listrik (V/m)

$\vec{B}$  adalah medan magnet (Wb/m<sup>2</sup>)

$\vec{J}$  adalah rapat arus listrik yang disebabkan oleh muatan bebas (Cm<sup>3</sup>)

$q$  adalah rapat muatan listrik (Cm<sup>3</sup>)

$\vec{D}$  adalah perpindahan listrik (c/m<sup>2</sup>)

$\vec{H}$  adalah medan magnet (A/m)

$\epsilon_0$  adalah permitivitas listrik ( $\epsilon \approx \epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} \text{F/m}$ )

$\mu_0$  adalah permeabilitas magnet ( $\mu \approx \mu_0 = 1,256 \times 10^{-6} \text{H/m}$ )

(Griffiths, 1999).

Persamaan (2.5) menyatakan hukum Gauss yaitu fluks elektrik pada suatu ruang sebanding dengan muatan total yang ada di dalam ruang tersebut. Persamaan (2.7) diturunkan dari hukum Faraday yang menyatakan bahwa perubahan fluks magnetik menyebabkan medan listrik dengan gaya gerak listrik berlawanan dengan variasi fluks magnetik yang menyebabkannya. Persamaan (2.8) merupakan generalisasi teorema Ampere dengan memperhitungkan hukum kekekalan muatan. Persamaan tersebut menyatakan bahwa magnet timbul akibat fluks total arus listrik yang disebabkan oleh arus konduksi dan arus perpindahan. Sedangkan persamaan (2.5) yang identik dengan (2.6) berlaku untuk medan magnet.

Hubungan antara intensitas medan dengan fluks yang terjadi pada medium dinyatakan dalam persamaan

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (2.9)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.10)$$

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \frac{E}{\rho} \quad (2.11)$$

dimana

$\sigma$  adalah nilai konduktivitas listrik (s/m) atau ( $\Omega^{-1}/m$ )

$\rho$  adalah resistivitas ( $\Omega m$ )

Persamaan (2.9) menyatakan bahwa besarnya rapat fluks medan listrik tergantung pada permitivitas bahan dielektrik yang diinduksi dan besarnya medan listrik yang menginduksi. Persamaan (2.10) menyatakan bahwa besarnya fluks medan magnet tergantung pada permeabilitas bahan dielektrik yang diinduksi serta besarnya medan magnet yang menginduksi. Persamaan (2.11) yang merupakan hukum ohm, menyatakan bahwa rapat arus listrik bergantung pada nilai konduktivitas bahan yang terinduksi oleh besarnya medan listrik (Vanderlinde, 1993). Untuk menyederhanakan, sifat fisik medium diasumsikan tidak bervariasi terhadap waktu dan posisi (homogen isotropik). Dengan demikian akumulasi muatan seperti dinyatakan pada persamaan (2.11) tidak terjadi (Tikhonov, 1965).

Menurut Telford (2004), persamaan (2.9) sampai (2.11) disubstitusikan dalam persamaan (2.3) dan (2.8), sehingga menjadi

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (2.12)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.13)$$

Untuk medan magnet dan medan listrik gelombang elektromagnetik pada bidang sinusoidal dan dalam bentuk eksponensial, maka persamaan (2.12) dan (2.13) menjadi:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \cos(kx - \omega t) = \vec{E}_0 e^{-i(kx - \omega t)} \quad (2.14)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 \cos(kx - \omega t) = \vec{H}_0 e^{-i(kx - \omega t)} \quad (2.15)$$

Maka dalam domain frekuensi yang bergantung terhadap waktu dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t} \quad (2.16)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 e^{i\omega t} \quad (2.17)$$

Persamaan (2.16) dan (2.17) disubstitusikan ke dalam persamaan (2.12) dan (2.13) dan selanjutnya dideferensialkan secara parsial, sehingga menjadi

$$\begin{aligned} \nabla \times \vec{E} &= -\mu \left[ \frac{\partial (\vec{H}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right] + -\vec{H} \left[ \frac{\partial \mu}{\partial t} \right] \\ &= -\mu \left[ \frac{\partial (\vec{H}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right] + 0 \\ &= -\mu \left[ \left( e^{i\omega t} \frac{\partial \vec{H}_0}{\partial t} \right) + \left( \vec{H}_0 \frac{\partial (e^{i\omega t})}{\partial t} \right) \right] \\ &= -i\mu\omega (\vec{H}_0 e^{i\omega t}) \\ \nabla \times \vec{E} &= -i\mu\omega \vec{H} \end{aligned} \quad (2.18)$$

$$\begin{aligned} \nabla \times \vec{H} &= \left[ \varepsilon \left( \frac{\partial (\vec{E}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right) \right] + \vec{H} \left[ \left( \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \right) \right] + \sigma \vec{E} \\ &= \left[ \varepsilon \left( \frac{\partial (\vec{E}_0 e^{i\omega t})}{\partial t} \right) + 0 \right] + \sigma \vec{E} \\ &= \varepsilon \left[ \left( e^{i\omega t} \frac{\partial (\vec{E}_0)}{\partial t} \right) + (\vec{E}_0) \frac{\partial (e^{i\omega t})}{\partial t} \right] + \sigma \vec{E} \\ &= i\varepsilon\omega (\vec{E}_0 e^{i\omega t}) + \sigma \vec{E} \end{aligned}$$

$$\nabla x \vec{H} = i\varepsilon\omega \vec{E} + \sigma \vec{E} = (i\varepsilon\omega + \sigma) \vec{E} \quad (2.19)$$

Untuk menyederhanakan persamaan (2.18) dan (2.19), maka variabel medan listrik dan medan magnet diturunkan lagi, sehingga

$$\begin{aligned} \nabla x (\nabla x \vec{E}) &= \nabla x (-i\mu\omega \vec{H}) \\ &= -i\mu\omega (\nabla x \vec{H}) \end{aligned} \quad (2.20)$$

$$\begin{aligned} \nabla x (\nabla x \vec{H}) &= \nabla x (i\varepsilon\omega + \sigma) \vec{E} \\ &= (i\varepsilon\omega + \sigma) (\nabla x \vec{E}) \end{aligned} \quad (2.21)$$

Persamaan (2.18) dan (2.19) disubstitusikan ke persamaan (2.20) dan (2.21), maka menjadi

$$\nabla x (\nabla x \vec{E}) = -i\mu\omega (\nabla x \vec{H}) = (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma) \vec{E} \quad (2.22)$$

$$\nabla x (\nabla x \vec{H}) = (i\varepsilon\omega + \sigma) (\nabla x \vec{E}) = (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma) \vec{H} \quad (2.23)$$

Dengan menggunakan operasi *curl* identitas vektor dimana A adalah E atau H,

$$\nabla x (\nabla x \vec{A}) = \nabla (\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A} \quad (2.24)$$

Untuk bumi yang diasumsikan sebagai medium homogen maka  $(\nabla x \vec{A}) = 0$  (Griffith, 1999).

Jadi persamaan (2.22) dan (2.23) menjadi

$$\begin{aligned} \nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} &= (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma) \vec{E} \\ \nabla^2 \vec{E} + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma) \vec{E} &= 0 \end{aligned} \quad (2.25)$$

$$\begin{aligned} \nabla (\nabla \cdot \vec{H}) - \nabla^2 \vec{H} &= (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma) \vec{H} \\ \nabla^2 \vec{H} + (\varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma) \vec{H} &= 0 \end{aligned} \quad (2.26)$$

Jika persamaan diatas dinyatakan dalam persamaan Helmholtz, dimana

$$k^2 = \varepsilon\mu\omega^2 - i\mu\omega\sigma$$

Jadi diperoleh persamaan

$$\nabla^2 \vec{E} - k^2 \vec{E} = 0 \quad (2.27)$$

$$\nabla^2 \vec{H} - k^2 \vec{H} = 0 \quad (2.28)$$

Metode magnetotelurik menggunakan frekuensi gelombang elektromagnetik rendah, sehingga perlu dilakukan asumsi aproksimasi keadaan

kuasi-statik ( $\epsilon\mu\omega^2 \ll i\mu\omega\sigma$ ) dengan waktu tempuh gelombang diabaikan. Sehingga suku yang terdapat arus perpindahan ( $\epsilon$ ) dapat diabaikan terhadap suku yang mengandung arus konduksi ( $\sigma$ ).

Pada kondisi yang umum dijumpai dalam eksplorasi geofisika (frekuensi lebih rendah dari  $10^4$  Hz, medium bumi) suku mengandung  $\epsilon$  (perpindahan listrik) dapat diabaikan terhadap suku yang mengandung  $\sigma$  (konduksi listrik) karena harga  $\omega\mu\sigma \gg \omega^2\mu\epsilon$  untuk  $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$ . Pendekatan tersebut adalah aproksimasi keadaan kuasi stasioner dimana waktu tempuh gelombang diabaikan (Dobrin dan Savait, 1988).

Gelombang elektromagnetik dianggap sebagai gelombang bidang yang merambat secara vertikal ke dalam bumi berapapun sudut jatuhnya terhadap permukaan bumi. Hal ini mengingat besarnya kontras konduktivitas atmosfer dan bumi.

Penyelesaian persamaan gelombang (2.27) dan (2.28) yang merupakan persamaan diferensial orde 2 cukup kompleks mengingat semua variabel dapat bervariasi terhadap waktu dan posisi dalam sistem koordinat kartesian ( $x, y, z$ ). Oleh karena itu ditinjau permasalahan yang sederhana, yaitu kasus medium homogen.

Model bumi yang paling sederhana adalah suatu *half-space* homogen isotropik dimana diskontinuitas resistivitas hanya terdapat pada batas udara dengan bumi. Dalam hal ini setiap komponen horisontal medan listrik dan medan magnet hanya bervariasi terhadap kedalaman sehingga dekomposisi persamaan (2.27) adalah

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} = k^2 E_y \quad (2.29)$$

Solusi elementer dari persamaan diferensial diatas adalah

$$E_y = A e^{-kz} + B e^{+kz} \quad (2.30)$$

$$E_y = A e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} + B e^{+i\alpha z} e^{+\beta z} \quad (2.31)$$

Dimana  $y$  dan  $z$  adalah sumbu koordinat kartesian dengan  $z$  adalah kedalaman (positif vertikal ke bawah) (Vozzof, 1991).

Secara umum eksponensial yang mengandung komponen bilangan imajiner dari  $k(e^{\pm i\alpha z})$  menyatakan variasi sinusoidal gelombang elektromagnetik terhadap kedalaman, sedangkan eksponensial yang mengandung komponen bilangan riil dari  $k(e^{\pm \beta z})$  menyatakan faktor atenuasi menurut sumbu  $z$  positif atau negatif. Konstanta  $A$  dan  $B$  ditentukan berdasarkan syarat batas dengan,

$$\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}}$$

Dekomposisi persamaan (2.12), dengan memperhatikan (2.16) dan (2.30), menghasilkan komponen medan magnet sebagai berikut

$$\begin{aligned} H_x &= -\frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial E_y}{\partial z} \\ &= \frac{k}{i\omega\mu_0} (A e^{-kz} - B e^{+kz}) \end{aligned} \quad (2.32)$$

Untuk bumi homogen, koefisien  $B$  pada persamaan (2.30) (2.31) (2.32) berharga nol, sumber medan elektromagnetik bersifat ekstrim dan amplitudo medan elektromagnetik harus menjadi nol pada kedalaman tak hingga. Dengan kata lain koefisien  $A$  mengandung faktor atenuasi gelombang elektromagnetik terhadap kedalaman ( $z$  positif ke bawah).

Impedansi yang didefinisikan sebagai perbandingan antara medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus dapat diperoleh dari persamaan (2.30) (2.31) (2.32), sehingga menjadi

$$Z_{yx} \equiv \frac{E_y}{H_x} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (2.33)$$

Berdasarkan persamaan di atas, impedansi bumi homogen adalah suatu bilangan skalar kompleks yang merupakan fungsi resistivitas medium dan frekuensi gelombang elektromagnetik. Dalam hal ini impedansi yang diperoleh dari dua pasangan komponen medan listrik dan medan magnet yang berbeda ( $E_x/H_y$  dan  $E_y/H_x$ ) secara numerik berharga sama. Impedansi bumi homogen disebut impedansi instrinsik ( $Z_I = Z_{yx}$ ). Impedansi kompleks dapat juga dinyatakan sebagai besaran amplitudo dan fasa.

Metode magnetotelurik sumber medan elektromagnetik bersifat eksternal dan pada bumi homogen amplitudo medan elektromagnetik menjadi nol pada kedalaman tak hingga. Resistivitas medium pada model 1D bervariasi terhadap kedalaman dan diinterpretasikan sebagai lapisan horisontal, masing – masing dengan resistivitas homogen dan ketebalan tertentu (Kauffman dan Keller, 1994).

## 2.2 Gelombang Elektromagnetik pada $-n$ Lapisan Bumi

Gelombang datang homogen, ketika model gelombang bidang lapisan  $n$  isotropik pada bumi. Gelombang bidang menjalar dalam  $z$  positif, menurun, dan searah. Model bumi digambarkan seperti gambar 2.2. Dalam beberapa lapisan terdapat medan magnet dan medan listrik yang berkaitan pada gelombang keluar dan gelombang refleksi. Untuk gelombang datang normal pada gelombang bidang ketika lapisan bumi isotropik tidak dapat ditembus, medan pada lapisan ke  $i$  adalah

$$E_{yi} = {}^+ E_i e^{-ik_i(z-z_i)} + {}^- E_i e^{ik_i(z-z_i)} \quad (2.36)$$

dan

$$H_{xi} = -\frac{k_i}{\omega\mu_0} [{}^+ E_i e^{-ik_i(z-z_i)} - {}^- E_i e^{ik_i(z-z_i)}] \quad (2.37)$$

dimana

$k_i$  adalah bilangan gelombang kompleks dalam lapisan ke  $i$

$\mu_0$  adalah permeabilitas pada ruang hampa ( $\mu \approx \mu_0 = 1,256 \times 10^{-6} \text{H/m}$ )

$\omega$  adalah frekuensi sudut (rad/s)

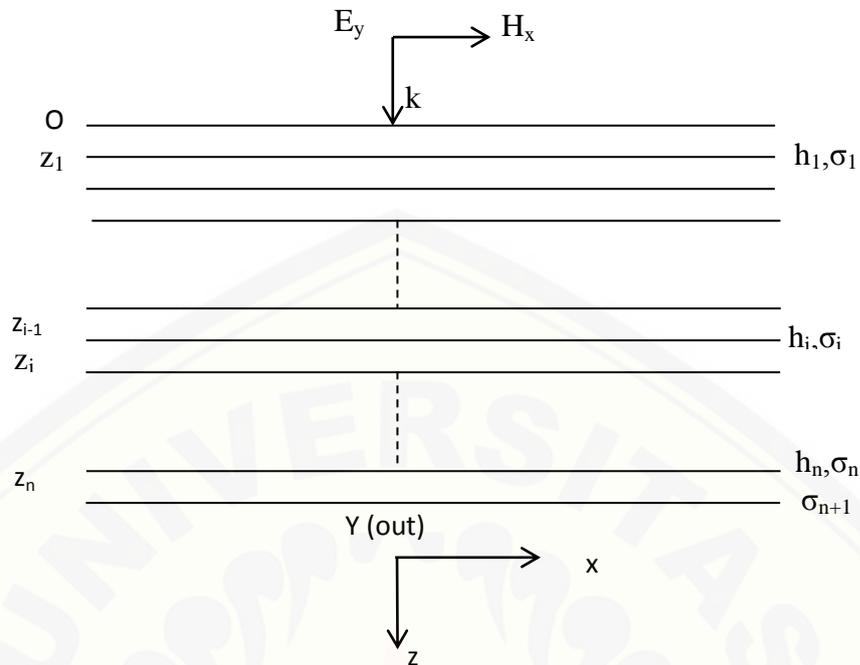
$z_i$  adalah jarak vertikal ke atas pada lapisan ke  $i$  (m)

$z$  adalah jarak vertikal dengan lapisan yang medannya terukur (m)

${}^+ E_i$  adalah amplitudo yang merambat ke arah positif pada lapisan ke  $i$  (N/C)

${}^- E_i$  adalah amplitudo yang merambat ke arah negatif pada lapisan ke  $i$  (N/C)

$E_y$  dan  $H_x$  adalah gelombang pada bidang datang. Bidang ke atas  $z = z_i$



Gambar 2.2 Sebuah bidang lapisan bumi ketika keadaan normal gelombang elektromagnetik pada bidang.  $E_y, H_x$  dan  $k$  adalah dibuat orthogonal.  $\sigma_i$  dan  $h_i$  adalah konduktivitas dan ketebalan pada lapisan ke  $i$  dan  $z_i$  adalah kedalaman pada lapisan ke  $i$  (Ward and Hohmann, 1998).

$$E_{yi} = {}^+ E_i + {}^- E_i \tag{2.36}$$

$$H_{xi} = \frac{1}{Z_i} ({}^- E_i - {}^+ E_i) \tag{2.37}$$

dimana

$$Z_i = \frac{\omega \mu_0}{k_i}$$

Impedansi instrinsik pada lapisan ke  $i$ ,

Persamaan medan (2.36) dan (2.37) menjadi

$${}^+ E_i = \frac{1}{2} (E_{yi} - Z_i H_{xi}) \tag{2.39}$$

$${}^- E_i = \frac{1}{2} (E_{yi} + Z_i H_{xi}) \tag{2.40}$$

Pada  $z = z_{i-1}$ , kontinuitas pada tangensial medan listrik dan medan magnet adalah

$$H_{xi} = H_{x(i-1)} \tag{2.41}$$

$$E_{yi} = E_{y(i-1)} \tag{2.42}$$

sehingga

$$E_{y(i-1)} = {}^+ E_i e^{-ik_i(z-z_i)} + {}^- E_i e^{ik_i(z-z_i)} \quad (2.43)$$

dan

$$H_{x(i-1)} = \frac{1}{Z_i} [{}^+ E_i e^{-ik_i(z-z_i)} - {}^- E_i e^{ik_i(z-z_i)}] \quad (2.44)$$

jika

$$z_i - z_{i-1} = h_i \quad (2.45)$$

Persamaan (2.39) dan (2.40) disubstitusikan ke persamaan (2.43) dan (2.44)

$$E_{y(i-1)} = E_{yi} \cosh(ik_i h_i) - Z_i H_{xi} \sinh(ik_i h_i) \quad (2.46)$$

dan

$$H_{x(i-1)} = H_{xi} \cosh(ik_i h_i) - \frac{1}{Z_i} E_{yi} \sinh(ik_i h_i) \quad (2.47)$$

Dengan menggunakan persamaan identitas

$$\cosh x = \frac{e^x + e^{-x}}{2} \quad (2.48)$$

dan

$$\sinh x = \frac{e^x - e^{-x}}{2} \quad (2.49)$$

Persamaan (2.46) dan (2.47) dapat ditulis dalam bentuk matriks, sehingga menjadi

$$\begin{bmatrix} E_{y(i-1)} \\ H_{x(i-1)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cosh(ik_i h_i) & -Z_i \sinh(ik_i h_i) \\ -\frac{1}{Z_i} \sinh(ik_i h_i) & \cosh(ik_i h_i) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_{yi} \\ H_{xi} \end{bmatrix} \quad (2.50)$$

atau

$$\begin{bmatrix} E_{y(i-1)} \\ H_{x(i-1)} \end{bmatrix} = T_i \begin{bmatrix} E_{yi} \\ H_{xi} \end{bmatrix} \quad (2.51)$$

Matrik  $T_i$  sama dengan *transfer* matriks pada lapisan ke  $i$ . Pada lapisan  $n$  bisa ditulis dengan  $T_n$ . Matriks antara medan dalam lapisan  $(i-1)$  dan pada medium lapisan  $n$ , ditulis dalam persamaan

$$\begin{bmatrix} E_{y(i-1)} \\ H_{x(i-1)} \end{bmatrix} = \prod_{i=1}^n T_i \begin{bmatrix} E_{y(n+1)} \\ H_{x(n+1)} \end{bmatrix} \quad (2.52)$$

Pada  $\prod T_i$ , pada matriks  $n$  dapat ditulis sebagai  $S$ , sehingga menjadi persamaan sebagai berikut

$$\begin{bmatrix} E_{y(i-1)} \\ H_{x(i-1)} \end{bmatrix} = S \begin{bmatrix} E_{y(n+1)} \\ H_{x(n+1)} \end{bmatrix} \quad (2.53)$$

dimana  $S$  adalah 
$$S = \begin{bmatrix} \alpha_{11} & \alpha_{12} \\ \alpha_{21} & \alpha_{22} \end{bmatrix} \quad (2.54)$$

Selanjutnya, impedansi  $\hat{Z}_{i-1}$  terlihat pada medium lapisan  $-n$ , dari permukaan pada lapisan ke  $i$  adalah

$$\hat{Z}_{i-1} = -\frac{E_{y(i-1)}}{H_{x(i-1)}} = -\frac{\alpha_{11}E_{y(n+1)} + \alpha_{12}H_{x(n+1)}}{\alpha_{21}E_{y(n+1)} + \alpha_{22}H_{x(n+1)}} \quad (2.55)$$

$$= \frac{\alpha_{11}Z_{n+1} - \alpha_{12}}{\alpha_{22} - \alpha_{21}Z_{n+1}} \quad (2.56)$$

dimana substitusi  $Z_{n+1} = -\frac{E_{y(n+1)}}{H_{x(n+1)}}$  sudah dibuat,

Untuk model bumi yang terdiri atas satu lapisan paling atas adalah setengah ruang tak terbatas (model ini biasanya seperti 2 lapisan bumi) impedansi bisa ditemukan dengan mensubstitusikan  $\alpha_{ij}$  dari persamaan (2.50)

$$\alpha_{11} = \cosh(ik_1 h_1) \quad (2.57)$$

$$\alpha_{12} = -Z \sinh(ik_1 h_1) \quad (2.58)$$

$$\alpha_{21} = -\frac{1}{Z_i} \sinh(ik_1 h_1) \quad (2.59)$$

dan

$$\alpha_{22} = \cosh(ik_i h_i) \quad (2.60)$$

Dari persamaan (2.56), permukaan impedansi adalah

$$\hat{Z}_1 = -\frac{E_{y1}}{H_{x1}} \quad (2.61)$$

Dimana dirumuskan medan magnet dan medan listrik yang terukur pada permukaan bumi, menjadi

$$\hat{Z}_1 = Z_1 \frac{Z_2 + Z_1 \tanh(ik_1 h_1)}{Z_1 + Z_2 \tanh(ik_1 h_1)} \quad (2.62)$$

Persamaan (2.62) adalah impedansi pada permukaan 2 lapisan bumi.  $Z_1$  dan  $Z_2$  adalah impedansi instrinsik pada lapisan 1 dan 2 ditentukan oleh persamaan (2.38). Untuk bumi yang homogen,  $h_1 = \infty$  dalam persamaan (2.62). Kemudian  $\tanh(ik_i h_i) = 1$ , dan impedansi permukaan  $\hat{Z}_1$  menjadi  $Z_1$ , impedansi pada *half space*.

Model lapisan  $n$ , dimulai dengan impedansi  $\hat{Z}_n$  pada lapisan pertama yang atas sebagai dasar *half space*. Dianalogikan dengan persamaan (2.63)

$$\hat{Z}_n = Z_{n-1} \frac{Z_{n+1} + Z_n \tanh(ik_n h_n)}{Z_n + Z_{n+1} \tanh(ik_n h_n)} \quad (2.63)$$

(Ward dan Hohmann, 1998).

### 2.3 Pemodelan Magnetotelurik 1D

Pemodelan 1D sebagai dasar hasil dari interpretasi kuantitatif. Pemodelan yang dimaksud untuk mengekstraksi informasi yang terkandung dalam data untuk memperkirakan distribusi resistivitas bawah permukaan melalui model – model. Model yang paling sederhana adalah model 1D dimana resistivitas bervariasi hanya terhadap kedalaman. Model 1D biasanya dipresentasikan oleh model berlapis horisontal yaitu, model yang terdiri dari beberapa lapisan dimana resistivitas tiap lapisan homogen. Dalam hal ini parameter model adalah resistivitas dan ketebalan tiap lapisan. Teknik *forward modelling* dilakukan dengan menghitung respons dari suatu model untuk dibandingkan dengan data impedansi (resistivitas dan fasa).

Menurut Grandis (1997;1999) penurunan secara lengkap perhitungan impedansi di permukaan bumi berlapis horisontal telah dilakukan dan menghasilkan persamaan rekursif yang dapat diimplementasikan secara numerik untuk model ke depan (*forward modelling*) magnetotelurik 1D. Impedansi pada bumi berlapis horisontal dapat dihitung resistivitas semu (*apparent resistivity*) dan fasa,

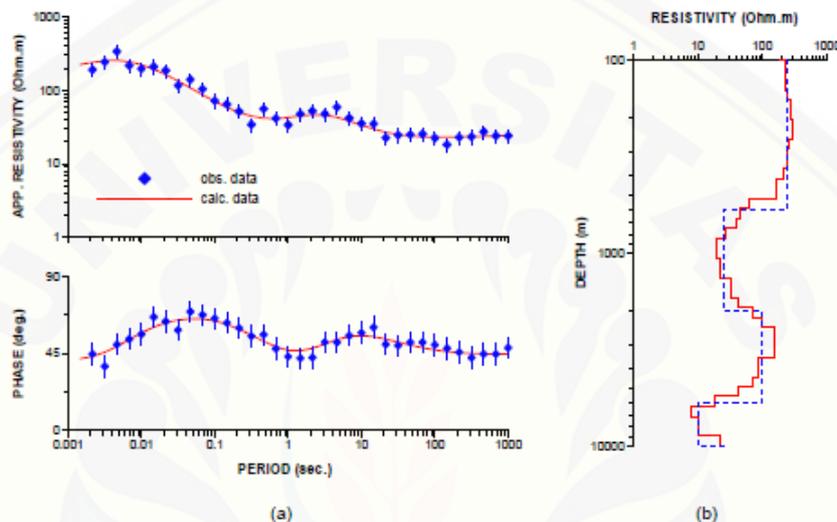
$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_1|^2 ; \Phi = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}Z_1}{\text{Re}Z_1} \right) \quad (2.64)$$

Resistivitas semu adalah resistivitas medium homogen ekuivalen. Artinya jika medium tak homogen diganti dengan medium homogen dengan resistivitas sebesar  $\rho_a$  maka diperoleh  $Z_1$  sebagai impedansi. Kurva *sounding* resistivitas semu terhadap periode secara kualitatif menggambarkan variasi resistivitas bawah permukaan sebagai fungsi dari kedalaman.

Karakteristik impedansi yang homogen diukur pada sumbu bidang horisontal. Jadi, arah utara dan timur pada komponen medan listrik adalah linier *ortogonal* (tegak lurus) dengan medan magnetik. Ketika medan magnetik dalam

bentuk vertikal, diasumsikan bahwa medan elektromagnetik tegak lurus dengan permukaan bumi. Sebenarnya model 1D medan tidak merubah arah dengan kedalaman (Vozoff, 1991).

Gambar 2.3 menggambarkan respon model MT 1D menggunakan persamaan rekursif, sehingga diperoleh informasi kuantitatif variasi resistivitas terhadap kedalaman.



Gambar 2.3 (a)Perbandingan data lapangan dan data hasil perhitungan (b) kurva resistivitas sebagai fungsi kedalaman yang menggambarkan 2 jenis model 1D yang ekuivalen (Jones,1983).

## 2.4 Metode Geomagnetik

Metode geomagnetik didasarkan pada sifat kemagnetan batuan, yaitu kandungan magnetnya sehingga efektivitas metode ini bergantung pada kontras magnetik di bawah permukaan. Di daerah panas bumi, larutan hidrotermal dapat menimbulkan perubahan sifat kemagnetan batuan, dengan kata lain kemagnetan batuan akan menjadi turun atau hilang akibat panas yang ditimbulkan. Karena panas terlibat dalam alterasi hidrotermal, maka tujuan dari survei magnetik pada daerah panas bumi adalah untuk melokalisir daerah anomali magnetik rendah yang diduga berkaitan erat dengan manifestasi panas bumi (Aquila, 1977).

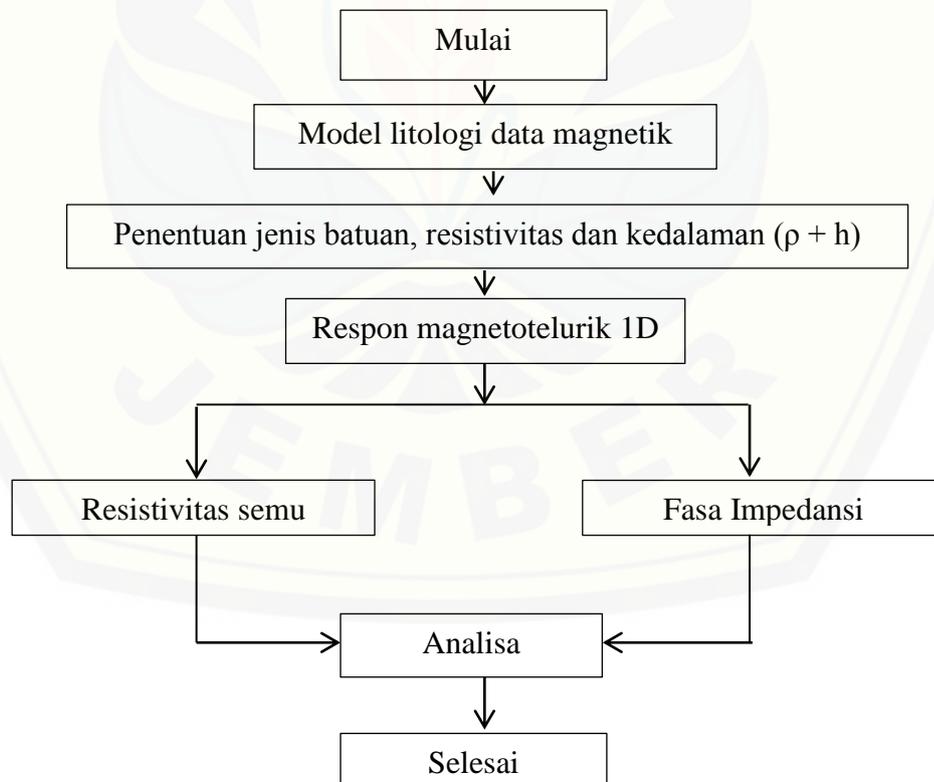
Batuan yang diambil digunakan merepresentasikan satuan batuan daerah penyelidikan untuk mengetahui nilai kerentanan magnetnya. Dari anomali

### BAB 3. METODE PENELITIAN

Metode penelitian adalah rancangan penelitian yang digunakan untuk menjelaskan pelaksanaan kegiatan penelitian hingga mendapat hasil yang diinginkan. Beberapa hal yang ada pada metode penelitian ini adalah rancangan penelitian, jenis dan sumber data, definisi operasional variabel beserta skala pengukurannya, dan kerangka pemecahan masalah. Metode analisis adalah metode yang digunakan diakhir penelitian, dan digunakan untuk menganalisis hasil yang diperoleh.

#### 3.1 Rancangan Penelitian

Rancangan penelitian adalah rencana dari penelitian yang mencakup hal – hal yang akan dilakukan oleh peneliti. Rancangan penelitian dapat ditulis dengan menggunakan diagram alir sebagai berikut



Gambar 3.1 Rancangan penelitian

Langkah pertama yaitu dimulai dari menentukan model litologi dari data magnetik. Data magnetik diambil dari penelitian Fermania dan Maryanto (Tanpa Tahun), data magnetik yang digunakan yaitu hasil identifikasi litologi daerah panas bumi Tiris Probolinggo berdasarkan metode magnetik. Penelitian tersebut didapatkan model litologi untuk domain kedalaman 0 m-1500 m. Dari kedalaman lapisan dapat menentukan ketebalan setiap batuan atau lapisan. Penentuan jenis batuan diawali dari menentukan nilai suseptibilitas batuan dari pemodelan anomali magnetik seperti salah satunya pada Lampiran 4.1 Gambar 4.22. Setelah nilai suseptibilitas batuan diketahui, maka dapat diketahui jenis batuan dan nilai resistivitas yang mengacu pada Tabel 2.3. Setelah jenis batuan, nilai resistivitas dan ketebalan ditentukan, kemudian menghitung respon MT 1D yang diawali menentukan frekuensi pengukuran, frekuensi yang digunakan adalah  $10^{-1} \text{ Hz}$  hingga  $10^3 \text{ Hz}$ . Respon pemodelan MT 1D ada 2 kurva, yakni kurva resistivitas semu dan fasa impedansi untuk berbagai frekuensi dan model gambar kedalaman dengan resistivitas. Setelah kurva diketahui kemudian dianalisa dan dibandingkan ada setiap titik.

### 3.2 Jenis Penelitian

Jenis penelitian ini yaitu penelitian kuantitatif karena diperoleh dari hasil perhitungan numerik. Penelitian ini menggunakan *forward modelling* yaitu proses untuk mendapatkan data dari hasil pemodelan berdasarkan parameter fisis yang sudah diketahui. Penelitian ini dilakukan untuk mendapatkan respon magnetotelurik 1D dengan melihat jenis batuan yang ada di dalam permukaan bumi. Respon pemodelan yang dihasilkan adalah berupa kurva resistivitas semu dan fasa impedansi untuk berbagai frekuensi.

### 3.3 Definisi Operasioanal Variabel dan Skala Pengukurannya

Variabel adalah faktor yang berpengaruh dalam penelitian dan memiliki nilai yang dapat berubah atau diubah. Variabel dalam penelitian adalah variabel yang bekerja pada proses pemrogaman. Beberapa variabel yang digunakan dalam penelitian ini adalah variabel bebas dan variabel terikat.

## BAB 5. PENUTUP

### 5.1 Kesimpulan

Kesimpulan dari penelitian pemodelan magnetotelurik 1D pada model litologi Tiris, Probolinggo adalah

1. Nilai resistivitas batuan berpengaruh terhadap nilai resistivitas semu, semakin besar nilai resistivitas batuan, maka nilai resistivitas semu juga akan semakin besar. Selain itu, nilai resistivitas semu juga dipengaruhi oleh nilai frekuensi, karena semakin besar nilai frekuensi maka penetrasi kedalaman semakin kecil, sehingga lapisan batuan yang dilewati akan berbeda sesuai nilai frekuensi. Semakin dalam lapisan yang dilewati, maka nilai resistivitas semu akan semakin besar.
2. Nilai fasa impedansi yang dihasilkan pada kurva respon MT 1D dipengaruhi oleh nilai resistivitas batuan. Dalam penelitian ini diketahui bahwa fasa impedansi memiliki nilai sekitar  $45^\circ$ , ketika nilai fasa impedansi semakin kecil atau kurang dari  $45^\circ$  berada pada nilai frekuensi kecil dan semakin besar nilai fasa impedansi atau lebih dari  $45^\circ$  berada pada nilai frekuensi besar.

### 5.2 Saran

Saran dalam penelitian pemodelan magnetotelurik 1D pada model litologi Tiris, Probolinggo adalah

1. Penelitian ini perlu dilanjutkan dengan menggunakan model litologi lainnya untuk memperkuat dugaan data magnetik melalui pemodelan MT 1D.
2. Pemodelan MT 1D dapat dilanjutkan untuk mengetahui anomali resistif di daerah penelitian yang lain.

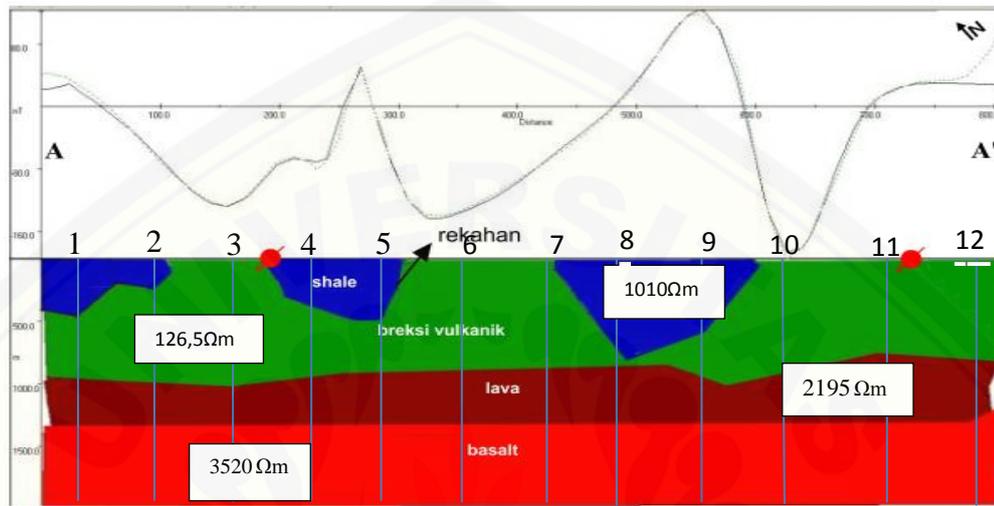
**DAFTAR PUSTAKA**

- Anderson. E. 2000. Simple Resistivity Imaging to Reliably Locate the Geothermal Reservoir. <http://www.geothermal-energy.org> [Diakses pada 1 Juni 2014].
- Aquila. 1977. Magnetit and Gravity Surveys Suriago Geothermal Field. *The Convul Letter*. No. 5 dan 6.
- Arumsari. 2007. Model Geofisika Prospek Geothermal "Metta" Berdasarkan Studi Magnetotelluric. *Skripsi*. Departemen Fisika: Universitas Indonesia.
- Dobrin, B. M. dan Savit, H. C. 1998. *Introduction to Geophysical Prospecting Fourth Edition*. Singapore: McGraw-Hill.
- Fermania, N dan Maryanto, S. Tanpa Tahun. Identifikasi Litologi Daerah Panas Bumi Tiris Probolinggo Berdasarkan Metode Geomagnetik. *Jurnal*. Jurusan Fisika: Universitas Brawijaya.
- Grandis, H. 1997. Practical Algorithm for 1D Magnetotelluric Response Calculation. *Jurnal Geofisika*. vol.(1) , no.(1).
- Grandis, H. 1999. An Alternative Algorithm for One Dimensional Magnetotelluric Responss Calculation. *Computers and Geoscince*. (25):119-125.
- Green. 2003. A. *Finite Difference Time Domain Simulation Tool For Ground Penetrating Radar Antennas*. Geophysic.
- Griffiths, D.J. 1999. *Introduction an Electrodynamics 3rd*. USA :Practice-Hall.
- Harris dan Pethick. 2015. 1D Magnetotelluric Forward Modelling Web App. *Jurnal*. Western Australia: Curtin University.
- Jones. 1983. On the Equivalen of the "nibelt" and "Bostick" Transformation in the Magnetotelluric Method. *Jurnal*. Geophys., 53.72-73.
- Kauffman, A. dan Keller, G. V. 1981. *The Magnetotelluric Sounding Method*. Amsterdam Elsevire.
- Kristianto, Ary. 2011. Penyelidikan Geofisika Terpadu Gaya Berat, Geomagnet, dan Geolistrik Daerah Panas Bumi Riso Kabupaten Polewali Mandar, Provinsi Sulawesi Barat. *Laporan Hasil Survei: Pusat Sumber Daya Geologi*

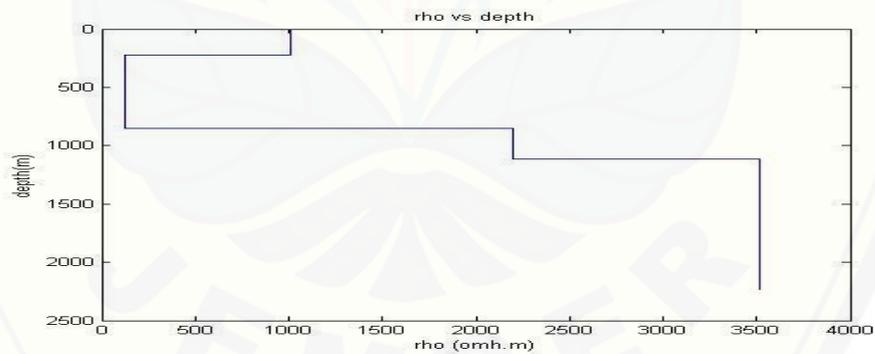
- Simpson dan Bhar. 2005. *Practical Magnetotelluric*. UK, Cambridge: Syndicate Pre
- Syahwanti, Hezliana.2014. Aplikasi Metode Magnetotelurik untuk Pendugaan Reservoir Panas Bumi. Pontianak: Politeknik Negeri Pontianak. *Jurnal*. Vol.(IV). No (2)
- Telford, M. W., Geldart, P. L. dan Sherif F. E. R. 2004. *Applied Geophysics Second Edition*. New York: Cambridge University.
- Tikhonov, A, N.1965. Mathematic Basis of the Theory of Magnetotelluric Soundings. USSR Comput. Math. Phys. *Jurnal*. Vol(5). hal 207.
- Ussher. 2000. Understanding the Resistivities Observed in Geothermal System. <http://www.geothermal-energy.org> [Diakses pada 3 Juni 2014].
- Vanderlinde.1993. *Classical Electromagnetic Theory 2nd Ed*. US: John Wiley and Sons, Inc.
- Vozoff, K. 1972. The Magnetotelluric Method in The Exploration of Sedimentary Basins.*Journal Geophysics*.37: 98-141.
- Vozoff, K.1991.The Magnetotelluric Methods in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. *Journal Application*. Soc. Expl. Geophysics.2.
- Ward, S.H., dan Hohman,G.W. 1998. *Electromagnetic Theory for Geophysical Application*. In: Nabhigian, M.N.

LAMPIRAN

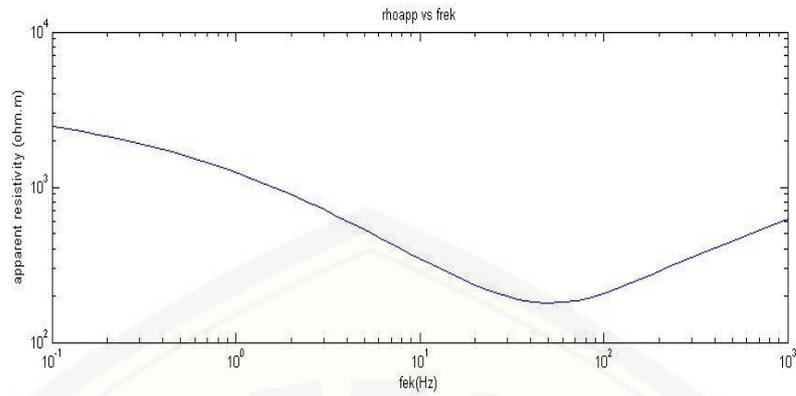
4.1 Model Magnetotelurik 1D dan Respon Pemodelan Magnetotelurik 1D Pada Sayatan A – A'



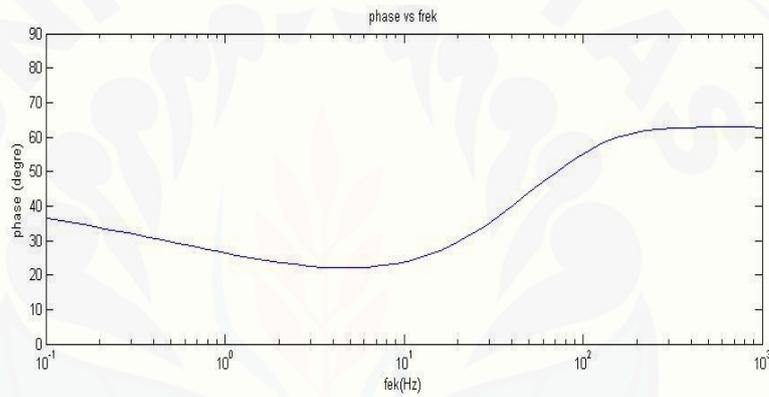
Gambar 4.22 Model anomali magnetik dan resistivitas batuan sayatan A – A'



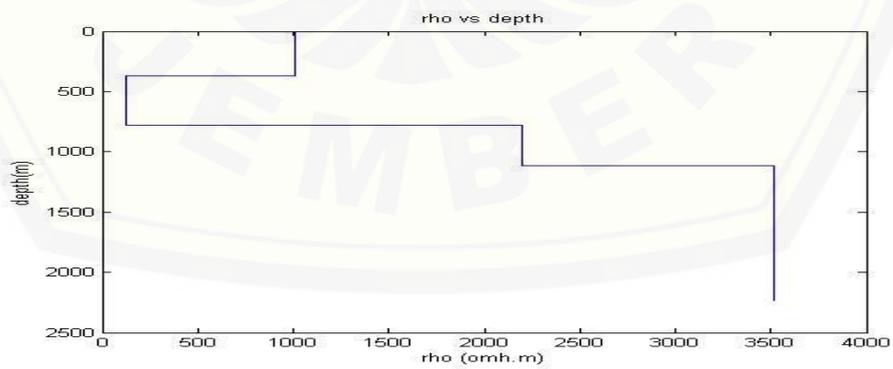
Gambar 4.23 Model 1D resistivitas batuan pada titik 2



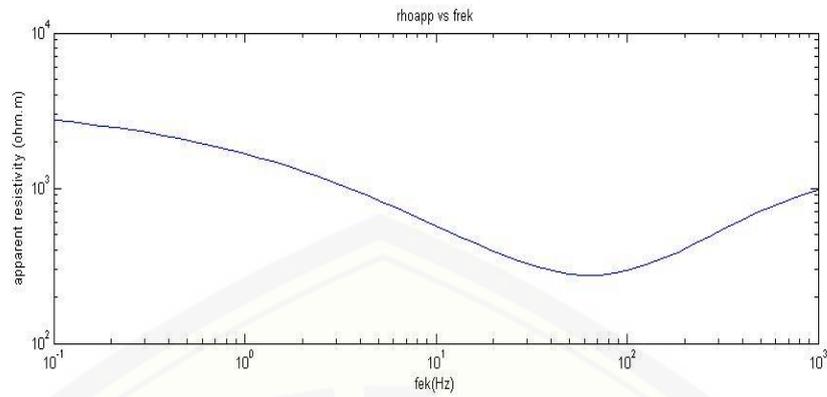
Gambar 4.24 Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi pada titik 2



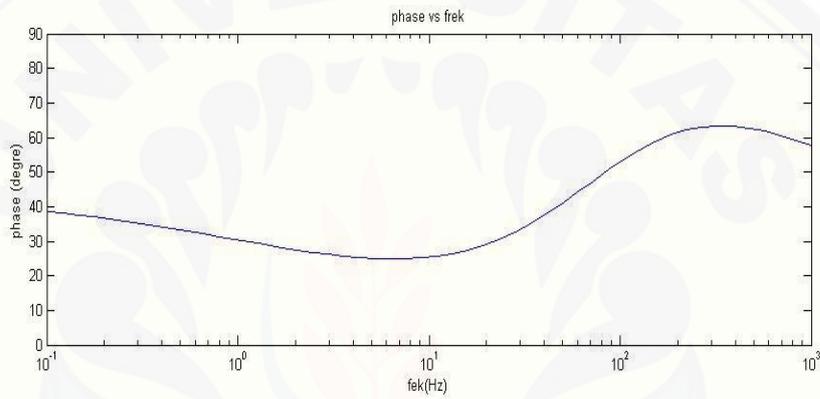
Gambar 4.25 Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi pada titik 2



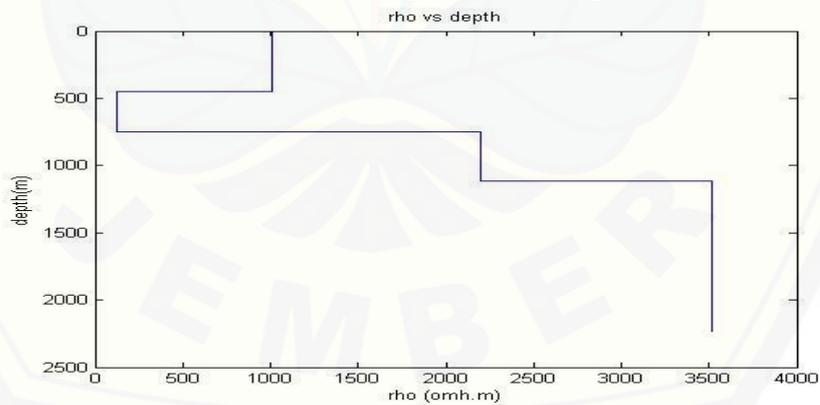
Gambar 4.26 Model 1D resistivitas batuan pada titik 4



Gambar 4.27 Kurva hubungan resistivitas semu terhadap frekuensi pada titik 4



Gambar 4.28 Kurva hubungan fasa impedansi terhadap frekuensi pada titik 4



Gambar 4.29 Model 1D resistivitas batuan pada titik 5