

**ROTASI TENSOR IMPEDANSI DATA  
MAGNETOTELLURIK PADA KONDISI 2D DENGAN  
METODE SWIFT**

KELAMASAN JUDUL

**SKRIPSI**

Oleh :

**BAGUS SURYAWAN**

**105090300111025**



**JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS BRAWIJAYA  
MALANG  
2015**

# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



**ROTASI TENSOR IMPEDANSI DATA  
MAGNETOTELLURIK PADA KONDISI 2D DENGAN  
METODE SWIFT**

**PALAMAN JUDUL**

**SKRIPSI**

Sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar  
Sarjana Sains dalam bidang Fisika

Oleh :

**BAGUS SURYAWAN**

**105090300111025**



**JURUSAN FISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS BRAWIJAYA  
MALANG  
2015**

# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



**LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR**

**ROTASI TENSOR IMPEDANSI DATA  
MAGNETOTELLURIK PADA KONDISI 2D DENGAN  
METODE SWIFT**

**Oleh:**

**BAGUS SURYAWAN**

**105090300111025**

**Telah dipertahankan di depan Majelis Penguji  
pada tanggal .....  
dan dinyatakan memenuhi syarat untuk memperoleh  
gelar Sarjana Sains dalam Bidang Fisika  
telah diperiksa dan disahkan oleh:**

**Dosen Pembimbing I**

**Dosen Pembimbing II**

**Drs. Adi Susilo, Ph.D**

**NIP 19631227 1991 03 1002**



**Nefrizal, S.Si**

**Mengetahui,  
Ketua Jurusan Fisika**

**Sukir Maryanto, Ph.D**

**NIP. 197106211998021001**

# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



## LEMBAR PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Bagus Suryawan  
NIM : 105090300111025  
Jurusan : Fisika  
Penulis Skripsi berjudul :

### ROTASI TENSOR IMPEDANSI DATA MAGNETOTELLURIK PADA KONDISI 2D DENGAN METODE SWIFT

Dengan ini menyatakan bahwa:

1. Isi dari Skripsi yang saya buat adalah benar-benar karya sendiri dan tidak menjiplak karya orang lain, selain nama-nama yang termaktub di bagian isi dan tertulis di daftar pustaka dalam Skripsi ini.
2. Apabila di kemudian hari ternyata Skripsi yang saya tulis terbukti hasil jiplakan, maka saya bersedia menanggung segala resiko yang akan saya terima.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan segala kesadaran.

Malang, 5 Februari 2015

Yang Menyatakan,

(Bagus Suryawan)

105090300111025

# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



# ROTASI TENSOR IMPEDANSI DATA MAGNETOTELLURIK PADA KONDISI 2D DENGAN METODE SWIFT

## ABSTRAK

Metode magnetotellurik yang memanfaatkan penjalaran gelombang elektromagnetik ke dalam bumi secara alami mampu memberikan gambaran kondisi bawah permukaan bumi hingga puluhan kilometer berdasarkan informasi tensor impedansi. Namun tensor impedansi yang terukur terkendala permasalahan dimensionalitas. Kondisi tensor impedansi ideal dapat diperoleh jika, salah satu komponen medan listrik atau medan magnet pada sumbu horizontal  $x$  ( $\mathbf{E}_x, \mathbf{H}_x$ ) atau  $y$  ( $\mathbf{E}_y, \mathbf{H}_y$ ) dapat tegak lurus terhadap struktur geologi. Salah satu metode untuk memperoleh arah struktur geologi adalah metode *swift*, yaitu dengan mencari sudut rotasi yang mampu mencapai kondisi ideal tensor impedansi dengan mengabaikan *noise*. Parameter yang digunakan dalam metode *swift* adalah impedansi *skew* dan *ellipticity* serta *tipper* (*strike* dan *magnitude*). Telah dilakukan penelitian dengan 14 titik *sounding* data magnetotellurik yang dirotasi dengan metode *swift* dan berdasarkan arah struktur geologi regional  $45^\circ$ . Berdasarkan metode *swift* diketahui arah rotasi untuk memperoleh tensor impedansi ideal senantiasa berubah terhadap kedalaman. Hasil pada frekuensi rendah cenderung tidak akurat akibat *noise* dan efek galvanik. Hasil pemodelan dengan metode *swift* kurang memberikan informasi yang bagus karena data yang mengandung *noise* diabaikan.

**Kata kunci** : Magnetotellurik, Tensor impedansi, *Swift*, Impedansi *Skew*, Impedansi *Ellipticity* dan *Tipper*.

# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



# ROTATION IMPEDANCE TENSOR MAGNETOTELLURIC DATA ON 2D CONDITION WITH SWIFT METHOD

## ABSTRACT

Magnetotelluric method, which utilizes the natural electromagnetic wave propagation in the earth, is able to give a picture of the subsurface conditions up to tens of kilometers, based on impedance tensor information. However, the measured impedance tensor, constrained problem dimensionality. The ideal impedance tensor can be obtained if, one of the components of the electric field or magnetic field on the horizontal axis  $x$  ( $\mathbf{E}_x, \mathbf{H}_x$ ) or  $y$  ( $\mathbf{E}_y, \mathbf{H}_y$ ) are perpendicular to the geological structure. One method to obtain the direction of the geological structure was swift method, by finding the angle of rotation which is able to achieve the ideal impedance tensor conditions with ignore the noise. The parameters used in the swift method is impedance skew and ellipticity with tipper (strike and magnitude). The research with 14 points magnetotelluric sounding data is rotated with swift method and based on the direction of the regional geological structure  $45^\circ$  have been undertaken. Based on the swift method, it is known the direction of rotation to obtain the ideal impedance tensor, which is constantly changing with depth. Results at low frequencies tend to be inaccurate due to the noise and galvanic effect. Modeling results with swift method gives poorly information because the data which contains noise is ignored.

**Keyword** : Magnetotelluric, Impedance tensor, Swift, Impedance Skew, Impedance Ellipticity and Tipper.

# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



## KATA PENGANTAR

Puji syukur atas kehadiran Allah SWT karena atas limpahan rahmat dan hidayah-Nya, penulisan skripsi yang berjudul “Rotasi Tensor Impedansi Data Magnetotellurik pada Kondisi 2D dengan Metode Swift” dapat terselesaikan dengan baik. Shalawat serta salam semoga selalu tercurahkan kepada Nabi Muhammad SAW, pemimpin dan penuntun seluruh ummat manusia.

Selama pelaksanaan penelitian hingga penyelesaian penulisan tugas akhir ini, penulis mendapatkan bantuan dari berbagai pihak. Oleh karena itu, pada kesempatan ini penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Ibu, Bapak, Adik dan keluarga besar yang selalu memberikan semangat dan motivasi dalam setiap saat, khususnya dalam penyelesaian skripsi ini.
2. PT. Elnusa Tbk, terima kasih atas kesempatan yang diberikan kepada penulis dalam melaksanakan penelitian skripsi.
3. Bapak Deni Saputra dan Bapak Nefrizal yang telah memberikan bimbingan, arahan, dan saran secara intensif bagi penulis selama pelaksanaan skripsi.
4. Bapak Drs. Adi Susilo, Ph.D., selaku Ketua Jurusan Fisika dan dosen pembimbing I yang telah memberikan bimbingan, arahan, dan saran bagi penulis dari penelitian hingga penulisan skripsi
5. Ibu Dra. Lailatin Nuriyah, M.Si., selaku dosen pembimbing akademik yang telah memberikan dukungan, bimbingan, kritik dan saran selama pelaksanaan proses menempuh akademik di Jurusan Fisika Universitas Brawijaya.
6. Mas Roy, Mas Ilham, Mas Bayu, Mas Irkham dan Mas Anhar terima kasih telah berbagi ilmu dan pengalaman selama pelaksanaan skripsi.
7. Kiki, Sania, Rizgus dan Mas Panji terima kasih telah meluangkan waktu dan kesempatan serta dukungan selama pelaksanaan skripsi.
8. Mas Andri, Mbak Lia dan Mbak Nia terima kasih atas perhatian dan dukungan selama di Jakarta.
9. Semua Keluarga Fisika 2010 tanpa terkecuali sebagai sahabat baik di dalam maupun di luar kampus.
10. Keluarga MSC08 terima kasih bisa menjadi bagian hidup kalian.

11.Seluruh pihak yang telah mendukung baik selama perkuliahan hingga penyelesaian skripsi.

Penulis menyadari bahwa dalam penulisan skripsi ini masih banyak kekurangan dan jauh dari kesempurnaan. Oleh karena itu, kritik dan saran yang membangun sangat diharapkan untuk perbaikan penulisan yang lebih baik lagi. Serta penulis juga sangat berharap skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi pembaca.

Malang, Februari 2015

Penulis



## DAFTAR ISI

|  |      |
|--|------|
| HALAMAN JUDUL.....                       | i    |
| HALAMAN JUDUL.....                       | iii  |
| LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR.....       | v    |
| LEMBAR PERNYATAAN .....                  | vii  |
| ABSTRAK .....                            | ix   |
| ABSTRACT.....                            | xi   |
| KATA PENGANTAR.....                      | xii  |
| DAFTAR ISI.....                          | xv   |
| DAFTAR GAMBAR .....                      | xvii |
| DAFTAR LAMPIRAN .....                    | xix  |
| BAB I PENDAHULUAN .....                  | 1    |
| 1.1 Latar Belakang.....                  | 1    |
| 1.2 Rumusan Masalah .....                | 2    |
| 1.3 Batasan Masalah.....                 | 2    |
| 1.4 Tujuan Penelitian.....               | 2    |
| 1.5 Manfaat Penelitian.....              | 3    |
| BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....             | 5    |
| 2.1 Metode Magnetotellurik .....         | 5    |
| 2.2 Sumber Sinyal Magnetotellurik.....   | 6    |
| 2.3 Asumsi Metode Magnetotellurik .....  | 7    |
| 2.4 Mode Pengukuran Magnetotellurik..... | 11   |
| 2.5 Rotasi Tensor Impedansi .....        | 13   |
| 2.6 Konsep Sistem Panasbumi .....        | 17   |
| BAB III METODE PENELITIAN .....          | 21   |
| 3.1 Waktu dan Tempat Penelitian .....    | 21   |
| 3.2 Rancangan Penelitian .....           | 21   |
|  | xv   |

|   |           |
|---|-----------|
| 3.3 Materi Penelitian.....                    | 21        |
| 3.4 Metodologi Pengolahan Data.....           | 22        |
| 3.4.1 Data Mentah.....                        | 22        |
| 3.4.2 Analisis Data dan Pemilihan Waktu ..... | 22        |
| 3.4.3 Transformasi Fourier.....               | 26        |
| 3.4.4 Proses Robust.....                      | 27        |
| 3.4.5 Rotasi Tensor Impedansi.....            | 27        |
| 3.4.6 Seleksi <i>Crosspowers</i> .....        | 29        |
| 3.4.7 TDEM .....                              | 31        |
| 3.4.8 Pemodelan 2D.....                       | 32        |
| 3.4.9 Interpretasi .....                      | 33        |
| <b>BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....</b>       | <b>35</b> |
| 4.1 Hasil Rotasi Impedansi.....               | 35        |
| 4.2 Pemodelan Sistem Panasbumi .....          | 44        |
| <b>BAB V KESIMPULAN DAN SARAN .....</b>       | <b>55</b> |
| 5.1 Kesimpulan.....                           | 55        |
| 5.2 Saran .....                               | 55        |
| <b>DAFTAR PUSTAKA.....</b>                    | <b>56</b> |
| <b>LAMPIRAN .....</b>                         | <b>60</b> |

## DAFTAR GAMBAR

|   |    |
|---|----|
| Gambar 2.1 Spektrum sumber sinyal magnetotellurik.....  | 6  |
| Gambar 2.2 <i>Skin depth</i> sebagai fungsi frekuensi sinyal magnetotellurik dan resistivitas bumi.....                                       | 10 |
| Gambar 2.3 Konfigurasi medan elektromagnetik pada bumi 2D struktur geoelektrik.....   | 12 |
| Gambar 2.4 (a) Konsep sistem panasbumi pada konteks hidrotermal sederhana. (b) Konsep sistem panasbumi secara general.....                    | 18 |
| Gambar 3.1 Analisis data mentah menggunakan <i>Synchro Time Series</i> .....  | 24 |
| Gambar 3.2 Analisis data mentah menggunakan <i>Spectrogram</i> .....  | 25 |
| Gambar 3.3 Prinsip transformasi fourier.....  | 26 |
| Gambar 3.4 Ilustrasi proses robust.....   | 27 |
| Gambar 3.5 Diagram arah struktur geologi regional Jawa Timur....  | 28 |
| Gambar 3.6 Kurva resistivitas semu dan fase (a) sebelum diseleksi <i>crosspowers</i> (b) sesudah diseleksi <i>crosspowers</i> .....           | 31 |
| Gambar 3.7 Data TDEM pada kurva resistivitas semu.....  | 32 |
| Gambar 3.8 Plot lintasan pada topografi.....  | 32 |
| Gambar 3.9 Gambar hasil pemodelan data magnetotellurik.....   | 33 |
| Gambar 3.10 Diagram alir penelitian.....  | 34 |
| Gambar 4.1 Tampilan grafik hasil rotasi tensor impedansi data magnetotellurik.....  | 36 |
| Gambar 4.2 Grafik hasil rotasi metode <i>swift</i> yang mendekati stabil pada $45^0$ (a) titik 1 dan (b) titik 6.....                         | 38 |
| Gambar 4.3 Grafik hasil rotasi titik 5 menunjukkan hasil metode <i>swift</i> dan <i>tipper</i> jauh dari $45^0$ .....                         | 39 |
| Gambar 4.4 Grafik parameter dimensi titik 6 rotasi $45^0$ dengan <i>Z skew</i> , <i>Z ellip</i> dan <i>tipper magnitude</i> di bawah 0,3..... | 40 |
| Gambar 4.5 Model bumi berlapis horizontal.....  | 41 |

Gambar 4.6 Kurva resistivitas semu dengan *error bar* tinggi pada frekuensi rendah .....42

Gambar 4.7 Proses distorsi galvanik .....43

Gambar 4.8 Konseptual sistem panasbumi menurut Pellerin .....45

Gambar 4.9 Topografi pesebaran titik pengukuran .....46

Gambar 4.10 Pemodelan 2D lintasan x rotasi  $45^{\circ}$  .....48

Gambar 4.11 Pemodelan 2D lintasan x rotasi metode *swift* .....49

Gambar 4.12 Pemodelan 2D lintasan y rotasi  $45^{\circ}$  .....52

Gambar 4.13 Pemodelan 2D lintasan y rotasi metode *swift* .....53



## DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1: Penurunan tensor impedansi 3 x 3 ..... 61

Lampiran 2: Grafik hasil rotasi tensor impedansi ..... 67

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



# BAB I

## PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Di dalam survei potensi panasbumi melibatkan beberapa disiplin ilmu salah satunya yaitu geofisika. Metode geofisika terbaik dalam survei panasbumi adalah metode magnetotellurik yang memanfaatkan sumber alam (bersifat pasif) berupa gelombang elektromagnetik. Fungsi tanggapan dasar magnetotellurik adalah tensor impedansi yang merupakan relasi antara komponen horizontal medan elektrik dan magnetik pada titik pengukuran. Tensor impedansi digunakan untuk memodelkan sistem panasbumi (Berdichevsky dan Zhdanov, 1984).

Permasalahan yang sering menghalangi dalam melakukan interpretasi tensor impedansi magnetotellurik adalah pergeseran statik dan dimensionalitas tensor. Pergeseran statik disebabkan faktor topografi, sehingga terjadi pergeseran pada kurva impedansi (resistivitas) dan dapat direduksi dengan bantuan data TDEM (Kusumawardani, 2014). Sedangkan sifat umum tensor impedansi bergantung pada dimensionalitas model magnetotellurik. Pada pemodelan magnetotellurik 2D, konduktivitas bervariasi sepanjang sumbu vertikal  $z$  dan salah satu dari sumbu horizontal  $x$  ( $\mathbf{E}_x, \mathbf{H}_x$ ) atau  $y$  ( $\mathbf{E}_y, \mathbf{H}_y$ ) tegak lurus terhadap struktur geologi (Berdichevsky dan Dmitriev, 2002).

Kondisi tensor ideal dapat diperoleh jika, salah satu komponen medan listrik atau medan magnet pada sumbu horizontal  $x$  ( $\mathbf{E}_x, \mathbf{H}_x$ ) atau  $y$  ( $\mathbf{E}_y, \mathbf{H}_y$ ) dapat tegak lurus terhadap struktur geologi, sehingga meminimalkan nilai komponen tensor diagonal untuk memperoleh nilai komponen off-diagonal yang maksimum pada tensor impedansi. Namun seringkali tensor impedansi terukur tidak mampu mencapai tensor impedansi yang ideal. Hal ini dikarenakan tidak adanya sudut terhadap struktur geologi yang tepat (Bahr, 1988).

Terdapat beberapa cara untuk memperoleh kondisi ideal pada tensor impedansi terukur. Pada umumnya dalam survei magnetotellurik untuk memperoleh tensor impedansi yang ideal dilakukan dengan merotasi nilai impedansi yang terukur. Nilai tensor impedansi yang terukur dirotasi searah dengan jarum jam

menggunakan informasi arah struktur geologi regional yakni arah mayoritas struktur batuan daerah survei (kualitatif). Cara lain yang dikembangkan adalah metode *swift* dengan mencari sudut rotasi yang mampu mencapai kondisi ideal tensor impedansi dengan mengabaikan *noise* (kuantitatif). Metode ini menjadi dasar metode-metode lain dalam melakukan rotasi pada tensor impedansi terukur secara kuantitatif.

## 1.2 Rumusan Masalah

Masalah yang dapat diangkat dari penelitian ini antara lain:

1. Bagaimana rotasi tensor impedansi berdasarkan metode *swift*?
2. Bagaimana hasil pemodelan 2D data magnetotellurik berdasarkan rotasi arah struktur geologi regional dan metode *swift*?

## 1.3 Batasan Masalah

Pada penelitian kali ini akan menganalisis:

1. Merotasi data sekunder tensor impedansi hasil survei panasbumi daerah gunung Arjuno-Welirang, Jawa Timur.
2. Metode rotasi tensor impedansi standart menggunakan arah struktur geologi regional Jawa Timur yaitu  $45^\circ$  dari arah utara.
3. Parameter impedansi *skew* dan *ellipticity* serta *tipper* digunakan sebagai data pendukung analisis hasil rotasi.

## 1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan yang ingin dicapai dari penelitian ini yaitu, memperoleh arah struktur geologi yang sesuai untuk mendekati tensor impedansi ideal berdasarkan metode *swift*, yang selanjutnya akan didapatkan model kondisi bawah permukaan.

## 1.5 Manfaat Penelitian

Memberikan informasi tentang penerapan metode *swift* pada pengolahan data magnetotellurik dalam memperoleh tensor impedansi yang ideal di samping berdasarkan metode rotasi standart menggunakan arah struktur geologi regional.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



## BAB II TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Metode Magnetotellurik

Magnetotellurik (MT) merupakan salah satu teknik eksplorasi bersifat pasif yang memanfaatkan penjalaran gelombang elektromagnetik ke dalam bumi secara alami. MT berbeda dengan teknik aktif geolistrik yang sumber arusnya diinjeksikan ke dalam tanah sebagai daya untuk konduksi. Pada kenyataannya, MT dan geolistrik memiliki persamaan parameter fisis yaitu konduktivitas elektrik (Simpson dan Bahr, 2005).

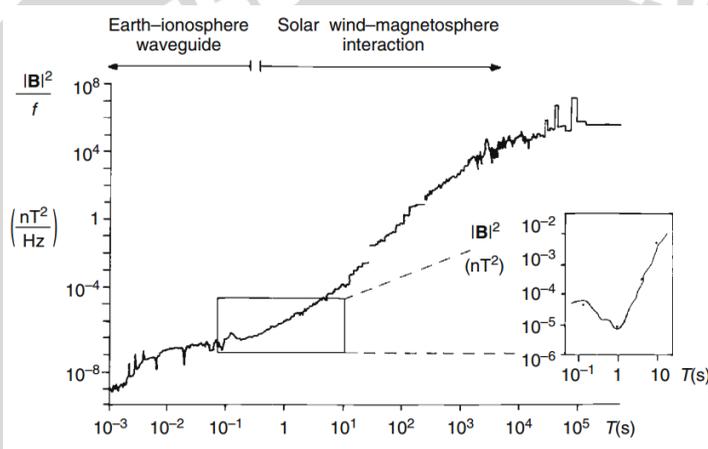
Pada tahun 1950an, Tikhonov dan Cagniard menyadari jika variasi medan listrik dan magnet dapat diukur secara bersamaan yang kemudian rasio kompleks (impedansi) dapat diturunkan untuk menjelaskan penetrasi medan elektromagnetik di dalam bumi. Penetrasi kedalaman yang dapat dicapai medan elektromagnetik bergantung pada periode *sounding* dan struktur konduktivitas bumi. Hal ini merupakan dasar dari metode MT (Jiracek, 2009).

Medan elektromagnetik (EM) primer merambat menuju bumi yang dianggap sebagai konduktif, sedangkan udara bersifat resistif. Kemudian medan EM primer membentuk medan EM sekunder di dalam Bumi (arus eddy terinduksi, amplitudo dan fase gelombang berubah). Total medan EM yang akan terukur oleh *receiver* pada alat MT adalah jumlah dari medan primer dan sekunder (Unsworth, 2006).

Dalam eksplorasi panasbumi, metode MT merupakan salah satu metode geofisika yang cukup efektif apabila dikaitkan dengan hasil akhir dari eksplorasi panasbumi itu sendiri. Hal ini disebabkan karena metode MT dapat membantu dalam menjelaskan serta menentukan bagaimana model konseptual dari sistem panasbumi berdasarkan pola persebaran resistivitasnya. Selain itu, dengan mengetahui model konseptual juga dapat diperkirakan potensi dari sistem panasbumi dengan melihat geometri dari luas *reservoir*.

## 2.2 Sumber Sinyal Magnetotellurik

Dalam metode MT, medan elektromagnetik alami digunakan untuk menyelidiki konduktivitas elektrik struktur dalam bumi. Sumber alami medan MT di atas 1 Hz berasal dari aktivitas meteorologi, seperti kilat di ionosfer yang terjadi di seluruh bumi yang kemudian akan menjalar ke permukaan bumi. Pada frekuensi di bawah 1 Hz dihasilkan pada magnetosfer melalui fenomena *solar wind* (Vozoff, 1991).



Gambar 2.1 Spektrum sumber sinyal magnetotellurik (Junge, 1994)

Sinyal yang dilepaskan oleh kilat dikenal sebagai *sferics* dan berada pada jangkauan frekuensi elektromagnetik. *Sferics* berpropagasi di dunia dengan batas pandu gelombang ionosfer dan permukaan bumi baik secara *transverse electric* (TE), *transverse magnetic* (TM) atau *transverse electric* dan *magnetic* (TEM). Sepanjang hari mampu menjalar sampai 60 km dan meningkat pada malam hari mencapai 90 km. Puncak *sferics* terjadi pada awal sore hari (Simpson dan Bahr, 2005).

Interaksi antara *solar wind* dengan magnetosfer dan ionosfer membangkitkan fluktuasi elektromagnetik pada frekuensi di bawah 1 Hz (periode lebih dari 1 s). Secara singkat, *solar wind* adalah aliran plasma kontinu yang meradiasikan proton dan elektron dari matahari. Saat mencapai medan magnetik pada magnetosfer, proton dan

elektron dipantulkan berlawanan arah. Variasi densitas, kecepatan dan intensitas medan magnetik pada *solar wind* dihasilkan secara beruntun mengganggu magnetosfer (Simpson dan Bahr, 2005).

Perubahan nilai medan magnet di bagian magnetosfer dapat menyebabkan terjadinya proses induksi arus listrik yang cukup besar di bagian ionosfer. Seperti yang telah diketathui, bahwa ionosfer merupakan suatu lapisan yang berada 50-1500 km di atas permukaan bumi yang merupakan daerah di mana plasma dengan nilai konduktivitas yang sangat besar berada. Perubahan arus yang terjadi di ionosfer yang disebabkan oleh aktivitas di magnetosfer juga akan menyebabkan perubahan medan magnet yang terukur di permukaan bumi (Kadir, 2011).

### 2.3 Asumsi Metode Magnetotellurik

Asumsi yang digunakan pada penelitian ini berdasarkan penurunan persamaan gelombang elektromagnetik yang dilakukan oleh Xiao (2004). Pada metode MT berasumsi bidang gelombang elektromagnetik masuk pada permukaan bumi. Resistivitas bumi lebih rendah dibandingkan dengan atmosfer, sinyal elektromagnetik sebagai gelombang di udara berdifusi ke dalam bumi. Penurunan persamaan dasar diatur berdasarkan perilaku medan elektromagnetik yang diberikan oleh persamaan Maxwell:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \rho / \varepsilon \quad (2.1)$$

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

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.3)$$

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

$\mathbf{E}$  adalah kuat medan listrik dalam V/m,  $\mathbf{H}$  adalah kuat medan magnet,  $\mathbf{B}$  adalah densitas fluks magnetik  $\text{W/m}^2$ ,  $\rho$  adalah densitas volume muatan dalam  $\text{C/m}^3$ ,  $\sigma$  adalah konduktivitas dalam S/m,  $\varepsilon$  adalah konstanta dielektrik dalam F/m. Karena  $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$  dan  $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$  persamaan 2.3 dapat ditulis sebagai:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \mathbf{J} + \mu \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.3a)$$

Di sini  $\mathbf{J}$  adalah densitas arus dalam  $A/m^2$  dan  $\mu$  adalah permeabilitas magnetik dalam  $H/m$ . Pada umumnya nilai pada ruang bebas  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$  dan  $\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} H/m$  digunakan pada persamaan ini. Mengambil curl persamaan 2.4 dan menggunakan persamaan 2.3a, turunan parsial orde 2 untuk  $\mathbf{E}$  dapat diperoleh:

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

Pada kasus lingkungan dielektrik, konduksi arus pada saat minimal dan perpindahan arus mendominasi. Persamaan 2.5 dapat disederhanakan menjadi persamaan gelombang:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.6)$$

Pada kasus lingkungan konduktif, konduksi arus mendominasi dan efek perpindahan arus dapat diabaikan. Persamaan 2.6 dapat disederhanakan menjadi persamaan difusi:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (2.7)$$

Bumi dapat diperlakukan sebagai lingkungan konduktif, sehingga persamaan difusi dapat digunakan dalam menganalisis data MT. Untuk gelombang elektromagnetik dengan variasi waktu sinusoidal, kuat medan listrik dapat ditulis sebagai  $\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{-i\omega t}$ . Substitusi ke dalam persamaan 2.7 menghasilkan:

$$\nabla^2 \mathbf{E} + i\omega\mu\sigma = 0 \quad (2.8)$$

Berkaitan dengan transformasi energi elektromagnetik menuju panas, kuat medan menurun secara eksponensial terhadap kedalaman. Mempertimbangkan gelombang menjalar di dalam bumi dengan peluruhan amplitudo eksponensial pada arah  $z$ , persamaan 2.8 dapat dituliskan sebagai:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} + i\omega\mu\sigma \mathbf{E} = 0 \quad (2.8a)$$

Dengan  $\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{-i\omega t} e^{kz}$ , dimana  $\mathbf{E}_0$  adalah kuat medan elektrik pada permukaan bumi, persamaan 2.8a dapat ditulis:

$$\mathbf{E}k^2 + i\omega\mu\sigma\mathbf{E} = 0 \quad (2.9)$$

Menyusun kembali formula ini diberikan:

$$\mathbf{E}(k^2 + i\omega\mu\sigma) = 0$$

Kemudian solusi untuk  $k$ :

$$k = \pm(1 - i)\sqrt{\frac{i\omega\mu\sigma}{2}} \quad (2.10)$$

Di sini  $k$  adalah bilangan kompleks gelombang pada medium. Sehingga medan berpropagasi di dalam bumi dapat dituliskan sebagai:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{-i\omega t} e^{i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} \quad (2.11)$$

Pada persamaan 2.11, eksponensial  $e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z}$  menunjukkan peluruhan dari amplitudo sebagai penjarangan gelombang pada arah  $z$ . *Skin depth* didefinisikan sebagai jarak ( $\delta$ ) di mana kuat medan listrik beratenuasi  $1/e$  dari kuat medan original. Karena,

$$e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}\delta} = e^{-1}$$

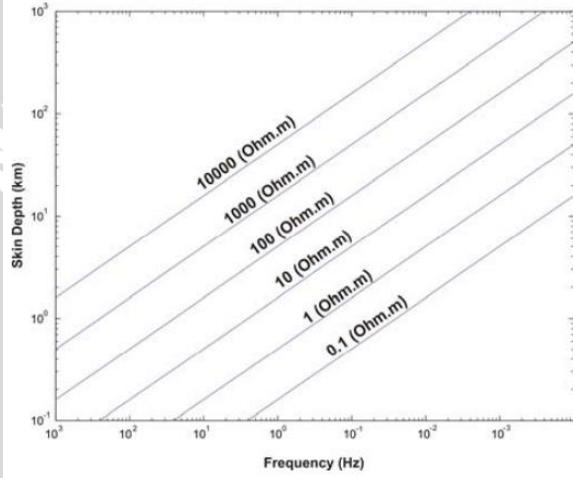
*Skin depth* dapat dituliskan sebagai:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (2.12)$$

Menyusun kembali persamaan 2.12, dapat ditunjukkan bahwa:

$$\delta \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (m)} \quad (2.13)$$

Persamaan 2.13 menunjukkan bahwa *skin depth* bergantung pada 2 parameter: (1) resistivitas medium dan (2) frekuensi gelombang. *Skin depth* menurun ketika resistivitas menurun dan frekuensi meningkat. Jika resistivitas bumi bervariasi dari  $0,1-10^4 \Omega\text{m}$  dan frekuensi bervariasi dari  $10^3-10^4 \text{ Hz}$ , selanjutnya *skin depth* bervariasi dari 10 – 1000 m (gambar 2.3).



Gambar 2.2 *Skin depth* sebagai fungsi frekuensi sinyal magnetotellurik dan resistivitas bumi (Xiao, 2004)

Kuat medan magnetik gelombang elektromagnetik dengan variasi waktu sinusoidal dapat dituliskan sebagai  $\mathbf{H} = \mathbf{H}_0 e^{-i\omega t}$ . Dari persamaan 2.4:

$$\mathbf{H} = \frac{1}{i\omega\mu_0} \nabla \times \mathbf{E} \quad (2.14)$$

Sehingga di dalam bumi, perbandingan kuat medan elektrik dan medan magnetik dapat dituliskan sebagai:

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{E}_0 e^{-kz} e^{-i\omega t} \quad (2.15)$$

$$\mathbf{H}_y = \frac{1}{i\omega\mu_0} \mathbf{E}_0 e^{-kz} e^{-i\omega t} \quad (2.16)$$

Di sini medan elektrik  $\mathbf{E}_x$  ortogonal terhadap medan magnetik  $\mathbf{H}_y$

Supaya memperoleh informasi yang berguna tentang struktur resistivitas bumi dari pengukuran pada permukaan ( $z = 0$ ), rasio pengukuran ortogonal  $\mathbf{E}$  terhadap  $\mathbf{H}$  digunakan dan didefinisikan sebagai impedansi:

$$\mathbf{Z} = \frac{\mathbf{E}}{\mathbf{H}} \quad (2.17)$$

Dari persamaan (2.15) dan (2.16) impedansi  $Z_{xy}$  diberikan oleh:

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{\mathbf{E}_x}{\mathbf{H}_y} = \frac{(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\omega\mu_0\rho} \quad (2.18)$$

Resistivitas semu  $\rho_{xy}$  dapat diselesaikan dari persamaan 2.18:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{i\omega\mu_0} \left| \frac{\mathbf{E}_x}{\mathbf{H}_y} \right|^2 \quad (2.19)$$

Dan impedansi  $Z_{xy}$  didefinisikan sebagai fase:

$$\varphi_{xy} = \arg(\mathbf{Z}_{xy}) \quad (2.20)$$

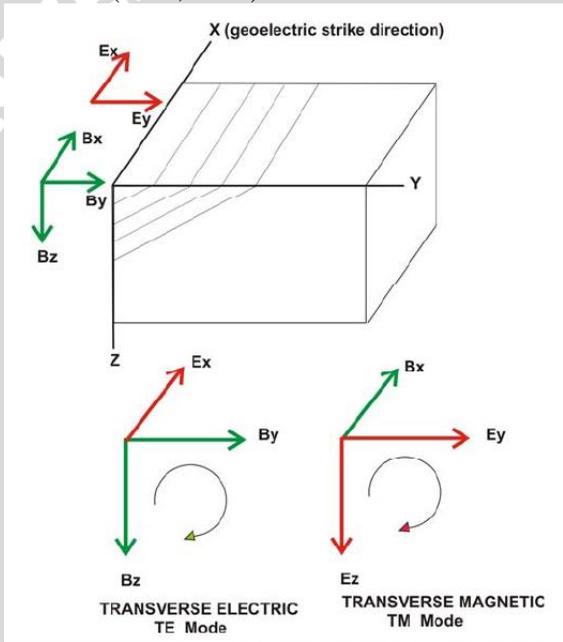
Di mana frekuensi angular  $\omega = 2\pi f$ . Di sini resistivitas semu bergantung pada rasio komponen medan elektrik dan magnetik.

Resistivitas semu,  $\rho_{xy}$  merepresentasikan volume rata-rata resistivitas bumi di atas *hemisphere* dengan radius sebanding terhadap *skin depth*. Fase,  $\varphi_{xy}$  mencerminkan perbedaan fase antara komponen medan elektrik dan magnetik. Resistivitas semu dan fase adalah dua parameter utama digunakan untuk menggali informasi struktur resistivitas dari pengukuran data.

## 2.4 Mode Pengukuran Magnetotellurik

Perhatikan pada gambar 2.4, di mana arah struktur geologi sepanjang sumbu  $x$ . Pada kasus bumi 2D pengukuran medan elektromagnetik dipisah menjadi 2 mode. Komponen medan  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$ ,

dan  $H_z$  berhubungan sepanjang arus elektrik pada struktur geologi. Ketiga komponen medan tersebut dikenal mode *transverse electric* (TE) dengan resistivitas semu yang diperhitungkan dari  $E_x$  dan  $H_y$ . Mode TE sangat sensitif terhadap konduktor sepanjang struktur geologi. Sedangkan komponen medan  $H_x$ ,  $E_y$ , dan  $E_z$  sepanjang struktur geologi dikenal mode *transverse magnetic* (TM) dengan resistivitas semu diperhitungkan dari  $E_y$  dan  $H_x$ . Pada mode ini, aliran arus melintasi batas perbedaan resistivitas yang menyebabkan muatan listrik saling bertemu. Mode TM lebih efektif dibandingkan mode TE dalam menemukan pertemuan daerah yang memiliki resistivitas berbeda (Xiao, 2004).



Gambar 2.3 Konfigurasi medan elektromagnetik pada bumi 2D struktur geoelektrik (Xiao, 2004).

Untuk merekam komponen medan elektrik dan magnetik horizontal, sistem MT modern pada umumnya merekam secara simultan variasi temporal pada medan magnetik vertikal. Data tersebut umumnya digunakan untuk memperhitungkan *tipper*, yang didefinisikan sebagai rasio vertikal terhadap medan magnetik

horizontal ( $T = \mathbf{H}_z/\mathbf{H}_y$ ), pada tiap stasiun MT. Karena gelombang elektromagnet menjalar secara vertikal di dalam bumi, sehingga hanya komponen horizontal elektrik dan magnetik yang hadir pada medan elektromagnetik utama. Pengukuran medan magnetik vertikal di dalam bumi didominasi oleh komponen vertikal magnetik dari induksi arus (Xiao, 2004).

## 2.5 Rotasi Tensor Impedansi

Hubungan antar komponen medan pada suatu titik secara sistematis terkandung dalam impedansi dan *tipper*. Keduanya adalah kuantitas dari struktur konduktivitas yang diinterpretasikan. Secara umum  $\mathbf{H}_x$  berasosiasi  $\mathbf{E}_y$  dan sebagian  $\mathbf{E}_x$ , keduanya sebanding terhadap  $\mathbf{H}_x$ . Sama halnya dengan  $\mathbf{H}_y$  disebabkan  $\mathbf{E}_x$  dan sebagian  $\mathbf{E}_y$ , sehingga pada setiap frekuensi diharapkan sebuah sistem linear berkelakuan sebagai:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_x &= \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y + \mathbf{Z}_{xx} \mathbf{H}_x \\ \mathbf{E}_y &= \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x + \mathbf{Z}_{yy} \mathbf{H}_y \end{aligned} \quad (2.21)$$

Dimana setiap kondisi bergantung pada frekuensi. Pada umumnya dapat dituliskan:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{E}_x \\ \mathbf{E}_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{Z}_{xx} & \mathbf{Z}_{xy} \\ \mathbf{Z}_{yx} & \mathbf{Z}_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{H}_x \\ \mathbf{H}_y \end{pmatrix} \quad (2.22)$$

atau

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z} \mathbf{H}$$

Tensor impedansi pada persamaan 2.22 merupakan tensor  $2 \times 2$  untuk kondisi 2D (penurunan dari tensor impedansi  $3 \times 3$  dapat dilihat pada lampiran).

Pada kondisi seragam atau bumi berlapis secara horizontal,  $\mathbf{Z}_{xx}$  dan  $\mathbf{Z}_{yy}$  adalah nol,  $\mathbf{Z}_{yx} = -\mathbf{Z}_{xy}$ , dan persamaan 2.21 di atas tereduksi menjadi:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_x &= \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y \\ \mathbf{E}_y &= \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x \end{aligned}$$

$$= -\mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x \quad (2.23)$$

Pada kasus 2D, jika sumbu  $x$  atau  $y$  sepanjang struktur geologi  $\mathbf{Z}_{xx} = \mathbf{Z}_{yy} = 0$ . Hal ini berarti tidak ada hubungan antara  $\mathbf{E}_x$  dan  $\mathbf{H}_x$  atau  $\mathbf{E}_y$  dan  $\mathbf{H}_y$ .  $\mathbf{E}_x$  dan  $\mathbf{H}_y$  secara penuh disebabkan oleh aliran arus pada sumbu  $x$ , sedangkan  $\mathbf{E}_y$  dan  $\mathbf{H}_x$  secara penuh disebabkan oleh aliran arus pada sumbu  $y$ . Akan tetapi  $\mathbf{Z}_{xy} \neq -\mathbf{Z}_{yx}$ . Jika tak ada sumbu yang sepanjang struktur geologi  $\mathbf{Z}_{xx} = -\mathbf{Z}_{yy} \neq 0$ . Dalam bentuk tensor dapat dituliskan:

$$\begin{pmatrix} 0 & \mathbf{Z}_{xy} \\ -\mathbf{Z}_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

Kondisi ini adalah kondisi tensor impedansi ideal yang dikenal juga model Tikhonov-Cagniard (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953).

Persamaan 2.22, diajukan (Cantwell, 1960) dan (Rokityansky, 1961) berasumsi bahwa sistem adalah linear sehingga medan elektrik hanya berkaitan terhadap medan magnetik, dan kontribusi *noise* diabaikan. Resistivitas semu secara sederhana menjadi:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{i\omega\mu_0} |\mathbf{Z}_{xy}|^2 \quad \text{dan} \quad \rho_{yx} = \frac{1}{i\omega\mu_0} |\mathbf{Z}_{yx}|^2$$

dan fase diberikan:

$$\varphi_{xy} = \arg(\mathbf{Z}_{xy}) \quad \text{dan} \quad \varphi_{yx} = \arg(\mathbf{Z}_{yx})$$

Pada praktiknya seringkali diharapkan medan atau elemen tensor dapat diukur pada beberapa arah sistem koordinat. Misalnya, arah struktur geologi jarang diketahui secara tepat pada waktu survei di lapangan. Jika dilakukan dirotasi vektor  $\mathbf{E}$  sepanjang sudut  $+\theta$  (searah jarum jam) menjadi  $\mathbf{E}'$ , selanjutnya:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{E}'_x \\ \mathbf{E}'_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{E}_x \\ \mathbf{E}_y \end{pmatrix} \quad (2.24)$$

atau

$$\mathbf{E}' = \mathbf{R} \mathbf{E}$$

Pada kondisi yang sama,

$$\mathbf{H}' = R \mathbf{H} \quad (2.25)$$

dan

$$\mathbf{Z}' = R \mathbf{Z} R^T \quad (2.26)$$

Di mana  $R^T$  adalah transpos  $R$  adalah,

$$R^T = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (2.27)$$

Persamaan 2.26 dapat dijabarkan sehingga:

$$\begin{aligned} \mathbf{Z}'_{xx} &= \mathbf{Z}_{xx} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{xy} + \mathbf{Z}_{yx}) \sin \theta \cos \theta + \mathbf{Z}_{yy} \sin^2 \theta \\ \mathbf{Z}'_{xy} &= \mathbf{Z}_{xy} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{xx} + \mathbf{Z}_{yy}) \sin \theta \cos \theta - \mathbf{Z}_{yx} \sin^2 \theta \\ \mathbf{Z}'_{yx} &= \mathbf{Z}_{yx} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{yy} - \mathbf{Z}_{xx}) \sin \theta \cos \theta - \mathbf{Z}_{xy} \sin^2 \theta \\ \mathbf{Z}'_{yy} &= \mathbf{Z}_{yy} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{yx} - \mathbf{Z}_{xy}) \sin \theta \cos \theta - \mathbf{Z}_{xx} \sin^2 \theta \end{aligned} \quad (2.28)$$

Persamaan di atas merupakan metode standart yang digunakan dalam merotasi tensor impedansi jika informasi arah struktur geologi regional telah diketahui.

Namun, seringkali pada praktiknya arah struktur geologi berubah-ubah terhadap kedalaman. Dimulai dari tensor impedansi  $\mathbf{Z}$  yang diperoleh dari pengukuran dan berasumsi kondisi 2D, beberapa cara berbeda telah digunakan untuk mencari sudut rotasi  $\theta_0$  antara arah pengukuran dan struktur geologi.

Salah satu cara untuk memperoleh  $\theta_0$  menggunakan metode yang dikembangkan oleh Charles Moore Swift (1967). Di mana  $\mathbf{Z}_{xy}(\theta)$  dan  $\mathbf{Z}_{yx}(\theta)$  diturunkan untuk mengoptimalkan sudut  $\theta_0$ :

$$|\mathbf{Z}'_{xy}(\theta_0)|^2 + |\mathbf{Z}'_{yx}(\theta_0)|^2 \quad (2.29)$$

Pada setiap frekuensi dengan solusi:

$$4\theta_0 = \tan^{-1} \frac{[(\mathbf{Z}_{xx} - \mathbf{Z}_{yy})(\mathbf{Z}_{xy} + \mathbf{Z}_{yx})^* + (\mathbf{Z}_{xx} - \mathbf{Z}_{yy})^*(\mathbf{Z}_{xy} + \mathbf{Z}_{yx})]}{|\mathbf{Z}_{xx} - \mathbf{Z}_{yy}|^2 - |\mathbf{Z}_{xy} - \mathbf{Z}_{yx}|^2} \quad (2.30)$$

Di mana tanda ( )<sup>\*</sup> menyatakan tanda konjugasi bilangan kompleks. Sehingga memaksimumkan  $|\mathbf{Z}_{yx}|$  dan meminimumkan  $|\mathbf{Z}_{xx}|^2 + |\mathbf{Z}_{yy}|^2$ .

Vozzof (1991) mengembangkan beberapa parameter lain dalam menganalisis rotasi tensor impedansi. Ketika dilakukan rotasi terhadap sistem koordinat, terdapat nilai konstan pada impedansi. Nilai tersebut tidak berubah terhadap rotasi koordinat.

$$\begin{aligned} \mathbf{Z}_{xx} + \mathbf{Z}_{yy} &= c_1 \\ \mathbf{Z}_{xy} - \mathbf{Z}_{yx} &= c_2 \end{aligned}$$

Rasio  $c_1/c_2$  adalah impedansi *skew*,  $\alpha$ . Di mana  $c_1$  akan bernilai nol pada 1D dan 2D jika bebas dari *noise*, sehingga *skew* digunakan sebagai parameter dimensionalitas.

Kuantitas yang berubah terhadap rotasi impedansi adalah impedansi *ellipticity*,

$$\beta(\theta) = \frac{\mathbf{Z}_{xx}\theta - \mathbf{Z}_{yy}\theta}{\mathbf{Z}_{xy}\theta + \mathbf{Z}_{yx}\theta}$$

Akan bernilai nol pada kasus 1D dan 2D ketika sumbu  $x$  atau  $y$  berada pada sepanjang arah struktur geologi. Seperti halnya impedansi *skew*, impedansi *ellipticity* digunakan sebagai parameter dimensionalitas.

Pada umumnya juga digunakan asumsi lain bahwa  $\mathbf{H}_z \approx 0$  kecuali nilai konduktivitas di dekat lateral berubah, di mana  $\nabla \times \mathbf{E}$  memiliki komponen vertikal. Di sini hubungan antara  $\mathbf{H}_z$  dan komponen medan magnetik pada tiap frekuensi dapat dituliskan:

$$\mathbf{H}_z = \mathbf{T}_x \mathbf{H}_x + \mathbf{T}_y \mathbf{H}_y$$

Di mana elemen  $\mathbf{T}_i$  adalah bilangan kompleks sejak kemungkinan terdapat pergeseran fase. Untuk struktur 2D dengan arah struktur geologi pada sumbu  $x$ , pada persamaan di atas menjadi

$$\mathbf{H}_z = \mathbf{T}_y' \mathbf{H}_y'$$

$\mathbf{T}'$  merepresentasikan vektor  $\mathbf{H}$  yang keluar dari bidang horizontal dan disebut *tipper*.  $\mathbf{T}'$  pada kasus 1D bernilai nol. Dibutuhkan rotasi sudut  $\emptyset$  untuk  $x'$  dapat diperkirakan pada data lapangan dengan mencari arah horizontal  $y'$  di mana  $\mathbf{H}(\emptyset)$  yang memiliki koherensi tinggi terhadap  $\mathbf{H}_z$ . Pada kasus ini fase  $\mathbf{T}_x$  dan  $\mathbf{T}_y$  adalah sama, rasio  $\mathbf{T}_y/\mathbf{T}_x$  adalah bilangan real.

$$\emptyset = \arctan(\mathbf{T}_y/\mathbf{T}_x)$$

*Tipper* dibutuhkan untuk mengatasi ambiguitas pada arah struktur geologi.

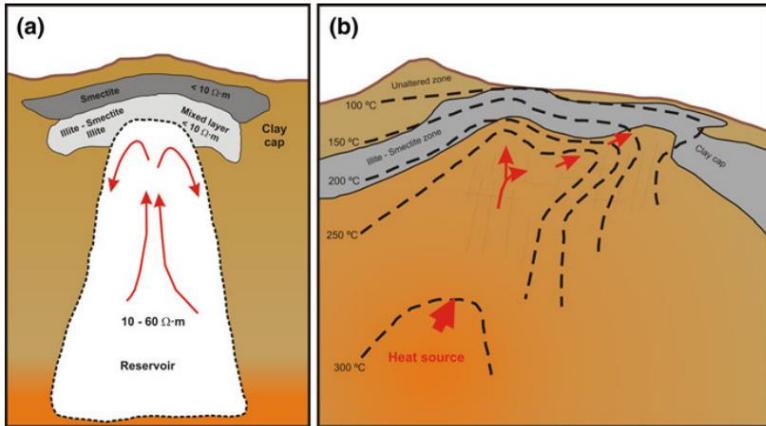
## 2.6 Konsep Sistem Panasbumi

Sumber panasbumi dipahami sebagai sistem yang secara alami menyimpan panas pada batuan dan fluida di bumi yang dapat dibedakan menjadi beberapa tipe berdasarkan suhu dan kealamian *reservoir*. Bagian utama pada sistem panasbumi dapat didasarkan pada kondisi keberadaan magma atau tidak. Sistem panasbumi magmatik meliputi sistem hidrotermal secara konveksi (dominasi air atau uap), batuan panas kering dan sistem peleburan parsial. Sementara itu sumber panasbumi bukan gunung api biasanya berhubungan dengan fluida panas dalam *reservoir* sedimentasi atau kristalisasi (Meju, 2002).

Pada beberapa literatur umumnya tipe *reservoir* atau sumber panasbumi direpresentasikan sistem hidrotermal. Sistem hidrotermal ideal secara konseptual terdiri atas sumber panas, bermacam-macam sistem air bawah tanah untuk mengalirkan dan menyimpan panas (*reservoir*), dan sebuah struktur pembatas bersifat kedap (tudung). Tudung pembatas untuk sebagian besar sistem hidrotermal diproduksi oleh reaksi antara batuan dan fluida termal yang kemudian menghasilkan alterasi pada lapisan lempung dengan suhu di bawah  $100^0\text{ C}$  hingga lebih dari  $200^0\text{ C}$  (Essene dan Peacor, 1995).

Pada konteks hidrotermal sederhana, sistem panasbumi dapat dikonsepsikan dengan model pada gambar 2.5(a). Area *upflow* maupun *outflow* dapat dipengaruhi oleh geometri zona dengan resistivitas rendah. Area *upflow* adalah zona pada *reservoir* di mana aliran fluida

dominan vertikal dan umumnya suhu meningkat terhadap kedalaman. Pada area ini bagian dasar dari tudung lempung yang konduktif seringkali terangkat. Pada area *outflow* yang lebih dingin, di mana aliran didominasi secara horizontal dan suhu menurun terhadap kedalaman (Anderson dkk., 2000).



Gambar 2.4 (a) Konsep sistem panasbumi pada konteks hidrotermal sederhana (Pellerin dkk., 1996). (b) Konsep sistem panasbumi secara general (Cumming, 2009).

Sebuah contoh sistem panasbumi secara general pada gambar 2.4 (b). Sistem panasbumi dapat digambarkan sebagai konveksi fluida pada kerak bumi teratas di mana dalam ruang terperangkap, transfer panas dari sumber panas (*heat source*) ke penyimpanan panas dalam keadaan permukaan yang bebas (*free surface*). *Heat source* merupakan sumber panas dari sistem panasbumi. *Heat source* bisa merupakan intrusi magmatik yang memiliki suhu yang sangat tinggi (>600°C) di mana kedalamannya yang relatif dangkal (3-5 km). *Reservoir* merupakan volume dari *hot permeable rocks*, tempat menyimpan panas dan tempat sirkulasi fluida yang mengekstrak panas. Di atas *reservoir* terdapat lapisan penudung atau biasa di sebut batuan penudung (*cap rocks*) yang merupakan lapisan lempung (*clay*). Lapisan *clay* merupakan lapisan impermeabel yang berfungsi untuk menjaga panas agar tetap terakumulasi di dalam zona *reservoir*. Fluida panasbumi adalah air, sebagian besar merupakan air

*meteoric*. Fluida yang dalam hal ini merupakan air sebagai media penyimpanan panas (Dickson dan Fanelli, 2004).

Fluida berasal dari air *meteoric* yang masuk ke batuan bawah permukaan melalui rekahan atau lapisan batuan yang *permeable*. Sampai di bawah permukaan, air *meteoric* akan menjadi panas jika terjadi kontak dengan *heat source*. Karena air panas memiliki densitas yang rendah maka ia cenderung bergerak ke atas melalui rekahan atau lapisan batuan permeabel dan akan muncul di permukaan sebagai geiser atau manifestasi permukaan lainnya. Perubahan fasa bisa terjadi dalam perjalanannya, yaitu pada saat temperatur air telah mencapai temperatur saturasinya atau temperatur titik didihnya. Jika hal itu terjadi maka fluida akan berupa campuran uap-air. Bila pada kedalaman tertentu temperatur air lebih besar dari temperatur saturasinya maka di dalam sistem hanya terdapat satu fasa saja, yaitu fasa uap. Sehingga manifestasi panasbumi di permukaan merupakan ekspresi permukaan dari sistem konveksi yang sangat besar (White, 1973).



# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



## BAB III METODE PENELITIAN

### 3.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada tanggal 15 April – 15 Juni 2014 di PT. Elnusa Tbk, Geosciences Services Division, Graha Elnusa lantai 14, Jalan TB. Simatupang Kav. 1B Jakarta Selatan.

### 3.2 Rancangan Penelitian

Penelitian dilakukan dengan menganalisis data magnetotellurik sekunder yang didapatkan dari PT. Elnusa Tbk, Jakarta. Data sekunder tersebut merupakan hasil survei potensi panasbumi pada gunung Arjuna-Welirang, Jawa Timur. Berdasarkan data tersebut, dilakukan pengolahan data dan analisis menggunakan prinsip-prinsip fisika yang berfokus merotasi tensor impedansi hasil pengukuran ke arah struktur geologi regional ( $45^\circ$  dari arah utara) dan menggunakan metode *swift* untuk memperoleh tensor impedansi yang ideal. Analisis rotasi impedansi dibantu dengan parameter impedansi *skew*, *ellipticity*, dan *tipper*. Hasil rotasi selanjutnya dimodelkan untuk memperoleh perbandingan pemodelan sistem panasbumi secara kuantitatif dan kualitatif.

### 3.3 Materi Penelitian

Materi berupa data dan alat pengolah data yang digunakan dalam penelitian ini antara lain :

- a. Rekaman data magnetotellurik sekunder.
- b. Perangkat lunak yang digunakan di antaranya,
  - *Synchro Time Series* dan *Spectrogram* untuk menganalisis data awal.
  - SSMT 200 untuk merubah data dari domain waktu ke domain frekuensi serta mereduksi *noise*.
  - MT Editor untuk merotasi data serta menyeleksi kurva resistivitas dan fase (*crosspowers*).
  - *WinGlink* untuk merotasi data dan melakukan pemodelan 2D bawah permukaan.

### 3.4 Metodologi Pengolahan Data

Pengolahan data dilakukan menggunakan 2 perangkat lunak yaitu *Phoenix 2000* dan *WinGlink*. Perangkat lunak *Phoenix 2000* digunakan untuk menganalisis data awal dan mengolahannya hingga diperoleh kurva resistivitas. Perangkat lunak ini meliputi *Synchro Time Series*, *SSMT 2000* dan *MT Editor*. Setelah diperoleh kurva resistivitas, pengolahan data menggunakan perangkat lunak *WinGlink* mulai dari memasukkan data TDEM hingga pemodelan inversi 2D.

#### 3.4.1 Data Mentah

Data yang digunakan dalam penelitian merupakan data sekunder hasil survei potensi panasbumi pada Arjuna-Welirang, Jawa Timur dengan jumlah 14 titik pengukuran. Perekaman data menggunakan sistem *Phoenix SSMT 2000* dengan instrumennya MTU. Data yang direkam oleh MTU berupa parameter stasiun atau titik pengambilan data (.TBL), *time series* pada frekuensi rendah sampai tinggi (.TS) dan kalibrasi box (.CLB) dan sensor alat (.CLC).

Pengolahan data dilakukan yang memiliki eksistensi *time series* (.TS). Data *time series* terdapat 3 macam yaitu TS 3, TS 4 dan TS 5. TS 3 berinformasikan frekuensi tinggi dengan *sample rate* 2400 Hz, TS 4 pada frekuensi medium dengan *sample rate* 150 Hz dan TS 5 frekuensi rendah dengan *sample rate* 15 Hz (Phoenix Geophysics, 2005).

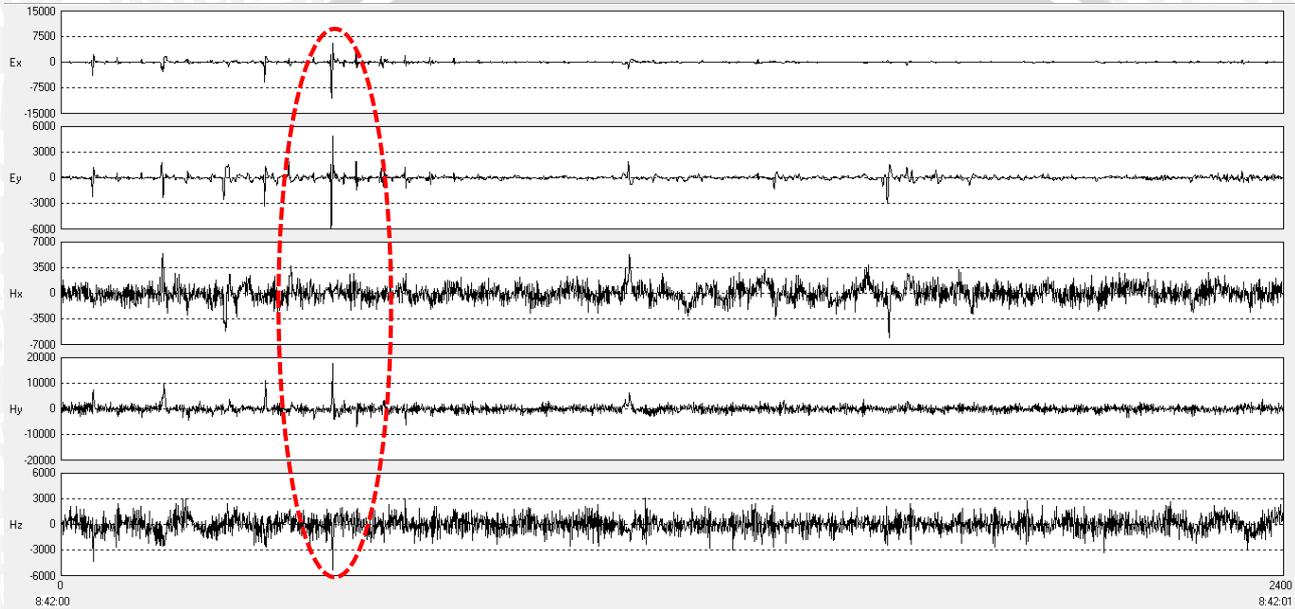
#### 3.4.2 Analisis Data dan Pemilihan Waktu

Pengolahan data pada tahap untuk memperoleh kurva resistivitas dan fase menggunakan perangkat lunak SSMT 2000. Data yang diolah pada penelitian ini berada dalam domain waktu. Informasi yang diperoleh adalah hasil perekaman gelombang elektromagnetik di dalam bumi. Data tersebut nantinya akan dirubah dari domain waktu ke domain frekuensi.

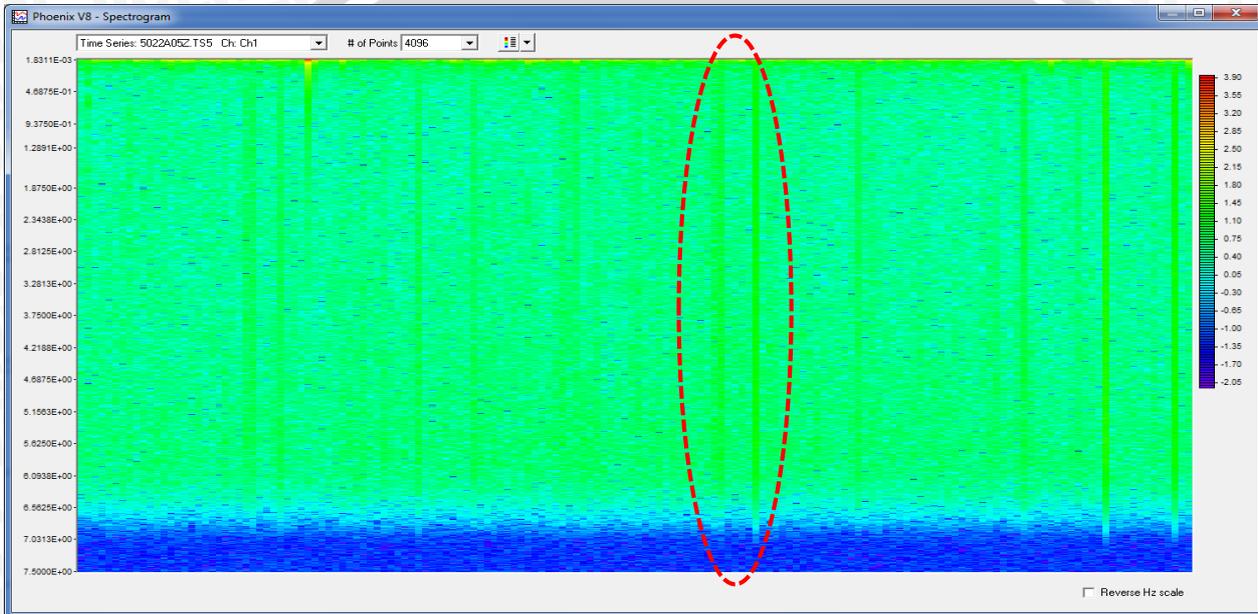
Pertama data di analisis terlebih dahulu menggunakan  $c$  dan *Spectrogram* untuk melihat hasil perekaman serta memilih waktu yang minim terdapat *noise*. Keberadaan *noise* ini diakibatkan metode MT yang bersifat pasif. Data yang akan dirubah ke dalam domain frekuensi diusahakan memiliki *noise* yang minimum untuk diperoleh kurva resistivitas dan fase yang baik. Pemilihan interval waktu harus disesuaikan karena semakin pendek intervalnya, data yang terekam semakin sedikit dan akan menyulitkan dalam seleksi *Crosspowers*.

Analisis data awal menggunakan *Synchro Time Series* menampilkan hasil perekaman komponen medan listrik dan medan magnetik di lapangan yang terdiri atas komponen  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{E}_y$ ,  $\mathbf{H}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$  dan  $\mathbf{H}_z$ . Tampilan *Synchro Time Series* pada sumbu vertikal merupakan pengukuran pada kanal  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{E}_y$ ,  $\mathbf{H}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$  dan  $\mathbf{H}_z$  sedangkan sumbu horizontal merupakan waktu perekaman data. *Noise* ditunjukkan dengan adanya kenaikan nilai pada perekaman *time series* pada semua kanal. Tampilan analisis data mentah menggunakan *Synchro Time Series* ditunjukkan gambar 3.1, dengan *noise* ditunjukkan lingkaran berwarna merah.

Cara lain dalam menganalisis data awal menggunakan *Spectrogram* yang terdapat pada perangkat lunak *WinGlink*. Tampilan *Spectrogram* pada sumbu horizontal merupakan waktu perekaman data dan pada sumbu vertikal adalah frekuensi. *Noise* ditunjukkan berdasarkan intensitas warna. Semakin menuju warna merah maka kemungkinan terdapatnya *noise* semakin tinggi pada data yang terekam. Setelah melakukan analisis data awal selanjutnya memilih rentang waktu yang akan dirubah dari domain waktu ke domain frekuensi. Tampilan analisis data mentah menggunakan *Spectrogram* ditunjukkan gambar 3.2, dengan *noise* ditunjukkan lingkaran berwarna merah.



Gambar 3.1 Analisis data mentah menggunakan *Synchro Time Series*



Gambar 3.2 Analisis data mentah menggunakan *Spectrogram*

### 3.4.3 Transformasi Fourier

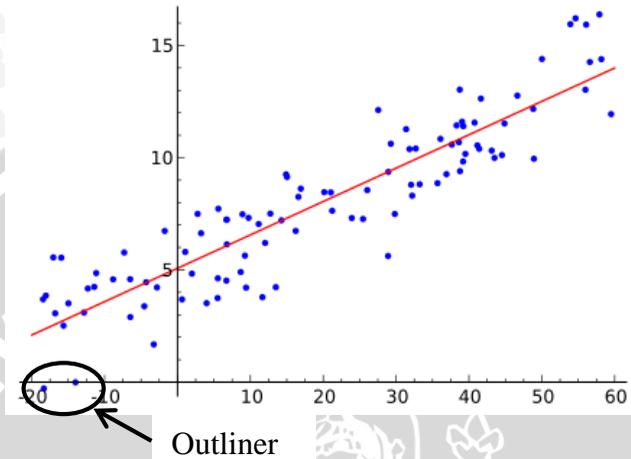
Perubahan data dari domain waktu ke domain frekuensi menggunakan transformasi fourier. Hal ini dilakukan karena pada domain frekuensi akan diperoleh parameter fisis seperti resistivitas dan fase yang tidak diperoleh jika pada domain waktu. Parameter resistivitas dan fase digunakan untuk melakukan pemodelan sistem panasbumi. Secara prinsip, transformasi fourier adalah suatu operasi matematis yang mengubah sinyal menjadi spektrum, sebagaimana ditunjukkan pada gambar 3.3 (Munadi, 2002).



Gambar 3.3 Prinsip transformasi fourier (Munadi, 2002).

*Digital time series* yang dikumpulkan selama survei MT, totalnya mencapai beberapa *gigabytes*. Namun, data yang akan diinterpretasi dengan menggunakan skematik model numerik terdiri dari beberapa ratus data per stasiun yang merepresentasikan frekuensi yang bergantung pada fungsi transfer. Salah satu *time series* terdiri dari informasi tentang banyak periode, dan penetrasi kedalaman. Langkah awal dalam pengolahan data adalah mentransformasikan dari domain waktu menjadi domain frekuensi menggunakan transformasi fourier (Heditama, 2011).

### 3.4.4 Proses Robust



Gambar 3.4 Ilustrasi proses robust

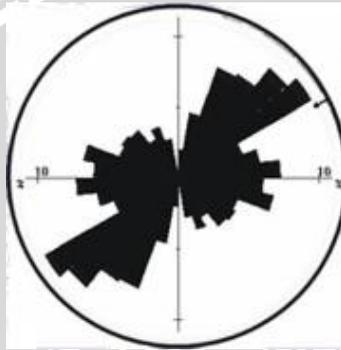
Selanjutnya untuk mereduksi *noise* dilakukan secara statistik menggunakan proses robust. Proses tersebut dilakukan dengan merata-rata nilai pada data dan selanjutnya menghilangkan nilai yang jauh dari rata-rata atau disebut juga dengan *outliner*. Hasil pengolahan robust berupa kurva resistivitas dan fase yang selanjutnya dilakukan seleksi data menggunakan *MT Editor*.

### 3.4.5 Rotasi Tensor Impedansi

Kurva resistivitas dan fase pada awalnya tidak berbentuk *smooth* dan memiliki *error bar* yang cukup tinggi. Sehingga perlu dilakukan seleksi dan editing kurva sebelum dialukan pemodelan. Kurva terlebih dahulu dirotasi berdasarkan informasi pola struktur geologi regional daerah penelitian untuk memperoleh impedansi yang ideal. Pola arah struktur geologi regional Jawa Timur adalah  $45^\circ$  dari arah utara ke timur.

$$\begin{aligned}
 \mathbf{Z}'_{xx} &= \mathbf{Z}_{xx} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{xy} + \mathbf{Z}_{yx}) \sin \theta \cos \theta + \mathbf{Z}_{yy} \sin^2 \theta \\
 \mathbf{Z}'_{xy} &= \mathbf{Z}_{xy} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{xx} + \mathbf{Z}_{yy}) \sin \theta \cos \theta - \mathbf{Z}_{yx} \sin^2 \theta \\
 \mathbf{Z}'_{yx} &= \mathbf{Z}_{yx} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{yy} - \mathbf{Z}_{xx}) \sin \theta \cos \theta - \mathbf{Z}_{xy} \sin^2 \theta \\
 \mathbf{Z}'_{yy} &= \mathbf{Z}_{yy} \cos^2 \theta + (\mathbf{Z}_{yx} - \mathbf{Z}_{xy}) \sin \theta \cos \theta - \mathbf{Z}_{xx} \sin^2 \theta \quad (3.1)
 \end{aligned}$$

Struktur bawah permukaan sebenarnya sangat kompleks, pola struktur yang tersaji pada peta geologi juga merupakan hasil interpretasi yang berarti masih ada kemungkinan *error* (memiliki persentase kesalahan). Namun jika diteliti satu per satu efek dari struktur terhadap data MT akan sangat sulit. Hal ini disebabkan karena satu data MT dipengaruhi oleh banyak struktur bawah permukaan dengan arah yang berbeda-beda. Oleh karena itu, walaupun memiliki persentase kesalahan, referensi arah struktur dominan pada data geologi cukup merepresentasikan struktur yang bekerja pada daerah penelitian (Nuqramadha, 2011).



Gambar 3.5 Diagram arah struktur geologi regional Jawa Timur

Metode lain dalam melakukan rotasi menggunakan metode *swift*. Solusi ini berasumsikan mengabaikan *noise* dan memperoleh sudut yang dapat memaksimalkan nilai impedansi. Masing-masing nilai impedansi dirotasi yang memungkinkan sudut antara nilai impedansi berbeda. Metode ini pada perangkat lunak MT editor disebut *strike electromagnetic* sedangkan pada perangkat lunak *WinGlink* disebut *principal axis*.

$$4\theta_0 = \tan^{-1} \frac{[(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} - Z_{yx}|^2} \quad (3.2)$$

Di mana tanda ( )\* menyatakan tanda konjugasi bilangan kompleks. Sehingga memaksimumkan  $|Z_{yx}|$  dan meminimumkan  $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$ .

Pada penelitian ini dilakukan rotasi dengan sudut  $45^\circ$  dan berdasarkan metode *swift*. Rotasi dilakukan masing-masing yang selanjutnya dilakukan seleksi *crosspowers* hingga proses pemodelan bawah permukaan juga terpisah. Berdasarkan hasil rotasi dan seleksi kurva akan diperoleh 14 kurva dengan rotasi  $45^\circ$  dan 14 kurva dengan rotasi metode *swift*. Kurva resistivitas dan fase yang telah *smooth* selanjutnya dikonversi ke dalam format edi. Format tersebut nantinya akan diimport ke perangkat lunak pemodelan yaitu *WinGlink*.

Parameter lain yang terdapat pada tensor impedansi dan membantu dalam menganalisis hasil rotasi adalah impedansi (**Z**) *skew*, *ellipticity* dan *tipper* (*strike* dan *magnitude*):

*Tipper strike*,

$$\Phi = \arctan (T_y/T_x)$$

*Tipper magnitude*,

$$T = H_z/H_y'$$

**Z skew**,

$$\alpha = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}}$$

**Z ellipticity**,

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{xx}\theta - Z_{yy}\theta}{Z_{xy}\theta + Z_{yx}\theta}$$

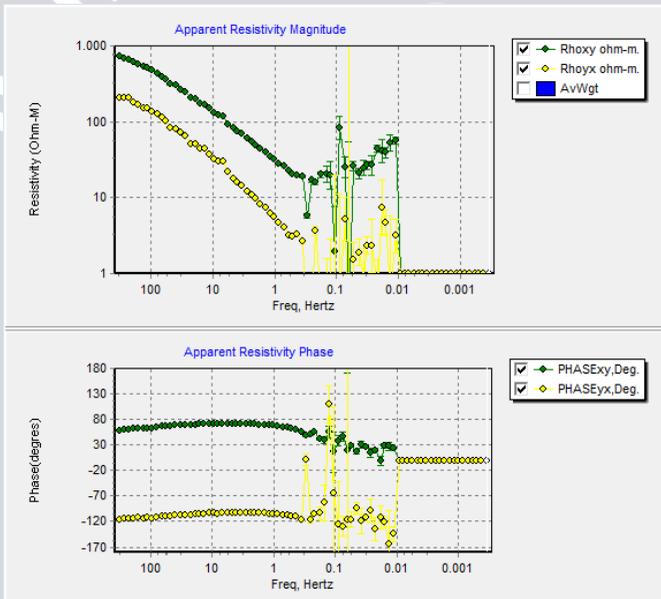
### 3.4.6 Seleksi *Crosspowers*

Tujuan objektif dari seleksi *crosspowers* adalah memperoleh kurva resistivitas semu dan fase yang baik yaitu tren kurva yang halus, dengan mengeliminasi kalkulasi setiap data pada *crosspowers* yang dipengaruhi *noise*. Nilai resistivitas semu dan fase diperoleh dari persamaan,

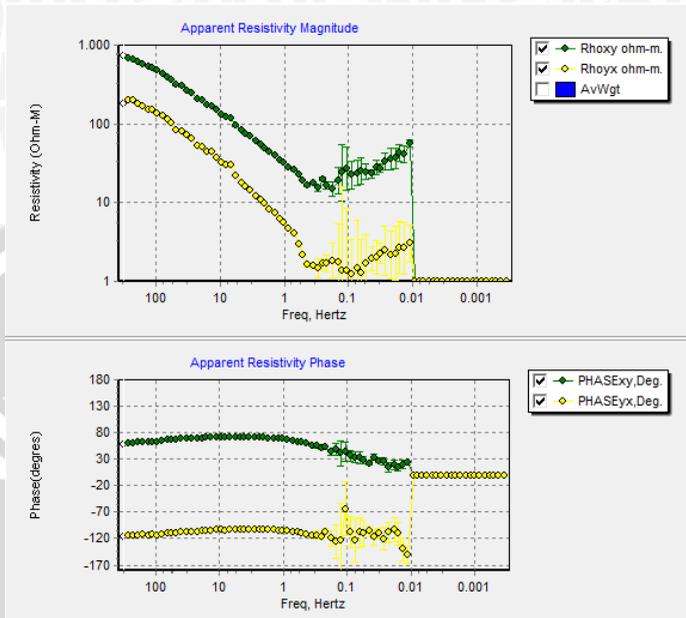
$$\rho_{xy} = \frac{1}{i\omega\mu_0} |Z_{xy}|^2 \text{ dan } \rho_{yx} = \frac{1}{i\omega\mu_0} |Z_{yx}|^2$$

$$\varphi_{xy} = \arg(\mathbf{Z}_{xy}) \text{ dan } \varphi_{yx} = \arg(\mathbf{Z}_{yx})$$

Gambar di bawah menunjukkan contoh hasil seleksi *crosspowers*. Pada gambar (a) ketika belum dilakukan seleksi *crosspowers* kurva resistivitas semu dan semu belum memiliki tren yang baik, setelah dilakukan seleksi *crosspowers* kurva lebih baik. Hal lain yang dapat diketahui bahwa pada frekuensi kurang dari 1 Hz nilai *error bar* cukup tinggi, ini menunjukkan pengaruh *noise* pada data cukup tinggi. Kurva resistivitas semu  $\rho_{xy}$  dan  $\rho_{yx}$  yang tidak berhimpitan menunjukkan terjadi pergeseran statik sehingga dibutuhkan data TDEM untuk mereduksinya.



(a)

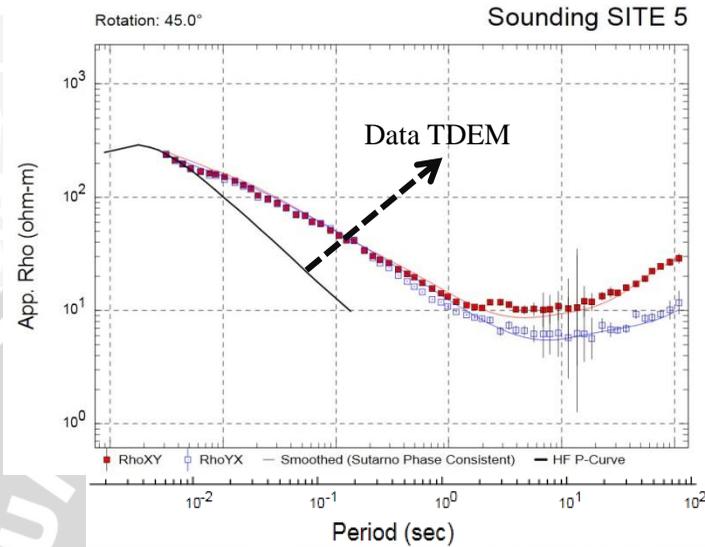


(b)

Gambar 3.6 Kurva resistivitas semu dan fase (a) sebelum diseleksi *crosspowers* (b) sesudah diseleksi *crosspowers*

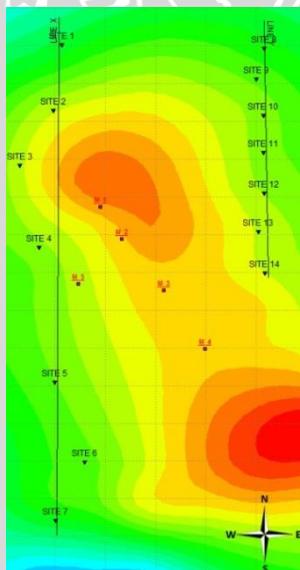
### 3.4.7 TDEM

Pada data magnetotellurik sering kali terjadi pergeseran statik yang diakibatkan oleh faktor topografi. Untuk mengatasinya maka dimasukkan data TDEM (*Time Domain Electromagnetic*) untuk mereduksi efek pergeseran statik. Data TDEM sering digunakan dalam koreksi statik, karena hanya melibatkan pengukuran medan magnet sekunder akibat induksi medan magnet primer, sehingga TDEM relatif tidak terpengaruh oleh anomali konduktivitas lokal dekat permukaan (Hendro dan Grandis, 1996). Setelah direduksi data dihaluskan sebelum dilakukan pemodelan.



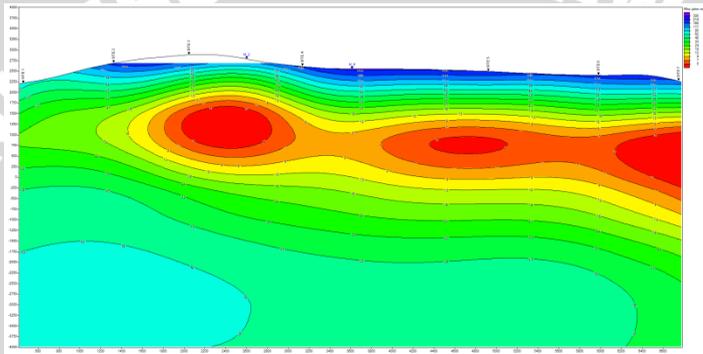
Gambar 3.7 Data TDEM pada kurva resistivitas semu

### 3.4.8 Pemodelan 2D



Gambar 3.8 Plot lintasan pada topografi

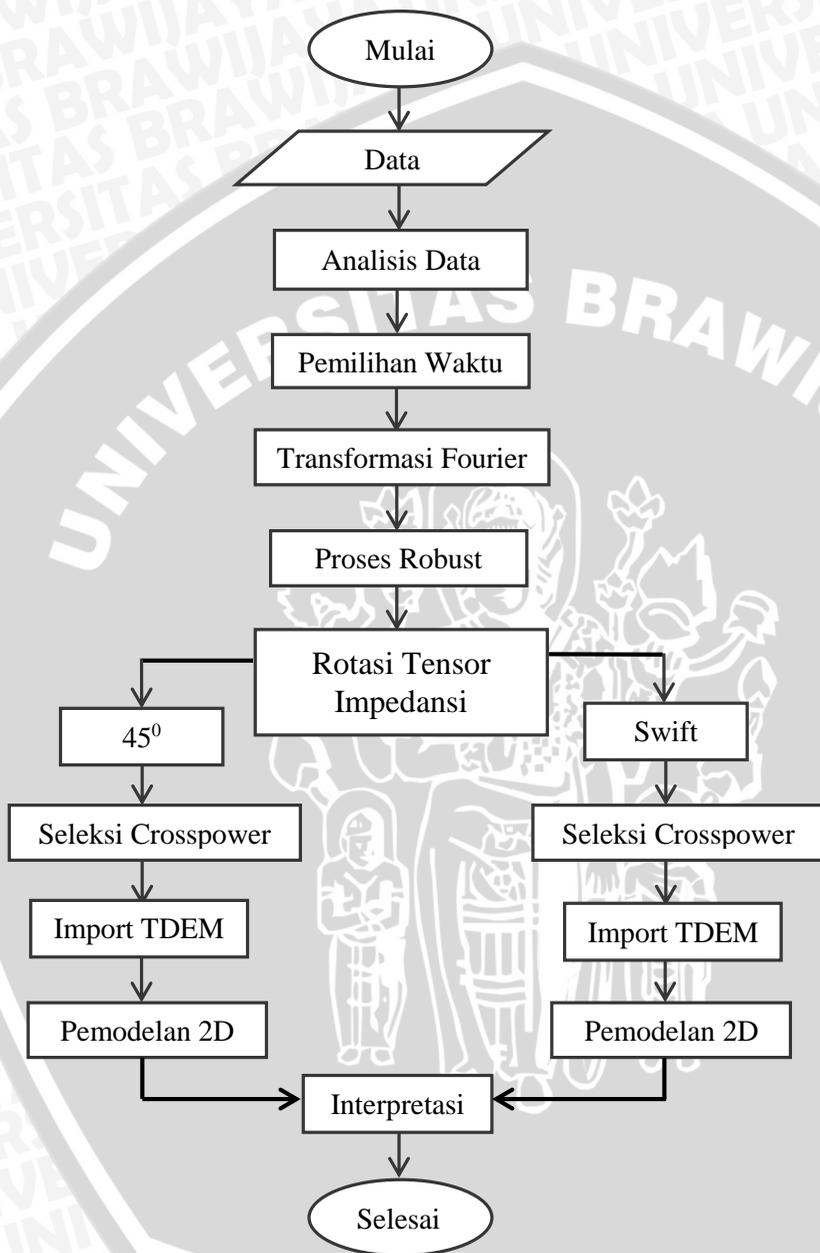
Data yang akan dimodelkan diplot pada peta topografi membentuk suatu lintasan. Pada penelitian ini terdapat 2 lintasan yang setiap lintasan terdapat 7 data magnetotellurik. Kedua lintasan tersebut sejajar dengan harapan diperoleh sistem panasbumi yang tidak jauh berbeda. Pemodelan 2D diperoleh dengan cara inversi dan menggabungkan kedua mode pengukuran magnetotellurik, TE (*Transverse Electric*) dan TM (*Transverse Magnetic*). Hasil penelitian nanti terdapat 4 pemodelan sistem panasbumi dengan 2 lintasan untuk setiap rotasi  $45^\circ$  dan metode *swift*.



Gambar 3.9 Gambar hasil pemodelan data magnetotellurik

### 3.4.9 Interpretasi

Interpretasi dalam penelitian ini adalah membandingkan hasil rotasi tensor impedansi berdasarkan arah struktur geologi regional dan metode *swift*, dengan bantuan parameter *skew*, *ellipticity* dan *tipper*. Dalam penelitian ini tidak dilengkapi peta geologi, atau informasi lain yang mendukung dalam menginterpretasi sistem panasbumi daerah penelitian. Sehingga pemodelan dalam penelitian ini tidak dapat dilakukan secara detail, hanya bertujuan membandingkan hasil pemodelan berdasarkan arah struktur geologi regional dan metode *swift*.



Gambar 3.10 Diagram alir penelitian

## BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

### 4.1 Hasil Rotasi Impedansi

Asumsi yang dipergunakan dalam metode magnetotellurik untuk memperoleh gambaran sistem panasbumi yang ideal adalah dengan meminimalkan nilai komponen tensor diagonal impedansi untuk memperoleh nilai komponen off-diagonal impedansi yang maksimum. Hal ini dapat diperoleh jika sumbu  $x$  atau  $y$  berada di sepanjang struktur geologi pengukuran. Sehingga  $\mathbf{Z}_{xx} = \mathbf{Z}_{yy} = 0$  (komponen tensor diagonal impedansi) dan  $\mathbf{Z}_{xy} \neq -\mathbf{Z}_{yx}$  (komponen off-diagonal impedansi). Dalam bentuk tensor impedansi pada 2D yang dikenal sebagai model Tikhonov-Cagniard (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953) dapat dituliskan,

$$\begin{pmatrix} 0 & \mathbf{Z}_{xy} \\ -\mathbf{Z}_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

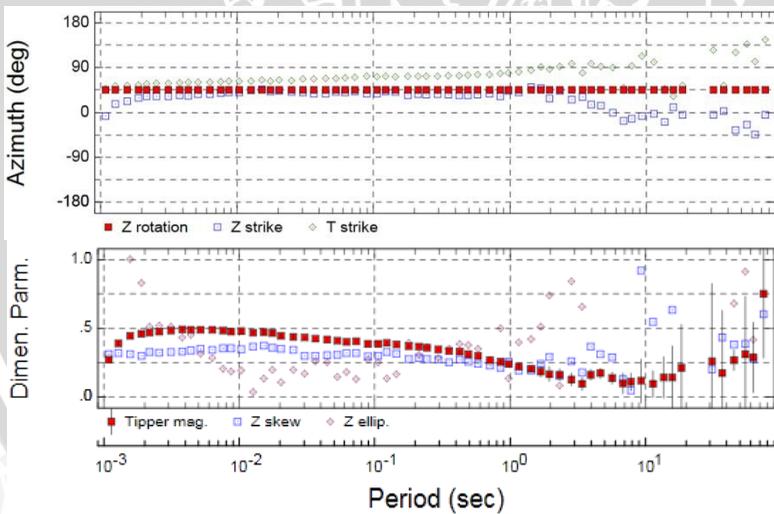
Kondisi tersebut dapat didekati dengan cara merotasi tensor impedansi terukur. Cara pertama dengan merotasi tensor impedansi searah jarum jam berdasarkan arah struktur utama atau dominan pada data geologi yang cukup merepresentasikan struktur yang bekerja pada daerah penelitian. Pada penelitian ini arah struktur geologi regional adalah  $45^\circ$  dari arah utara ke timur. Cara selanjutnya adalah menggunakan metode *swift*, yaitu mencari sudut yang mampu memperoleh tensor impedansi ideal dengan mengabaikan *noise* yang terkandung dalam data pengukuran.

Parameter lain yang digunakan sebagai acuan dalam merotasi tensor impedansi adalah  $\mathbf{Z}$  *skew*,  $\mathbf{Z}$  *ellipticity*, *tipper* (*strike* dan *magnitude*).  $\mathbf{Z}$  *skew* adalah kuantitas yang tidak dipengaruhi oleh rotasi tensor impedansi dan berdasarkan asumsi mengabaikan *noise*. Sedangkan  $\mathbf{Z}$  *ellipticity* adalah kuantitas yang dipengaruhi oleh rotasi tensor impedansi. Parameter *tipper* merupakan variasi temporal pada medan magnetik vertikal. Karena gelombang elektromagnet menjalar secara vertikal di dalam bumi komponen horizontal elektrik dan magnetik yang hadir pada medan

elektromagnetik utama sehingga pengukuran medan magnetik vertikal di dalam bumi didominasi oleh komponen vertikal magnetik dari induksi arus (Xiao, 2004). *Tipper strike* digunakan untuk membandingkan informasi arah struktur geologi regional daerah penelitian. Sedangkan *tipper magnitude* adalah kuantitas untuk parameter dimensi berdasarkan respon induktif.

Hasil rotasi impedansi berupa grafik yang terdiri atas grafik *azimuth* (dalam derajat) dan parameter dimensi. Pada grafik *azimuth* bertujuan untuk mengetahui arah struktur geologi pada setiap titik penelitian. **Z** rotasi berdasarkan informasi struktur geologi regional, **Z** dan **T** *strike* struktur geologi berdasarkan metode *swift* dan data *tipper*. Sedangkan grafik parameter dimensi terdapat informasi **Z** *skew*, **Z** *ellipticity* dan *tipper magnitude*. **Z** *skew* dijadikan acuan bagi **Z** *ellipticity* dan *tipper magnitude* karena tidak terpengaruh oleh rotasi impedansi.

Pada penelitian dilakukan pada 14 titik pengukuran magnetotellurik dengan membandingkan hasil rotasi menggunakan struktur geologi regional dan metode *swift*. Berikut adalah tampilan grafik hasil rotasi impedansi.

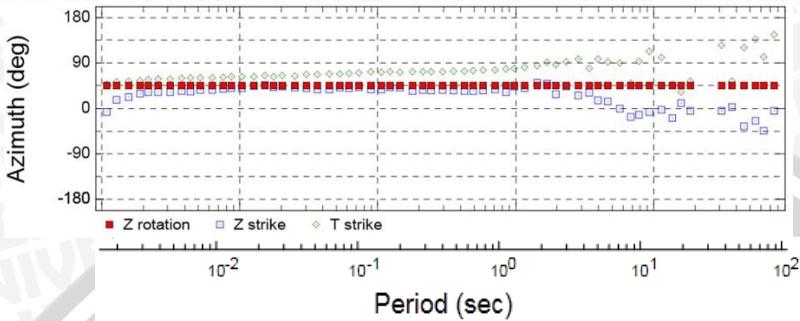


Gambar 4.1 Tampilan grafik hasil rotasi tensor impedansi data magnetotellurik

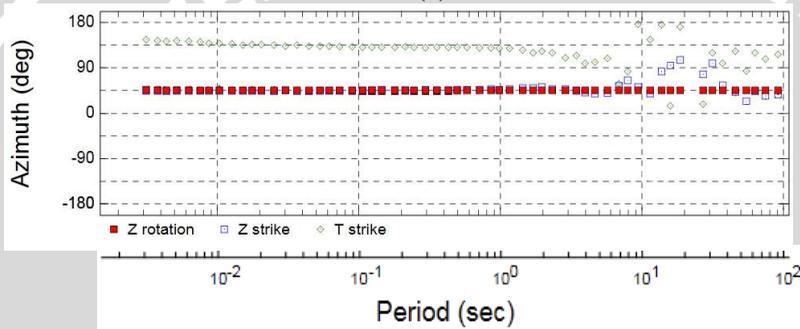
Pada grafik *azimuth* sumbu y dalam satuan derajat yang menunjukkan rotasi pada tensor impedansi dan sumbu x dalam satuan sekon yang menunjukkan periode pengukuran data. Periode pengukuran data dari rendah ke tinggi menunjukkan pada pengukuran dekat permukaan berada pada frekuensi tinggi dan semakin dalam pengukuran memiliki frekuensi rendah. Hal ini dikarenakan energi yang dibutuhkan gelombang elektromagnetik untuk menjalar kedalam semakin berkurang dan sebanding dengan frekuensi gelombangnya.

Grafik *azimuth* menyajikan 3 informasi mengenai rotasi tensor impedansi. Simbol persegi berwarna merah menunjukkan rotasi berdasarkan struktur geologi regional yaitu  $45^\circ$ . Seluruh data dirotasi dengan sudut  $45^\circ$  tanpa terkecuali. Sedangkan simbol persegi berwarna biru rotasi hasil metode *swift*. Masing-masing data berotasi dengan sudut yang mampu memberikan kondisi tensor ideal. Simbol segi empat menunjukkan hasil rotasi *tipper* berdasarkan variasi temporal pada medan magnetik vertikal.

Berdasarkan hasil rotasi pada 14 data titik pengukuran diperoleh hasil yang berbeda antara merotasi dengan struktur utama  $45^\circ$  dan menggunakan metode *swift* (grafik keseluruhan dapat dilihat pada lampiran). Hanya pada titik pengukuran 1 dan 6 yang berdasarkan metode *swift* mendekati stabil pada sudut  $45^\circ$ , meskipun pada frekuensi rendah sudutnya tidak stabil. Sedangkan pada titik-titik yang lain memiliki pola sudut berbeda. Titik 2 dan 3 memiliki pola yang hampir sama yaitu masih pada kisaran  $0^\circ$  sampai  $45^\circ$ . Sedangkan titik 4 dan 5 pada frekuensi tinggi berada pada sudut  $-45^\circ$  dan menurun pada frekuensi rendah sudut  $-90^\circ$ . Titik 7 dengan pola yang menurun dari frekuensi tinggi ke frekuensi rendah pada kisaran  $0^\circ$  sampai  $-45^\circ$ . Pola yang sama untuk titik 8 dan 9 yang sudutnya mengalami kenaikan dari frekuensi tinggi yang berada pada kisaran  $0^\circ$  dan di frekuensi rendah naik pada kisaran  $135^\circ$ . Titik 10, 11 dan 12 cenderung berada pada kisaran  $0^\circ$ . Titik 13 berpola menurun dari  $0^\circ$  hingga  $-90^\circ$  dan untuk titik 14 yang semula pada kisaran  $0^\circ$  sempat turun yang kemudian naik mendekati  $45^\circ$ .



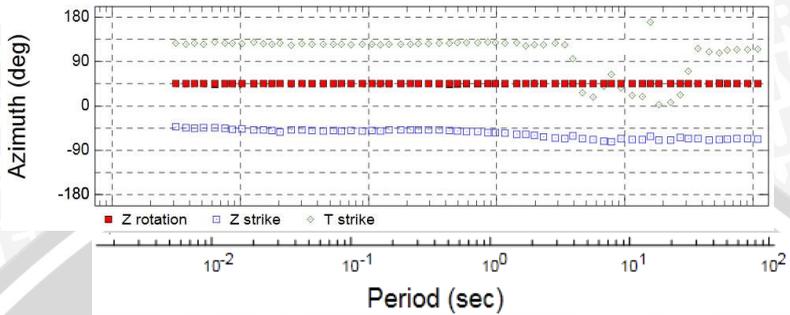
(a)



(b)

Gambar 4.2 Grafik hasil rotasi metode *swift* yang mendekati stabil pada  $45^\circ$  (a) titik 1 dan (b) titik 6

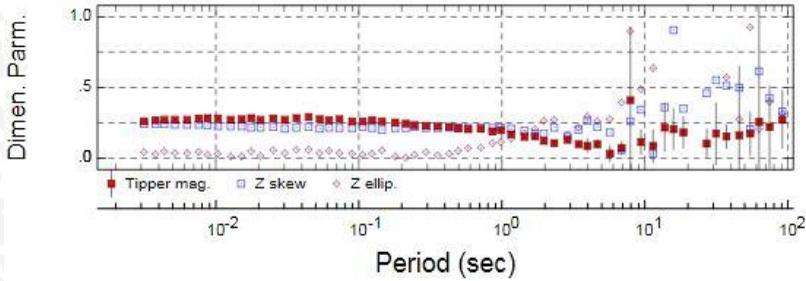
Dibandingkan dengan hasil perhitungan *tipper* yang ditunjukkan **T strike**, struktur geologi diperoleh sudut yang berbeda juga. Dari 14 titik pengukuran hanya titik 1 dan 2 yang pada frekuensi tinggi berada pada kisaran  $45^\circ$  dan pada frekuensi rendah mengalami kenaikan namun tidak stabil. Kecuali pada titik 4 yang berada pada kisaran  $0^\circ$ , 11 titik lainnya berada pada *range*  $135^\circ$  sampai  $180^\circ$ .



Gambar 4.3 Grafik hasil rotasi titik 5 menunjukkan hasil metode *swift* dan *tipper* jauh dari  $45^\circ$

Grafik dimensi memberikan informasi tentang koefisien 2D yaitu  $Z$  skew yang ditunjukkan persegi berwarna biru,  $Z$  ellipticity ditunjukkan dengan segiempat berwarna abu-abu dan *tipper magnitude* ditunjukkan persegi berwarna merah.  $Z$  skew menjadi acuan dalam membaca grafik ini karena merupakan koefisien 2D pada kondisi ideal dan tidak terpengaruh oleh rotasi. Metode ini dikembangkan oleh Swift (1967) di mana untuk nilai koefisien skew di bawah 0,3 menunjukkan mendekati kondisi ideal sedangkan nilai di atas 0,6 jauh dari kondisi ideal.

Berdasarkan hasil grafik dimensi untuk 14 titik pengukuran diperoleh informasi untuk  $Z$  skew berada pada nilai 0,3 ke bawah (mendekati nol). Hanya pada titik 1, 2 dan 3 ketika periode 10 – 100 sekon (frekuensi rendah) terdapat nilai yang mencapai 0,5 ke atas. Hal ini menunjukkan nilai koefisien  $Z$  skew mendekati kondisi ideal. Selanjutnya di dibandingkan dengan nilai koefisien  $Z$  ellipticity hasil rotasi  $45^\circ$ . Pada titik 1,4,5 dan 6  $Z$  ellipticity bernilai di bawah 0,3 namun hanya saat frekuensi tinggi (periode rendah), difrekuensi rendah mengalami kenaikan dan cenderung tidak stabil. Sedangkan di 10 titik yang lain nilai  $Z$  ellipticity cenderung di atas 0,5 sampai 1. Hal ini menunjukkan bahwa hasil rotasi  $45^\circ$  tidak mampu mencapai kondisi tensor impedansi yang ideal.

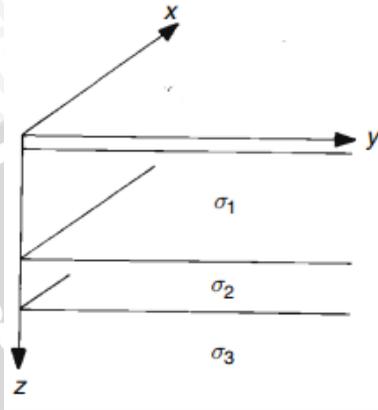


Gambar 4.4 Grafik parameter dimensi titik 6 rotasi 45° dengan  $Z$  skew,  $Z$  ellip dan tipper magnitude di bawah 0,3

Hasil yang lebih baik diperoleh dengan melakukan rotasi berdasarkan metode *swift*. Hanya pada titik 12, 13 dan 14 nilai  $Z$  ellipticity tidak dominan di bawah 0,3. Sedangkan 11 titik yang lain lebih stabil memiliki nilai di bawah 0,3 namun ketika memasuki frekuensi rendah tepatnya pada 1-0,01 Hz nilainya mulai tidak stabil.

Nilai  $Z$  ellipticity berdasarkan hasil rotasi 45° dan metode *swift* dibandingkan dengan hasil perhitungan *tipper magnitude*. Hasil *tipper magnitude* secara umum memiliki nilai di bawah 0,5 hingga mendekati nilai 0 dan lebih stabil dibandingkan nilai  $Z$  ellipticity. Sama halnya dengan hasil  $Z$  ellipticity, nilai *tipper magnitude* mulai tidak stabil pada frekuensi rendah (1 – 0,01 Hz).

Perbedaan sudut yang cukup jauh diperoleh berdasarkan hasil *tipper strike* dibandingkan dengan hasil rotasi tensor impedansi. Perbedaan ini disebabkan asumsi dasar bahwa bumi berlapis secara horizontal, sedangkan *tipper* merupakan hasil pengukuran komponen medan magnetik secara vertikal. Sehingga hasil pengukuran bersifat horizontal sedangkan hasil vertikal bersifat temporal. Hasil perhitungan *tipper* yang lebih stabil bisa dijadikan acuan dengan ketentuan pengukuran *tipper* menjadi prioritas tidak secara temporal.

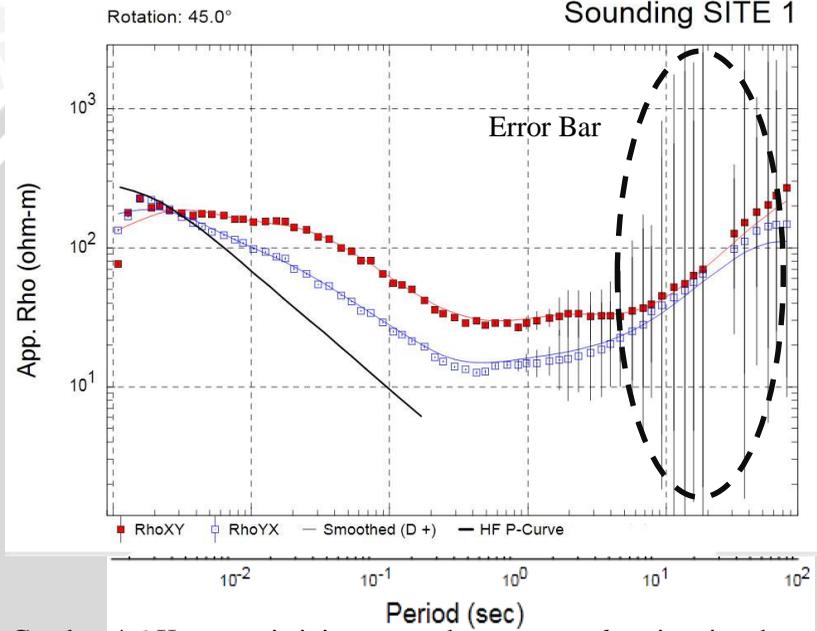


Gambar 4.5 Model bumi berlapis horizontal

Berdasarkan hasil pembacaan kedua grafik dapat diketahui beberapa hal. Pertama, dari perhitungan metode *swift* dan *tipper strike* dapat diketahui bahwa sudut struktur bawah permukaan senantiasa berubah-ubah seiring bertambahnya kedalaman. Menurut Simpson dan Bahr (2005), proses dinamik yang berkaitan dengan lempeng tektonik secara kontinu memodifikasi struktur bumi. Ketika sebagian lempeng bertabrakan dan patah, sebagian lainnya bergabung. Dalam keseimbangan antara kerusakan dan pembaharuan, sisa-sisa dari peristiwa tektonik masa lalu seringkali hadir dan memunculkan lingkungan tektonik yang cenderung memiliki struktur lebih dari satu arah. Hal tersebut memungkinkan dalam satu titik pengukuran terdapat beberapa arah struktur. Dapat dipahami bahwa rotasi menggunakan struktur geologi regional pada survei metode magnetotellurik kurang tepat, dan dapat dilihat pada grafik bahwa dengan merotasi ke arah struktur geologi regional  $45^\circ$  diperoleh nilai  $Z$  *ellipticity* yang dominan di atas 0,5 hingga 1. Nilai  $Z$  *ellipticity* yang cukup tinggi akan berpengaruh dalam memberikan pemodelan sistem panasbumi bawah permukaan. Semakin rendah nilai  $Z$  *ellipticity* atau mendekati  $Z$  *skew* diharapkan mampu memberikan pemodelan yang lebih baik. Dalam hal ini diharapkan rotasi dengan metode *swift* dengan nilai  $Z$  *ellipticity* yang lebih rendah dapat memberikan pemodelan yang lebih baik.

Pada hampir seluruh grafik terdapat masalah pada frekuensi rendah. Baik perhitungan *azimuth* maupun parameter dimensi

memiliki nilai stabil pada frekuensi tinggi saja. Hal ini dapat dikarenakan pada data pengukuran impedansi memiliki *error bar* yang cukup tinggi. *Error bar* menunjukkan tingkat kepercayaan suatu data, semakin tinggi *error bar* maka semakin rendah tingkat kepercayaan data tersebut. Nilai *error bar* yang tinggi dapat disebabkan karena pada data terkandung noise selam pengukuran.

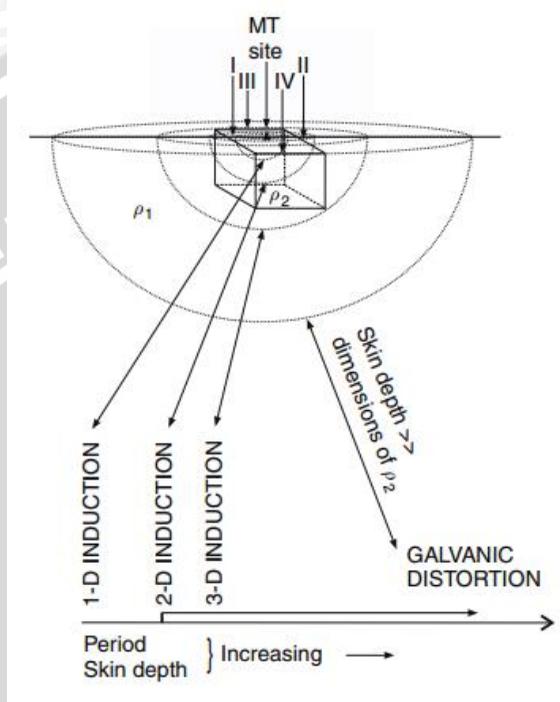


Gambar 4.6 Kurva resistivitas semu dengan *error bar* tinggi pada frekuensi rendah

Nilai impedansi yang terukur terkandung noise karena sifat metode magnetotellurik yang bersifat pasif. Metode yang bersifat pasif tidak mampu mengontrol sumber yang digunakan selama pengukuran. Efek anomali arus induksi dan konsentrasi muatan, menimbulkan perbedaan dan seringkali menyulitkan untuk mengukur efek distorsi, sehingga menutupi kedalaman struktur yang dicapai. Sumber noise yang terjadi selama pengukuran dapat dikategorikan menjadi 3 tipe, yaitu kultural, meteorologi dan sensor alat (Simpson dan Bahr, 2005).

Penyebab lainnya adalah karena efek galvanik. Ketika *skin depth* elektromagnetik menjadi lebih dalam, maka respon

elektromagnetik menjadi lemah secara induksi. Namun, akan dilanjutkan respon induktif yang dikenal distorsi galvanik. Gambar di bawah menjelaskan bagaimana distorsi galvanik terjadi.



Gambar 4.7 Proses distorsi galvanik

Sebuah permukaan dekat 3D konduktor dengan resistivitas  $\rho_2$  muncul (1D) untuk periode sounding magnetotellurik yang cukup pendek. Sebagai metode sounding, batas I dan II terdeteksi dan dikenal respon MT induksi 2D. Kemudian jangkauan induksi bertambah dan cukup untuk menggambarkan batas I – IV, struktur terbatas dari konduktor ditunjukkan oleh respon induktif 3D. Menambah muatan pada batas-batas dapat memproduksi efek galvanik. Pada setiap periode di mana skin depth elektromagnetik bertambah diikuti pula dominasi respon galvanik sepanjang respon induktif (Simpson dan Bahr, 2005).

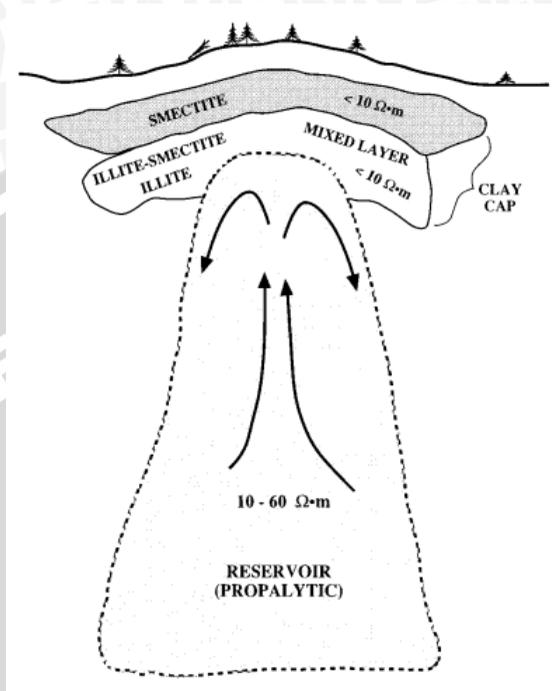
Berdasarkan kasus tersebut, penentuan arah struktur dengan dekomposisi tensor impedansi yang terukur dalam matriks dibutuhkan suatu model yang mampu merepresentasikan bagian

induktif dan non induktif. Bagian induktif mengandung komponen tensor antara magnetik dan fase, sedangkan bagian non induktif menampilkan perilaku DC yang digambarkan melalui tensor distorsi (Simpson dan Bahr, 2005).

#### 4.2 Pemodelan Sistem Panasbumi

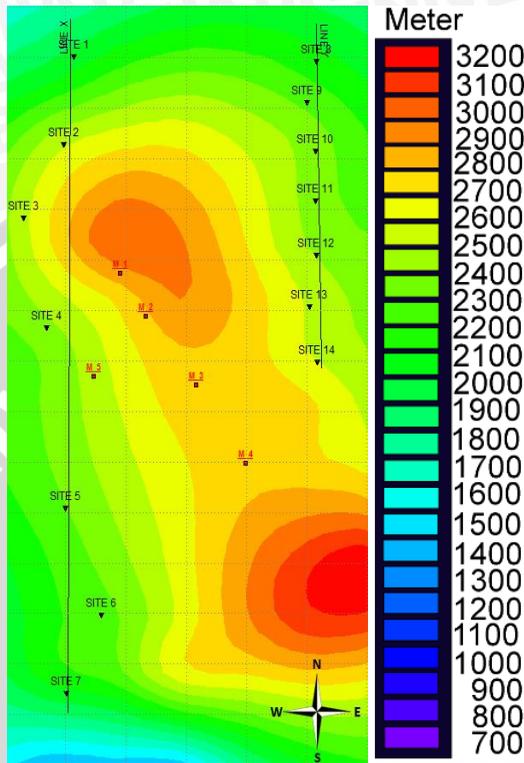
Interpretasi merupakan proses menggambarkan geologi kondisi bawah permukaan daerah penelitian. Hasil yang paling efektif diperoleh jika didukung informasi maupun model geologi daerah penelitian yang lengkap (Vozoff, 1991). Namun pada penelitian ini tidak dilengkapi data geologi seperti peta geologi, sehingga interpretasi hasil pemodelan yang dilakukan tidak dapat maksimal. Maka, untuk membantu interpretasi digunakan hasil skripsi Wambra Aswo Nuqramadha di gunung Arjuno-Welirang dengan metode magnetotellurik (2011) dan *hand out* survei pendahuluan potensi panasbumi dinas ESDM provinsi Jawa Timur (2013). Interpretasi bertujuan membandingkan antara pemodelan hasil rotasi berdasarkan arah struktur geologi regional dan metode swift.

Sistem panasbumi menurut Dickson (2004) terdiri atas lima elemen utama yaitu *heat source* merupakan sumber panas dari sistem panasbumi, *reservoir*, lapisan penudung (*cap rocks*), struktur geologi yang biasanya berupa patahan dan terakhir adalah fluida yang merupakan pembawa panas. Sedangkan Pellerin (1996) memberikan konsep sistem panasbumi berdasarkan resistivitas batuan penyusunnya. Lapisan penudung memiliki resistivitas  $< 10 \Omega\text{m}$  dengan penyusun *smectite* atau antara campuran *smectite* dan *illite*. Sedangkan *reservoir* berada pada resistivitas  $10\text{-}60 \Omega\text{m}$  dengan penyusun utamanya *propalytic*. Karena pada penelitian ini tidak dilengkapi dengan informasi geologi daerah survei, maka model sistem panasbumi Pellerin lebih relevan digunakan sebagai acuan pemodelan dalam penelitian ini.



Gambar 4.8 Konseptual sistem panasbumi menurut Pellerin (1996)

Gambar 4.9 menampilkan topografi persebaran titik pengukuran yang berjumlah 14 dan terbagi dalam 2 lintasan. Lintasan pertama disebut lintasan x terdiri atas titik pengukuran 1 sampai 7, sedangkan lintasan kedua disebut lintasan y terdiri atas titik pengukuran 8 sampai 14. Jarak antar titik pengukuran bervariasi dengan jarak minimum 500 meter. Di sekitar daerah pengukuran terdapat manifestasi panasbumi yang disimbolkan huruf M. Menurut Kasbani (2009) pada sistem panasbumi pada umumnya mempunyai indikasi permukaan yang biasa disebut sebagai manifestasi panasbumi seperti mata air panas, fumarole, tanah panas, batuan ubahan dan sebagainya. Sehingga suatu lapangan panasbumi akan selalu menghasilkan fluida panasbumi apakah itu uap, air panas ataupun kombinasinya. Namun dalam penelitian ini tidak didukung informasi tentang jenis manifestasi yang ada.



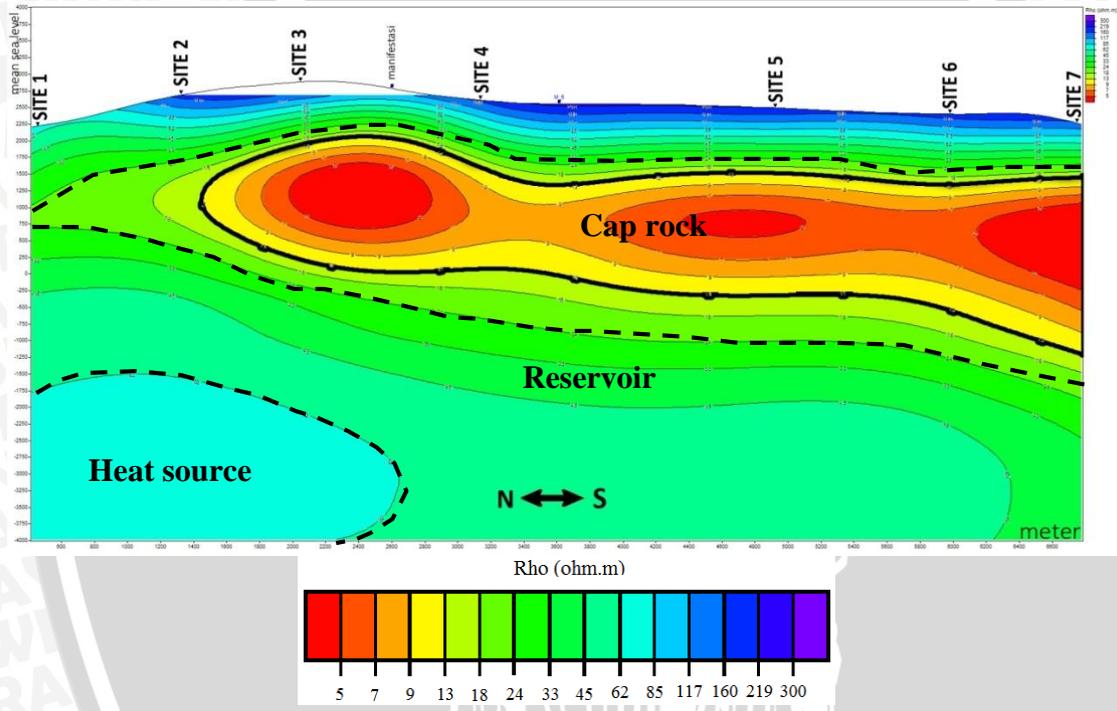
Gambar 4.9 Topografi pesebaran titik pengukuran

Hasil pengukuran selanjutnya dimodelkan dalam 2D untuk memperoleh gambaran sistem panasbumi. Pemodelan dilakukan berdasarkan hasil rotasi  $45^\circ$  dan metode *swift*. Selain itu, pemodelan menggabungkan mode pengukuran *transverse electric* (TE) dan *transverse magnetic* (TM). Penggabungan kedua mode tersebut diharapkan memberikan gambaran sistem panasbumi yang lebih baik dibandingkan menggunakan satu mode pengukuran. Mode pengukuran TE memberikan informasi lateral yang lebih baik dibandingkan hasil mode pengukuran TM. Sedangkan mode pengukuran TM memberikan hasil pengukuran *sounding* lebih baik dibandingkan mode TE, karena semakin dalam pengukuran akan didominasi respon induktif. Dalam penelitian ini tujuan dari pemodelan ini adalah membandingkan pemodelan hasil rotasi rotasi

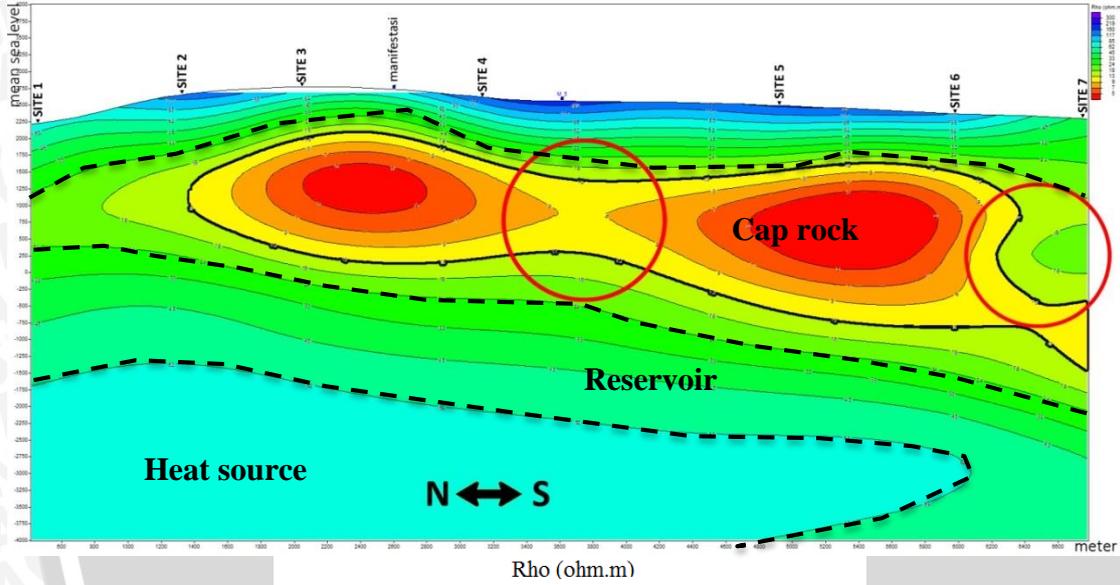
45° dan metode *swift* yang dalam memberikan gambaran kondisi geologi bawah permukaan.

Pemodelan sistem panasbumi dapat dilihat berdasarkan hasil rotasi impedansi *skew* dan *ellipticity*. Menurut Vozoff (1991) semakin rendah nilai *skew* maka semakin rendah tingkat kompleksitas struktur bawah permukaan yang menggambarkan sistem panasbumi. Hasil nilai *skew* pada penelitian ini pada setiap titik pengukuran berada di bawah 0,3 sehingga sistem panasbumi ideal daerah survei tidak terlalu kompleks. Sedangkan berdasarkan hasil *ellipticity*, hasil rotasi 45° yang dominan di atas 0,5 memberikan gambaran sistem panasbumi yang lebih kompleks dibandingkan hasil rotasi metode *swift* yang mendekati kondisi ideal. Sistem panasbumi yang kompleks dapat dilihat dari struktur geologinya yang kompleks.

Pemodelan pada lintasan  $x$  merupakan hasil pengukuran dari titik 1 sampai 7 yang pada gambar ditunjukkan dari kiri ke kanan atau dari arah utara ke selatan. Setiap titik pengukuran berkontribusi informasi kedalaman yang selanjutnya diinterpolasi. Sumbu  $y$  menunjukkan elevasi dalam satuan *mean sea level*. Elevasi pada pemodelan ini dari 4000 meter di atas permukaan laut sampai 4000 meter di bawah permukaan laut. Sedangkan sumbu  $x$  menunjukkan jarak antar titik pengukuran dengan total panjang lintasan adalah 6800 meter untuk 7 titik pengukuran.



Gambar 4.10 Pemodelan 2D lintasan x rotasi 45<sup>0</sup>



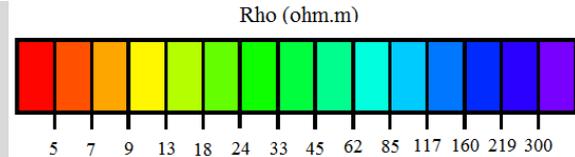
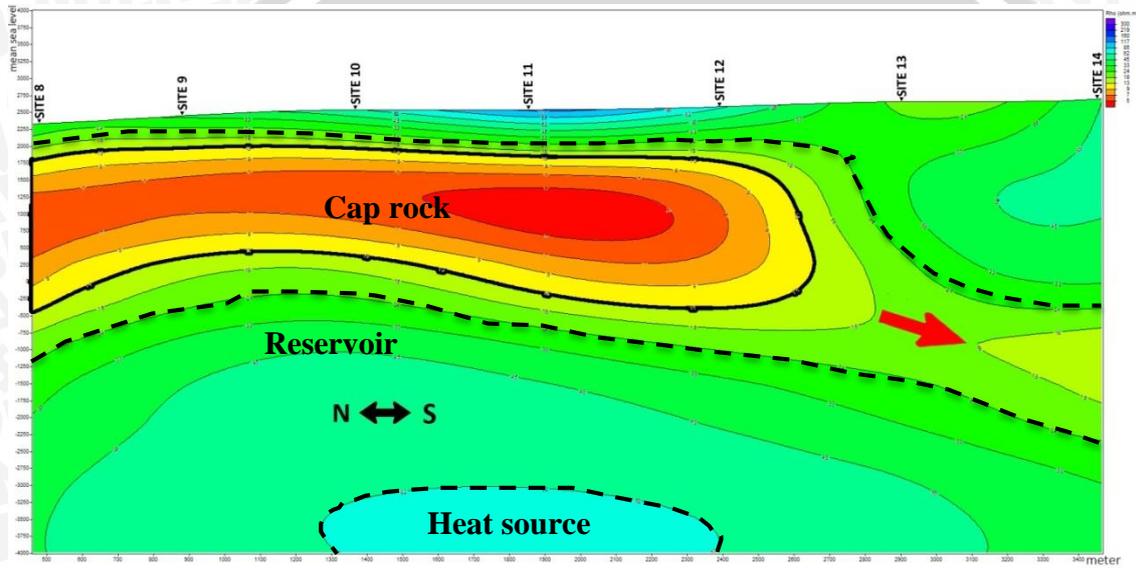
Gambar 4.11 Pemodelan 2D lintasan  $x$  rotasi metode *swift*

Hasil pemodelan lintasan  $x$  berdasarkan rotasi dengan  $45^\circ$  memberikan informasi pada ketinggian 2700 sampai 2000 meter di atas permukaan laut memiliki nilai resistivitas yang sangat tinggi dengan kisaran 300 sampai 62  $\Omega\text{m}$  (ditunjukkan degradasi warna ungu hingga warna biru muda). Zona ini menurut Ussher (2000) dapat diperkirakan memiliki alterasi hidrotermal yang minim. Lapisan penutup atau *cap rock* yang pada gambar ditunjukkan dengan garis hitam tebal. Zona ini berada pada 1700 meter di atas permukaan laut hingga 500 meter di bawah permukaan laut dan memiliki resistivitas yang rendah  $<10 \Omega\text{m}$  berdasarkan konsep Pellerin. Nilai resistivitas yang rendah dikarenakan temperatur dan kelimpahan *clay* yang bersifat konduktif (didominasi *smectite*) yang umumnya hasil alterasi hidrotermal. Zona *cap rock*, diperoleh hasil *sounding* titik 2 hingga titik 7. Hal ini dikarenakan manifestasi panasbumi berada di antara titik 2 sampai 7. Sedangkan *reservoir* pada pemodelan ini berada pada nilai resistivitas 18 sampai 64  $\Omega\text{m}$  (ditunjukkan degradasi warna hijau hingga warna biru muda) di bawah zona *cap rock*. Garis putus-putus pada gambar menunjukkan kemungkinan pola sistem panasbumi dengan tiga zona utama yaitu zona *cap rock*, *reservoir* dan *heat source*. Zona *cap rock* mulai terlihat jelas pada hasil pengukuran titik 2 hingga 7. Namun terlihat pola kemenerusan zona *cap rock* pada titik 1 yang kemungkinan terjadi alterasi mineral cukup tinggi sehingga memiliki nilai resistivitas lebih tinggi dibandingkan titik 2 sampai 7 pada lapisan yang sama. Dengan pola kemenerusan tersebut terlihat zona *cap rock* melingkupi zona *reservoir* di bawahnya, karena zona *cap rock* diperlukan untuk mencegah jalan keluar akumulasi fluida panas dalam *reservoir*. Zona *reservoir* dengan ketebalan lebih dari 2 km melingkupi zona *heat source* di bawahnya dengan resistivitas yang lebih tinggi. Terlihat pada hasil pemodelan geometri *reservoir* tidak tampak jelas, sehingga *upflow* dan *outflow* tidak terlihat dengan baik.

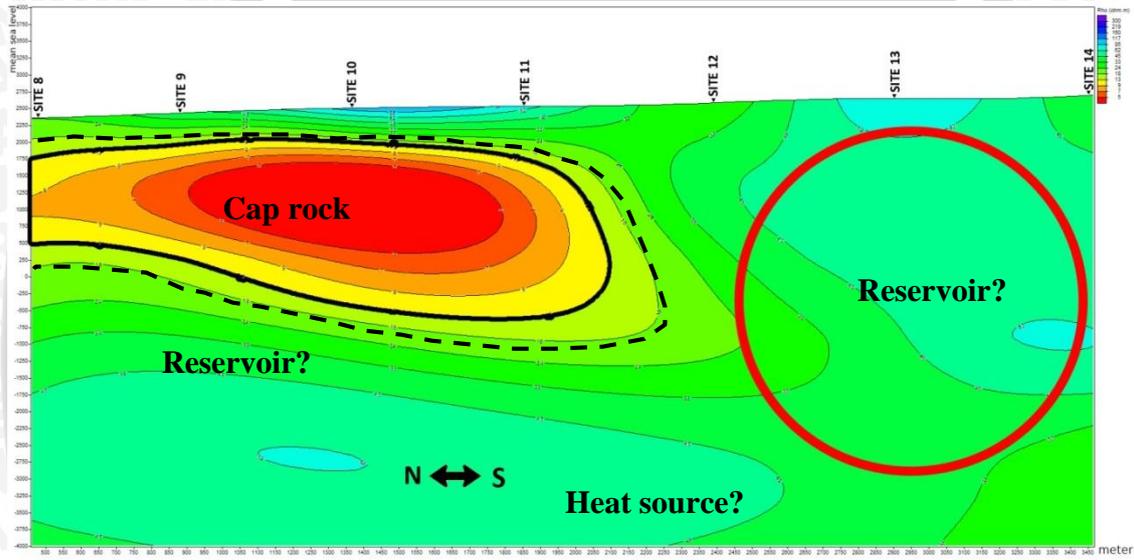
Secara umum hasil pemodelan lintasan  $x$  berdasarkan metode *swift* tidak jauh berbeda. Perbedaan terjadi pada lapisan penutup yang ditandai garis merah. Pemodelan hasil rotasi  $45^\circ$  memberikan kemenerusan lapisan penutup yang lebih baik. Hal ini bisa dikarenakan rotasi berdasarkan metode *swift* berasumsikan kondisi ideal, sehingga data yang mengandung *noise* diabaikan. Namun pada zona *heat source* terlihat kemenerusan yang lebih baik.

Pemodelan lintasan  $y$  terdiri atas titik pengukuran 8 hingga 14, yang pada gambar dari kiri ke kanan (arah utara ke selatan). Panjang lintasan  $y$  lebih pendek dibandingkan lintasan  $x$ , yaitu 3500 meter. Hasil pemodelan memberikan informasi pada struktur bagian atas memiliki nilai resistivitas yang tidak terlalu tinggi dibandingkan dengan lintasan  $x$ . Sedangkan posisi lapisan penutup (*cap rock*) berada pada ketinggian 1750 meter di atas permukaan laut hingga 400 meter di bawah permukaan laut. Secara umum hasil pemodelan lintasan  $x$  dan  $y$  hampir sama berdasarkan rotasi  $45^\circ$ . Perbedaan elevasi zona *cap rock* dan *reservoir* dikarenakan secara topografi titik pengukuran pada lintasan  $y$  lebih rendah dibanding titik pengukuran lintasan  $x$ .

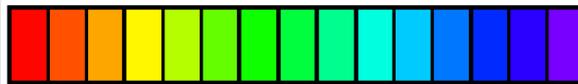
Perbedaan antara pemodelan hasil rotasi  $45^\circ$  dan metode *swift* pada lintasan  $y$ , terlihat antara titik 12 – 14. Hasil interpolasi titik 12 – 14 pada pemodelan rotasi  $45^\circ$  memberikan informasi lebih baik dibandingkan hasil interpolasi pemodelan metode *swift*. Pada daerah tersebut terlihat kemungkinan kemenerusan zona *cap rock*. Selain itu pola *reservoir* pada pemodelan metode *swift* tidak dapat diketahui dan zona *heat source* juga tidak terlihat sama sekali. Dengan pola kemenerusan yang lebih baik pada hasil pemodelan rotasi  $45^\circ$  maka pola sistem panasbumi dengan 3 zona *cap rock*, *reservoir* dan *heat source* dapat diduga yang ditunjukkan garis hitam putus-putus. Meskipun, geometri pada zona tersebut tidak dapat diperkirakan sehingga tidak dapat diketahui pola aliran fluida. Dapat diketahui pemodelan hasil metode *swift* minim sekali informasi yang diperoleh pada daerah tersebut. Hal ini dapat menimbulkan ambiguitas dalam pada interpretasi pemodelan sistem panasbumi.



Gambar 4.12 Pemodelan 2D lintasan y rotasi 45<sup>0</sup>



Rho (ohm.m)



Gambar 4.13 Pemodelan 2D lintasan y rotasi metode *swift*

Selanjutnya dibandingkan dengan hasil penelitian Wambra Aswo Nuqramadha (2011), zona *cap rock* dengan ketebalan 1 km memiliki nilai resistivitas  $<15 \Omega\text{m}$  yang diakibatkan oleh interaksi *steam* dan air panas dari *reservoir*, dengan batuan-batuan yang dilaluinya. Interaksi tersebut mengakibatkan porositas dan permeabilitas batuan yang awalnya besar menjadi berkurang karena hasil alterasi mengisi pori-pori yang ada pada matriks batuan. Oleh karena itu, *steam* dan air panas membutuhkan celah agar dapat naik ke permukaan. Zona *reservoir* berada di bawah zona *cap rock* dengan nilai resistivitas  $>30 \Omega\text{m}$  dan ketebalan 1 – 1,5 km. *Heat source* terletak di bawah *reservoir* dengan nilai resistivitas dapat mencapai  $\pm 1000 \Omega\text{m}$ . Nilai resistivitas untuk ketiga zona tersebut juga sama berdasarkan *hand out* survei pendahuluan potensi panasbumi dinas ESDM provinsi Jawa Timur. Secara umum hasil pemodelan pada lintasan  $x$  dan  $y$  sama dengan kedua sumber tersebut, hanya berbeda pada zona *heat source* yang pada penelitian ini kurang baik. Nilai resistivitas *heat source* pada penelitian ini  $<80 \Omega\text{m}$ , nilai yang kecil dibandingkan hasil penelitian Wambra.

Berdasarkan hasil pemodelan secara keseluruhan dapat diketahui bahwa hasil pemodelan dengan rotasi  $45^\circ$  lebih baik dibandingkan dengan hasil rotasi metode *swift*. Hal ini dikarenakan metode *swift* merupakan pendekatan matematis yang berasumsikan kondisi ideal serta mengabaikan *noise*. Hal ini bisa dilihat dengan hasil  $Z$  *ellipticity* metode *swift* lebih baik dibandingkan hasil rotasi  $45^\circ$  dan mendekati nilai  $Z$  *skew* (kondisi ideal). Padahal dalam kenyataannya kondisi bawah permukaan bumi yang kompleks dan dinamis sulit untuk didekati dengan kondisi ideal. Selain itu tingginya kemungkinan nilai *noise* yang terekam dan pengaruh lain seperti topografi maupun efek galvanik mempengaruhi kualitas data magnetotellurik. Data pada kondisi tersebut tidak dapat langsung ditiadakan atau diolah lebih lanjut karena masih memiliki kemungkinan untuk memberikan informasi untuk dilakukan pemodelan.

## BAB V KESIMPULAN DAN SARAN

### 5.1 Kesimpulan

Hasil rotasi tensor impedansi berdasarkan metode *swift* menunjukkan bahwa arah struktur geologi senantiasa berubah terhadap kedalaman. Hal ini disebabkan proses deformasi batuan yang selalu terjadi sehingga arah struktur geologi senantiasa berubah dan mungkin bisa terdapat lebih dari satu arah struktur. Pada periode tinggi (kedalaman bertambah) arah struktur geologi cenderung tidak beraturan, ini disebabkan dominasi *noise* dan efek galvanik pada data. Metode *swift* menghasilkan nilai impedansi *ellipticity* lebih baik dibandingkan hasil rotasi  $45^\circ$ , dengan nilai di bawah 0,3 mendekati nilai impedansi *skew* yang berarti mampu mendekati kondisi tensor impedansi ideal.

Namun hasil pemodelan magnetotellurik yang telah dirotasi dengan metode *swift* belum mampu memberikan hasil yang baik karena berasumsi memperoleh kondisi ideal dengan mengabaikan *noise*, sehingga data yang mengandung *noise* tidak diproses pada pemodelan. Tidak semua data yang mengandung *noise* memberikan informasi yang salah. Metode *swift* tidak tepat digunakan untuk pemodelan potensi panasbumi gunung Arjuno-Welirang, Jawa Timur.

### 5.2 Saran

Melakukan rotasi data magnetotellurik berdasarkan arah struktur geologi tiap titik pengukuran, tidak secara geologi regional dengan menyertakan ahli geologi dalam survei. Metode rotasi yang digunakan tidak langsung mengabaikan *noise*, namun memisahkan antara regional induksi dan distorsi lokal *telluric*, karena selain untuk menanggulangi *noise* juga untuk mengantisipasi efek galvanik pada data yang terekam.

# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



## DAFTAR PUSTAKA

- Anderson, E., D. Crosby dan G. Ussher. 2000. *Simple Resistivity Imaging to Reliably Locate The Geothermal Reservoir*. Proceedings World Geothermal Congres. Kyushu-Tohoku, Japan. 909-914.
- Bahr, K. 1988. Interpretation of The Magnetotelluric Impedance Tensor : Regional Induction and Local Telluric Distortion *Journal of Geophysics* 62: 119-127.
- Berdichevsky, M. N. dan M. S. Zhdanov. 1984. *Advanced Theory of Deep Geomagnetic Sounding*. Elsevier. Amsterdam.
- Berdichevsky, M. N. dan V. I. Dmitiriev. 1997. On Deterministic Nature of Magnetotelluric Impedance *Acta Geophysica Polonica*. XLV: 227-236
- Berdichevsky, M. N. dan V. I. Dmitiriev. 2002. *Magnetotellurics in The Context of The Theory of Illposed Problems*. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma.
- Cagniard, L. 1953. Basic Theory of The Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting. *Geophysics*. 18: 605-645.
- Cantwell, T. 1960. Detection and Analysis of Low-Frequency Magnetotelluric Signals. *Geophysics*. Cambridge, University of Cambridge
- Cumming, W. 2009. *Geothermal Resource Conceptual Models Using Surface Exploration Data*. 34th Workshop On Geothermal Reservoir Engineering, Stanford.
- Dickson, M. H. dan M. Fanelli. 2004. What is Geothermal Energy? Istituto di Geoscienze e Georisorse, Pisa, Italy.
- Essene, E. J. dan D. R. Peacor. 1995. Clay Mineral Thermometry: A Critical Perspective. *Clays Clay Miner* 43: 540–553.
- ESDM, Dinas. 2013. Hand Out Survei Pendahuluan Potensi Panasbumi. Dinas ESDM Provinsi Jawa Timur. Surabaya.
- Heditama, D. M. 2011. Pemrosesan Data Time Series pada Metode Magnetotelluri (MT) Menjadi Data Resistivitas Semu dan Fase Menggunakan MATLAB. *Fisika*. Depok, Universitas Indonesia.
- Hendro, A. L. dan H. Grandis. 1996. *Koreksi Efek Statik Pada Data Magnetotellurik Menggunakan Data Elektromagnetik Transien*. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia.

- Jiracek, G. R. 2009. The Magnetotelluric Method. Course notes SDSU, San Diego.
- Junge, A. 1994. Induzierte erdelektrische Felder–neue Beobachtungen in Norddeutschland und im Bramwald. Göttingen.
- Kadir, T. V. S. 2011. Metode Magnetotelluric (MT) untuk Eksplorasi Panasbumi Daerah Lili, Sulawesi Barat dengan Data Pendukung Metode Gravitasi. *Fisika*. Depok, Universitas Indonesia.
- Kusumawardani, R. 2014. Penggunaan Data Time Domain Elektromagnetik (TDEM) dalam Mereduksi Efek Statik pada Data Magnetotellurik (MT) Daerah Prospek Panasbumi Lapangan “UB”. *Fisika*. Malang, Universitas Brawijaya.
- Meju, M. A. 2002. Geoelectromagnetic Exploration for Natural Resources: Models, Case Studies and challenges. *Survei Geophysics*. 23: 133-205.
- Munadi, S. 2002. *Pengolahan Data Seismik Prinsip Dasar dan Metodologi*. Universitas Indonesia. Depok.
- Nuqramadha, W. A. 2011. Pemodelan Sistem Panasbumi dengan Metode Magnetotellurik di Daerah Arjuno-Welirang, Jawa Timur *Fisika*. Depok, Universitas Indonesia.
- Pellerin, L., J. M. Johnston dan G. W. Hohmann. 1996. A Numerical Evaluation of Electromagnetic Methods in Geothermal Exploration *Geophysics*. 61: 121–130.
- Rokityansky, I. I. 1961. On The Application of The Magnetotelluric Method to Anisotropic and in Homogenous Masses. *Izvestia*. 11: 1607-1613.
- Simpson, F. dan K. Bahr. 2005. *Practical Magnetotelluric*. Cambridge. United Kingdom.
- Swift, C. M. 1967. A Magnetotelluric Investigation of An Electrical Conductivity Anomaly in The South Western United States. *Geology dan Geophysics*. Massachusetts, Massachusetts Institute Of Technology. Doctor of Philosophy.
- Tikhonov, A. N. 1950. The Determination of The Electrical Properties of Deep Layers of The Earth’s Crust. *Geophysical Institute Academy of Science*. 73: 295–297

- Ussher, G., C. Harvey, R. J. R dan E. Anderson. 2000. *Understanding The Resistivities Observed in Geothermal Systems*. World Geothermal Congress. Kyushu-Tohoku, Japan. 1915–1920.
- Unsworth, M. 2006. *Overview of Electromagnetic Exploration Methods*. University of Alberta. Alberta, Kanada.
- Vozoff, K. 1991. The Magnetotelluric Method, Electromagnetic Method in Applied Geophysics-Application. *Society of Exploration Geophysicists*.
- White, D. E. 1973. *Characteristics of Geothermal Resources*. Stanford University Press. Stanford.
- Xiao, W. 2004. Magnetotelluric Exploration in the Rocky Mountain Foothills. *Physics*. Alberta Kanada, University of Alberta. Master of Science.



# UNIVERSITAS BRAWIJAYA

Halaman ini sengaja dikosongkan



## LAMPIRAN

### Lampiran 1: Penurunan tensor impedansi $3 \times 3$

Penurunan tensor  $3 \times 3$  berdasarkan yang telah dilakukan oleh Berdichevsky dan Dmitriev (1997). Sebuah bidang gelombang monokromatik dengan komponen  $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{E}_y$ , dan  $\mathbf{H}_x$ ,  $\mathbf{H}_y$  datang secara vertikal pada permukaan bumi  $z = 0$ . Udara sebagai insulator ideal. Bumi dengan permitivitas magnetik  $\mu_0$  pada keadaan vakum terdiri atas lapisan yang homogen isotropik secara horizontal dengan normal konduktivitas  $\sigma_N(z)$  dan mengandung domain batas inhomogen  $V$  dengan konduktivitas elektrik berlebih  $\Delta\sigma(x, y, z) = \sigma(x, y, z) - \sigma_N(z)$ . Permasalahan ini diselesaikan dalam perkiraan *quasi-stasionary*. Persamaan medan elektromagnetik pada bumi,

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{H} &= \sigma \mathbf{E} = \sigma_N \mathbf{E} + \mathbf{J} \\ \nabla \times \mathbf{E} &= i\omega \mu_0 \mathbf{H}\end{aligned}\quad (1)$$

Di mana  $\mathbf{J} = \Delta\sigma \mathbf{E}$  adalah densitas dari arus berlebih yang didistribusikan dalam domain inhomogen  $V$ .  $\mathbf{E}$  dan  $\mathbf{H}$  direpresentasikan sebagai penjumlahan medan normal  $\mathbf{E}^N$ ,  $\mathbf{H}^N$  dan medan anomali  $\mathbf{E}^A$ ,  $\mathbf{H}^A$ :

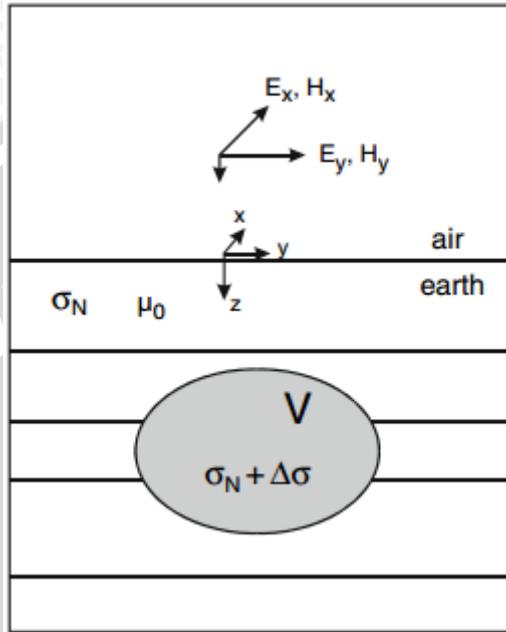
$$\mathbf{E} = \mathbf{E}^N + \mathbf{E}^A \quad \mathbf{H} = \mathbf{H}^N + \mathbf{H}^A$$

Medan normal  $\mathbf{E}^N$  ( $\mathbf{E}_x^N, \mathbf{E}_y^N, 0$ ),  $\mathbf{H}^N$  ( $\mathbf{H}_x^N, \mathbf{H}_y^N, 0$ ) adalah medan seragam secara horizontal yang diamati di bumi dalam ketidakhadiran inhomogenitas. Ini memenuhi persamaan:

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{H}^N &= \sigma_N \mathbf{E}^N, \\ \nabla \times \mathbf{E}^N &= i\omega \mu_0 \mathbf{H}^N\end{aligned}\quad (2)$$

Kehadiran inhomogenitas lateral, medan anomali  $\mathbf{E}^A$  ( $\mathbf{E}_x^A, \mathbf{E}_y^A, \mathbf{E}_z^A$ ),  $\mathbf{H}^A$  ( $\mathbf{H}_x^A, \mathbf{H}_y^A, \mathbf{H}_z^A$ ),  $\mathbf{E}_z^A|_{z=0} = 0$  muncul. Mengurangi persamaan (1) dan (2) persamaan untuk medan anomali:

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{H}^A &= \sigma_N \mathbf{E}^A + \mathbf{J} \\ \nabla \times \mathbf{E}^A &= i\omega \mu_0 \mathbf{H}^A\end{aligned}$$



Gambar Model Berlapis 3D

Berdasarkan persamaan tersebut direpresentasikan dalam integral untuk medan anomali,

$$\mathbf{E}^A(r) = \iiint_V [\mathbf{G}^E(r|r_v)] \mathbf{J}(r_v) dV,$$

$$\mathbf{H}^A(r) = \iiint_V [\mathbf{G}^H(r|r_v)] \mathbf{J}(r_v) dV$$

Di mana  $[\mathbf{G}^E]$  dan  $[\mathbf{G}^H]$  adalah tensor green elektrik dan magnetik untuk medium berlapis secara horizontal:

$$[\mathbf{G}^E] = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{xx}^E & \mathbf{G}_{xy}^E & \mathbf{G}_{xz}^E \\ \mathbf{G}_{yx}^E & \mathbf{G}_{yy}^E & \mathbf{G}_{yz}^E \\ \mathbf{G}_{zx}^E & \mathbf{G}_{zy}^E & \mathbf{G}_{zz}^E \end{bmatrix} \quad [\mathbf{G}^H] = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{xx}^H & \mathbf{G}_{xy}^H & \mathbf{G}_{xz}^H \\ \mathbf{G}_{yx}^H & \mathbf{G}_{yy}^H & \mathbf{G}_{yz}^H \\ \mathbf{G}_{zx}^H & \mathbf{G}_{zy}^H & \mathbf{G}_{zz}^H \end{bmatrix}$$

Tensor green memenuhi persamaan,

$$\begin{aligned}\nabla \times [\mathbf{G}^H (r|r_v)] &= \sigma_N [\mathbf{G}^H (r|r_v)] + [\delta (r - r_v)], \\ \nabla \times [\mathbf{G}^E (r|r_v)] &= i\omega\mu_0 [\mathbf{G}^H (r|r_v)]\end{aligned}$$

Di mana  $[\delta]$  adalah diagonal matriks yang berisi fungsi dirac skalar:

$$[\delta (r - r_v)] = \begin{bmatrix} [\delta (r - r_v)] & 0 & 0 \\ 0 & [\delta (r - r_v)] & 0 \\ 0 & 0 & [\delta (r - r_v)] \end{bmatrix}$$

Curl tensor green dapat dihitung dengan  $[\mathbf{G}]$  dalam bentuk,

$[\mathbf{G}] = [\mathbf{G}_x, \mathbf{G}_y, \mathbf{G}_z]$  di mana,

$$[\mathbf{G}_x] = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{xx} \\ \mathbf{G}_{yx} \\ \mathbf{G}_{zx} \end{bmatrix} \quad [\mathbf{G}_y] = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{yx} \\ \mathbf{G}_{yy} \\ \mathbf{G}_{zy} \end{bmatrix} \quad [\mathbf{G}_z] = \begin{bmatrix} \mathbf{G}_{xz} \\ \mathbf{G}_{yz} \\ \mathbf{G}_{zz} \end{bmatrix}$$

Selanjutnya,

Curl  $[\mathbf{G}] = [\text{curl } \mathbf{G}_x, \text{curl } \mathbf{G}_y, \text{curl } \mathbf{G}_z]$

$$\begin{aligned}&= \begin{bmatrix} \text{curl } \mathbf{G}_{xx} & \text{curl } \mathbf{G}_{yx} & \text{curl } \mathbf{G}_{zx} \\ \text{curl } \mathbf{G}_{yx} & \text{curl } \mathbf{G}_{yy} & \text{curl } \mathbf{G}_{zy} \\ \text{curl } \mathbf{G}_{zx} & \text{curl } \mathbf{G}_{zy} & \text{curl } \mathbf{G}_{zz} \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} \frac{\partial \mathbf{G}_{zx}}{\partial y} - \frac{\partial \mathbf{G}_{yx}}{\partial z} & \frac{\partial \mathbf{G}_{zy}}{\partial y} - \frac{\partial \mathbf{G}_{yy}}{\partial z} & \frac{\partial \mathbf{G}_{zz}}{\partial y} - \frac{\partial \mathbf{G}_{yz}}{\partial z} \\ \frac{\partial \mathbf{G}_{xx}}{\partial z} - \frac{\partial \mathbf{G}_{zx}}{\partial x} & \frac{\partial \mathbf{G}_{xy}}{\partial z} - \frac{\partial \mathbf{G}_{zy}}{\partial x} & \frac{\partial \mathbf{G}_{xz}}{\partial z} - \frac{\partial \mathbf{G}_{zx}}{\partial x} \\ \frac{\partial \mathbf{G}_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial \mathbf{G}_{xx}}{\partial y} & \frac{\partial \mathbf{G}_{yy}}{\partial x} - \frac{\partial \mathbf{G}_{xy}}{\partial y} & \frac{\partial \mathbf{G}_{yz}}{\partial x} - \frac{\partial \mathbf{G}_{xz}}{\partial y} \end{bmatrix}\end{aligned}$$

Kemudian dipisahkan medan normal  $\mathbf{E}^N$ ,  $\mathbf{H}^N$  ke dalam 2 gelombang parsial secara linear terpolarisasi dalam arah ortogonal. Polarisasi pertama gelombang dengan komponen  $\mathbf{E}_x^N$ ,  $\mathbf{H}_y^N$ . Normalisasi gelombang terhadap medan magnet pada permukaan bumi diperoleh:

$$\mathbf{E}_x^N(z) = \frac{\mathbf{E}_x^N(z)}{\mathbf{H}_y^N(0)}, \quad \mathbf{H}_y^N(z) = \frac{\mathbf{H}_y^N(z)}{\mathbf{H}_y^N(0)}$$

Polarisasi kedua gelombang dengan komponen  $\mathbf{E}_y^N$ ,  $\mathbf{H}_x^N$ . Normalisasi gelombang terhadap medan magnetik pada permukaan bumi diperoleh:

$$\mathbf{E}_y^N(z) = \frac{\mathbf{E}_y^N(z)}{\mathbf{H}_x^N(0)}, \quad \mathbf{H}_x^N(z) = \frac{\mathbf{H}_x^N(z)}{\mathbf{H}_x^N(0)}$$

Sehingga pada permukaan bumi:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_x^N(0) &= \mathbf{Z}_N & \mathbf{H}_y^N(0) &= 1 \\ \mathbf{E}_y^N(0) &= -\mathbf{Z}_N & \mathbf{H}_x^N(0) &= 1 \end{aligned}$$

Di mana  $\mathbf{Z}_N$  adalah impedansi normal untuk Tikhonov-Cagniard impedansi pada medium berlapis secara horizontal. Di dalam domain inhomogen  $V$ , normalisasi medan  $\hat{\mathbf{E}}^N$ ,  $\hat{\mathbf{H}}^N$  membangkitkan arus berlebih dengan densitas  $\mathbf{J}_1$  (polarisasi pertama) dan  $\mathbf{J}_2$  (polarisasi kedua).

Mempertimbangkan medan normal dengan komponen  $\mathbf{H}_{x0} = \mathbf{H}_x^N(0)$  dan  $\mathbf{H}_{y0} = \mathbf{H}_y^N(0)$  pada permukaan bumi. Menggunakan prinsip superposisi dan menjumlahkan efek dari arus berlebih dapat ditentukan asosiasi medan anomali:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}^A(r) &= \mathbf{H}_{x0} \iiint_V [\mathbf{G}^E(r|r_v)] \mathbf{J}_2(r_v) dV + \mathbf{H}_{y0} \iiint_V [\mathbf{G}^E(r|r_v)] \mathbf{J}_1(r_v) dV \\ \mathbf{H}^A(r) &= \mathbf{H}_{x0} \iiint_V [\mathbf{G}^H(r|r_v)] \mathbf{J}_2(r_v) dV + \mathbf{H}_{y0} \iiint_V [\mathbf{G}^H(r|r_v)] \mathbf{J}_1(r_v) dV \end{aligned}$$

Dalam bentuk lain,

$$\begin{aligned} \mathbf{E}^A(r) &= \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}^{E2}(r) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}^{E1}(r) \\ \mathbf{H}^A(r) &= \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}^{H2}(r) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}^{H1}(r) \end{aligned}$$

Di mana,

$$\mathbf{J}^{F\lambda}(r) = \iiint_V [\mathbf{G}^F(r|r_v)] \mathbf{J}_\lambda(r_v) dV$$

Dengan  $F$  (*field*) =  $\mathbf{E}$ ,  $\mathbf{H}$  dan  $\lambda$  (polarisasi) = 1,2. Pada akhirnya, dari perhitungan persamaan di atas diperoleh:

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{E}_x^N + \mathbf{E}_x^A = \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}_x^{\mathbf{E}2} + \mathbf{H}_{y0} (\mathbf{Z}_N + \mathbf{J}_x^{\mathbf{E}1}) \quad \text{a}$$

$$\mathbf{E}_y = \mathbf{E}_y^N + \mathbf{E}_y^A = \mathbf{H}_{x0} (-\mathbf{Z}_N + \mathbf{J}_y^{\mathbf{E}2}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_y^{\mathbf{E}1} \quad \text{b}$$

$$\mathbf{H}_x = \mathbf{H}_x^N + \mathbf{H}_x^A = \mathbf{H}_{x0} (1 + \mathbf{J}_x^{\mathbf{H}2}) + \mathbf{H}_{y0} \mathbf{J}_x^{\mathbf{H}1} \quad \text{c}$$

$$\mathbf{H}_y = \mathbf{H}_y^N + \mathbf{H}_y^A = \mathbf{H}_{x0} \mathbf{J}_y^{\mathbf{H}2} + \mathbf{H}_{y0} (1 + \mathbf{J}_y^{\mathbf{H}1}) \quad \text{d}$$

Eliminasi  $\mathbf{H}_{x0}$ ,  $\mathbf{H}_{y0}$  (c dan d) dan substitusi (a dan b), diperoleh:

$$\mathbf{E}_x = \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y + \mathbf{Z}_{xx} \mathbf{H}_x$$

$$\mathbf{E}_y = \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x + \mathbf{Z}_{yy} \mathbf{H}_y$$

Atau,

$$\mathbf{E} = [\mathbf{Z}]\mathbf{H}$$

Di mana,

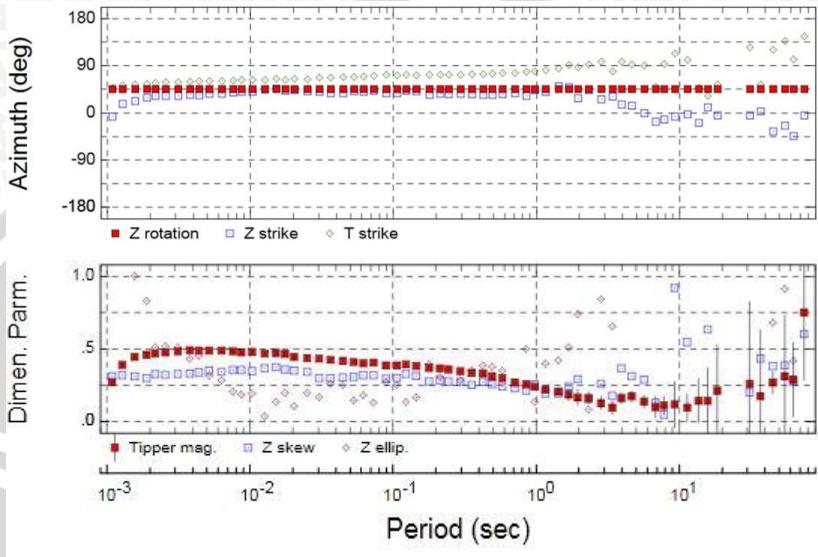
$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} \mathbf{E}_x \\ \mathbf{E}_y \end{bmatrix} \quad [\mathbf{Z}] = \begin{bmatrix} \mathbf{Z}_{xx} & \mathbf{Z}_{xy} \\ \mathbf{Z}_{yx} & \mathbf{Z}_{yy} \end{bmatrix} \quad \mathbf{H} = \begin{bmatrix} \mathbf{H}_x \\ \mathbf{H}_y \end{bmatrix}$$

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

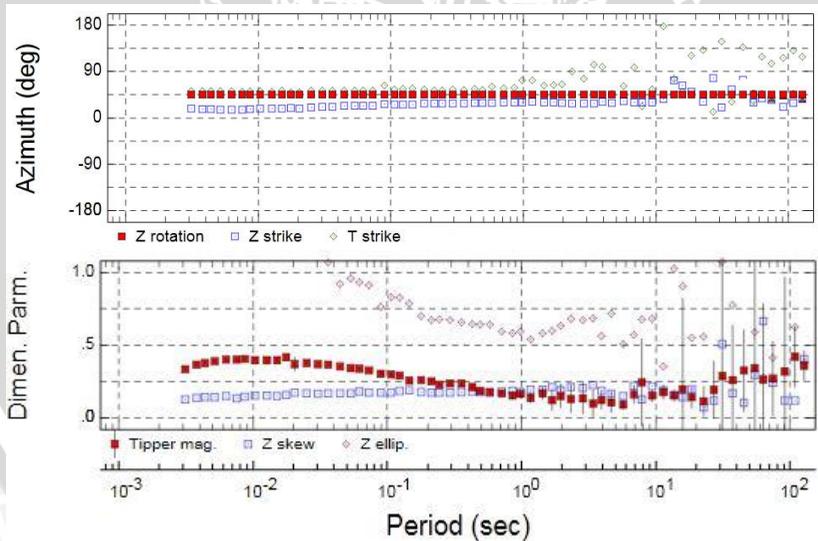
Halaman ini sengaja dikosongkan



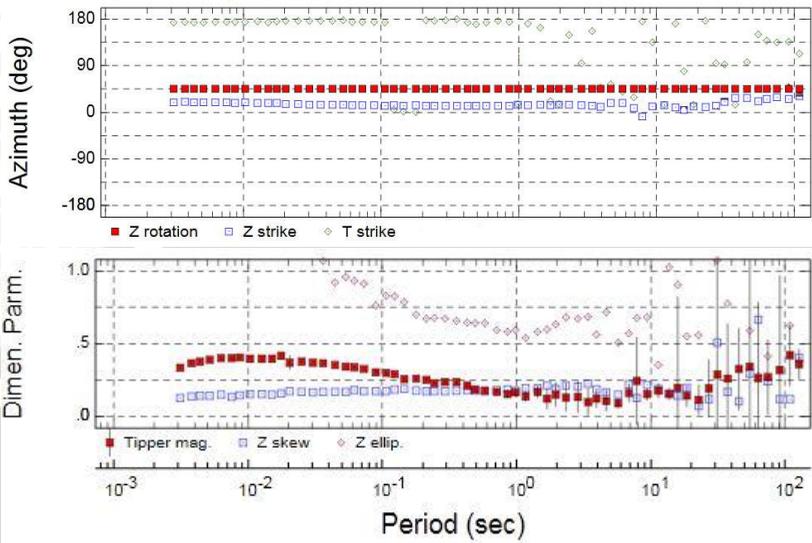
## Lampiran 2: Grafik hasil rotasi tensor impedansi



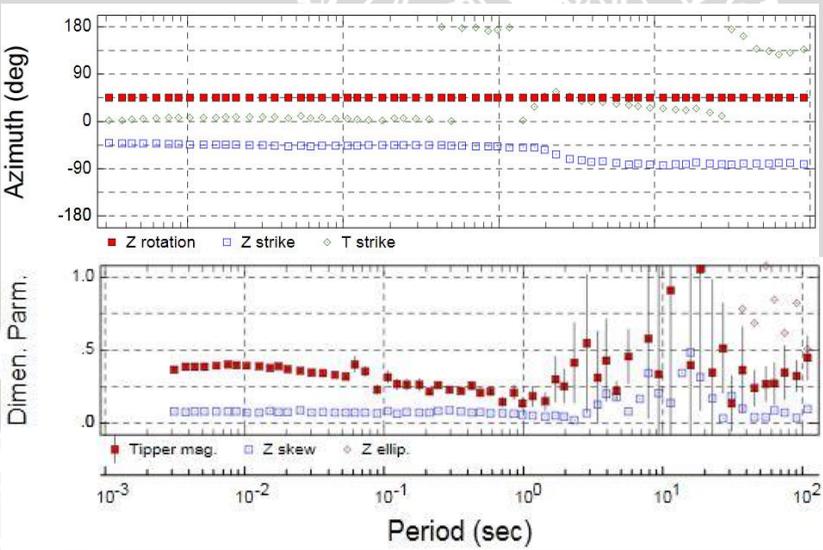
Rotasi  $45^\circ$  Titik 1



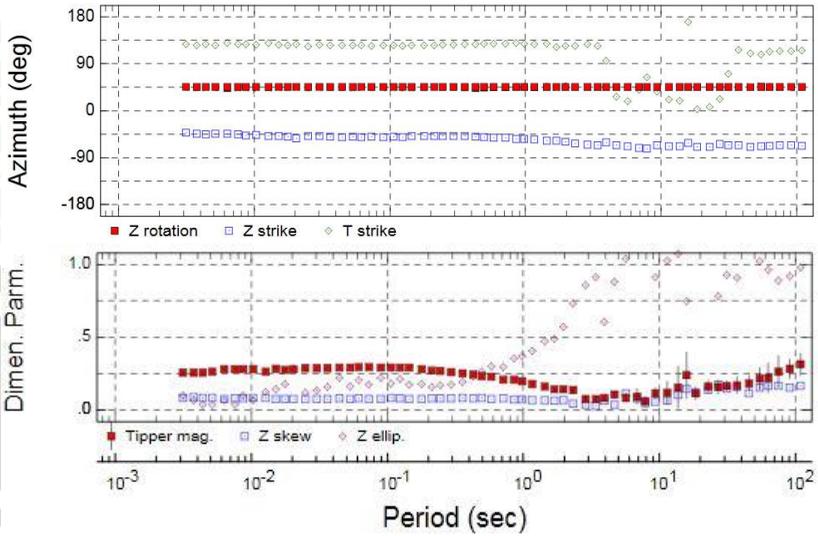
Rotasi  $45^\circ$  Titik 2



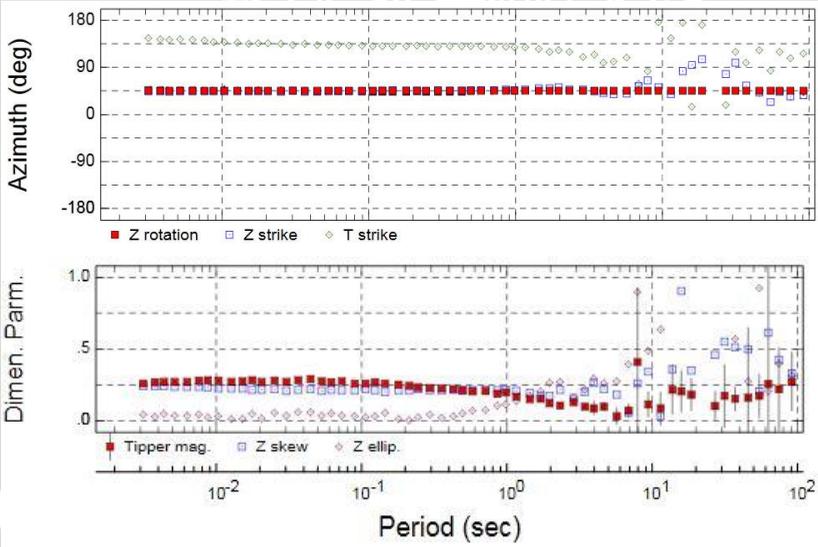
Rotasi 45° Titik 3



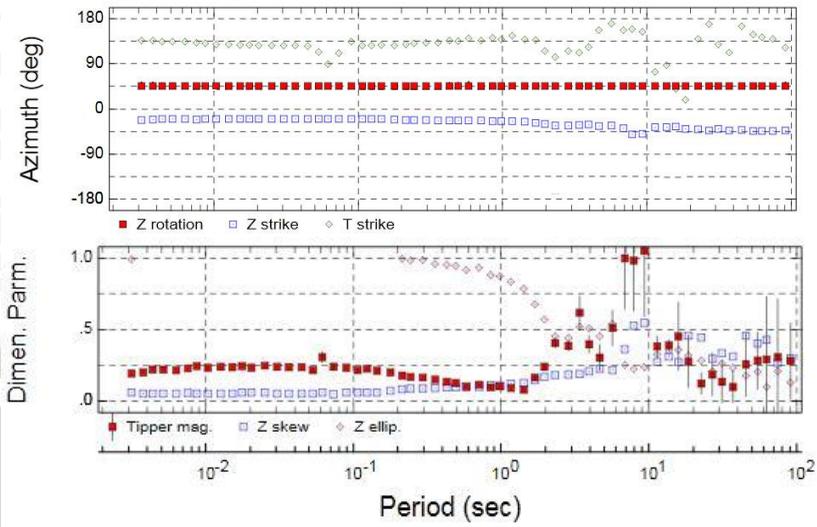
Rotasi 45° Titik 4



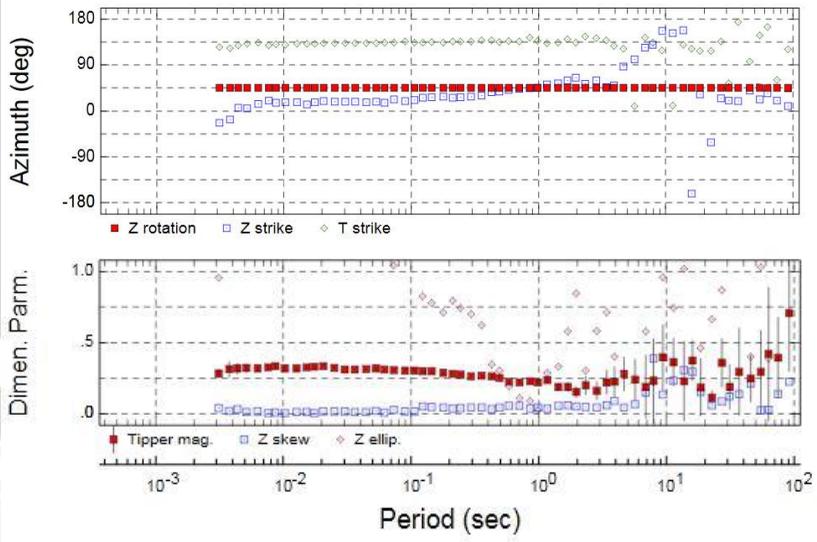
Rotasi 45° Titik 5



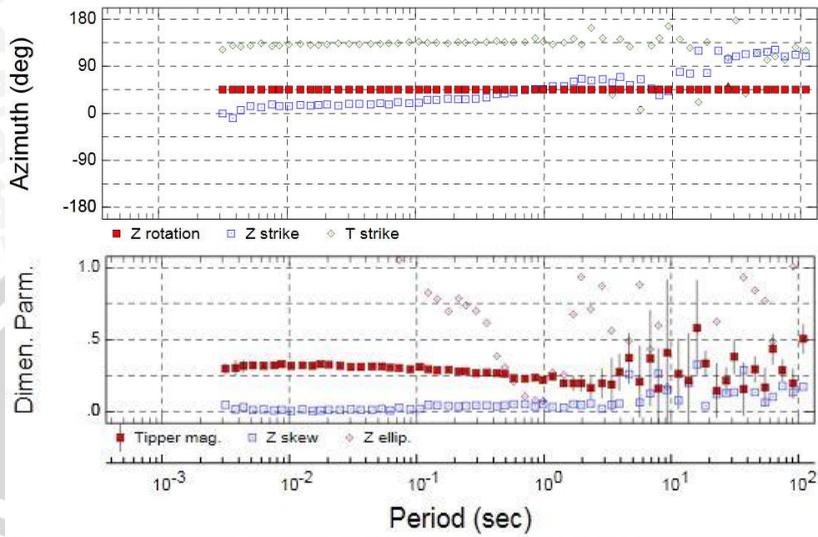
Rotasi 45° Titik 6



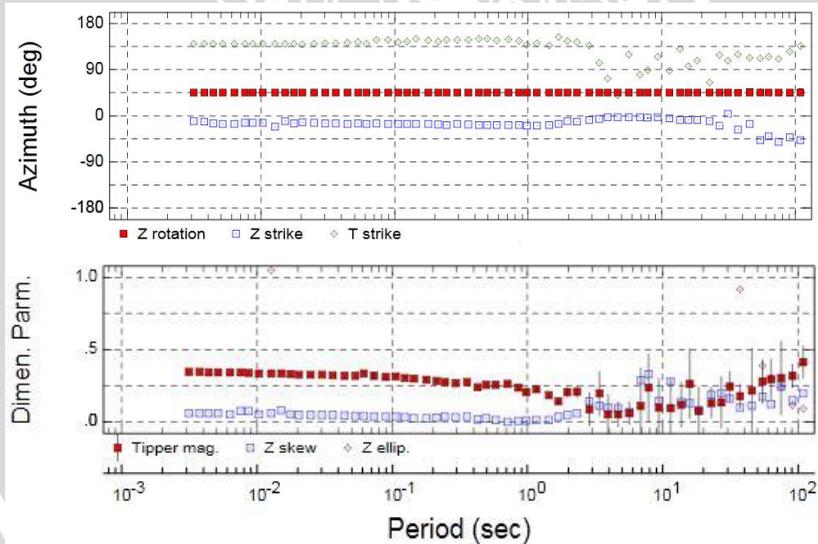
Rotasi 45° Titik 7



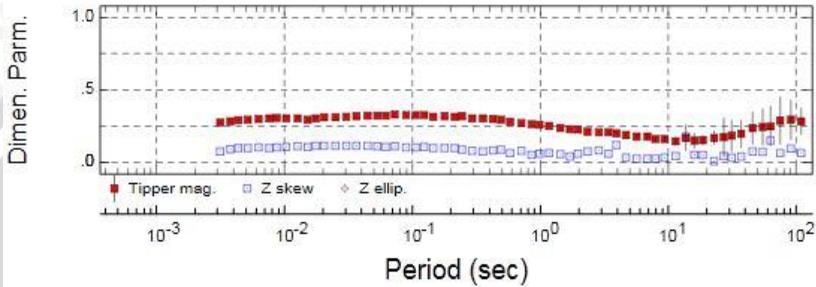
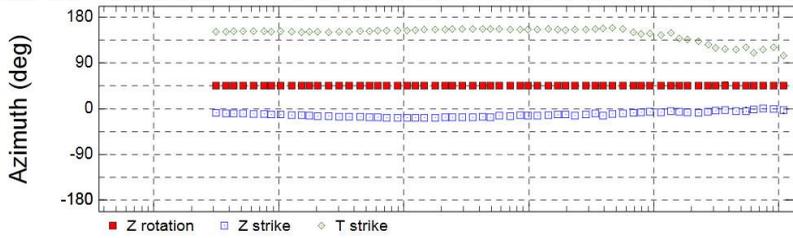
Rotasi 45° Titik 8



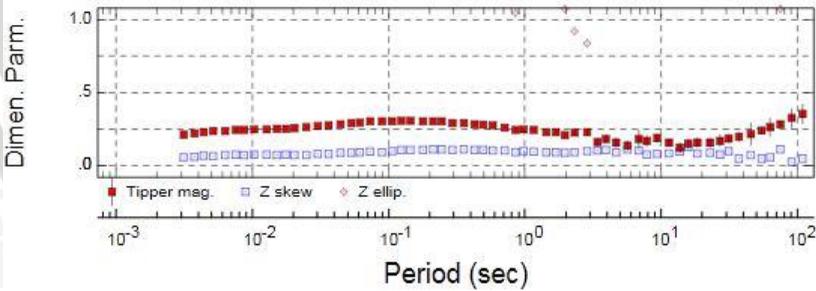
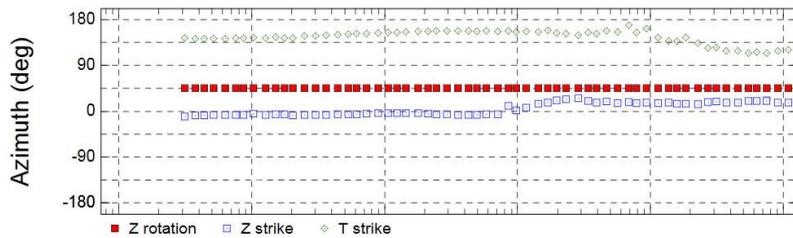
Rotasi 45° Titik 9



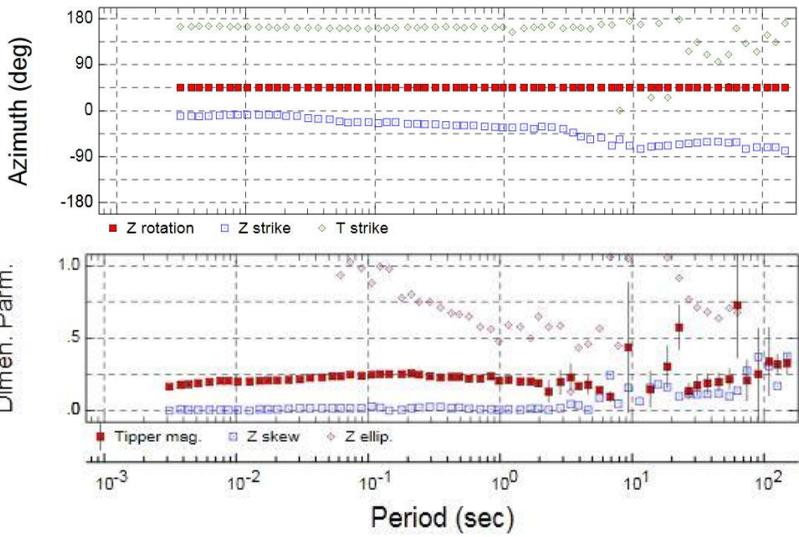
Rotasi 45° Titik 10



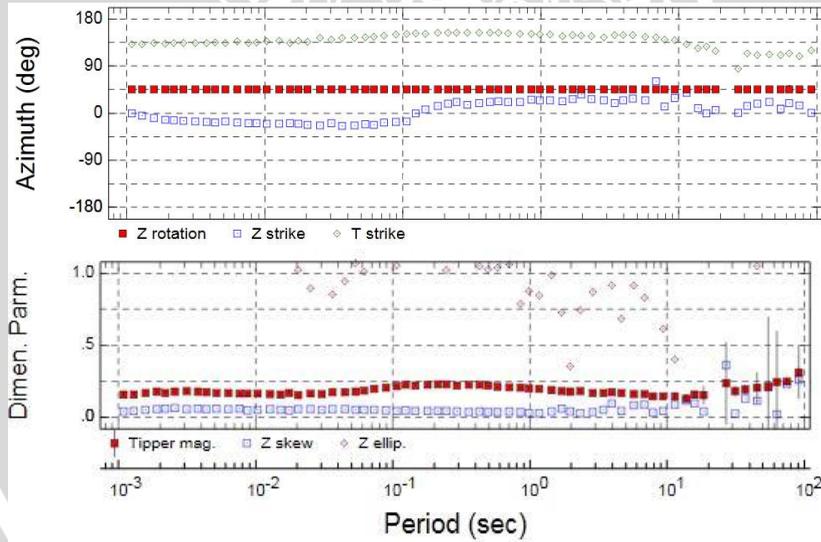
Rotasi  $45^\circ$  Titik 11



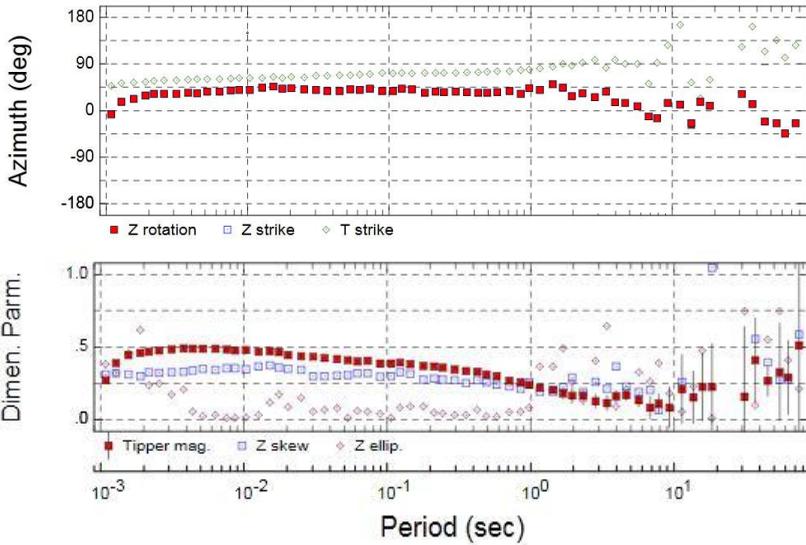
Rotasi  $45^\circ$  Titik 12



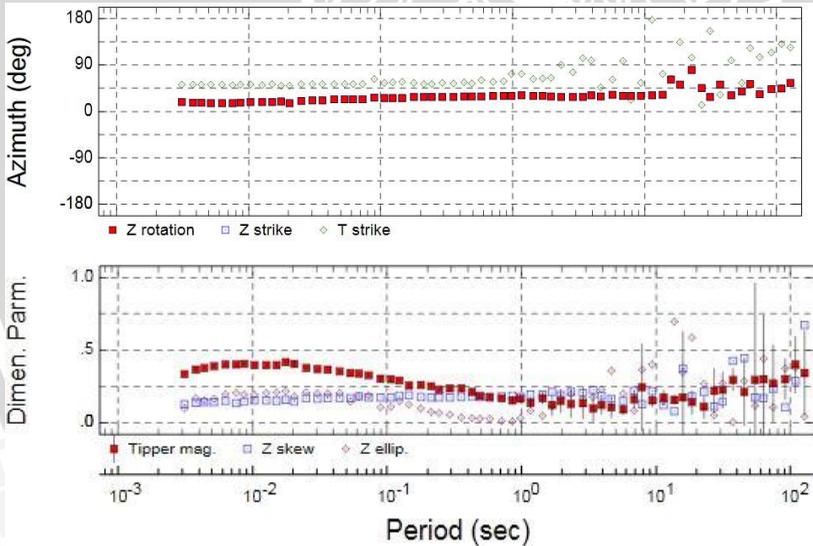
Rotasi 45° Titik 13



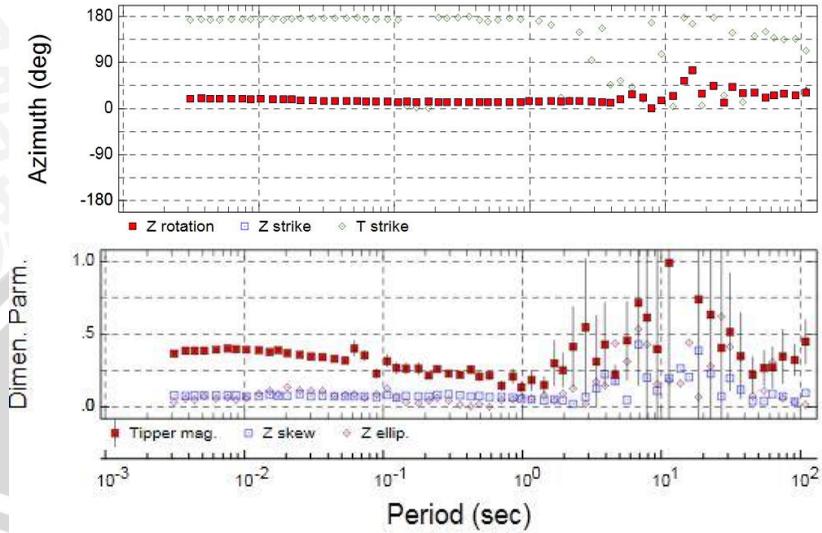
Rotasi 45° Titik 14



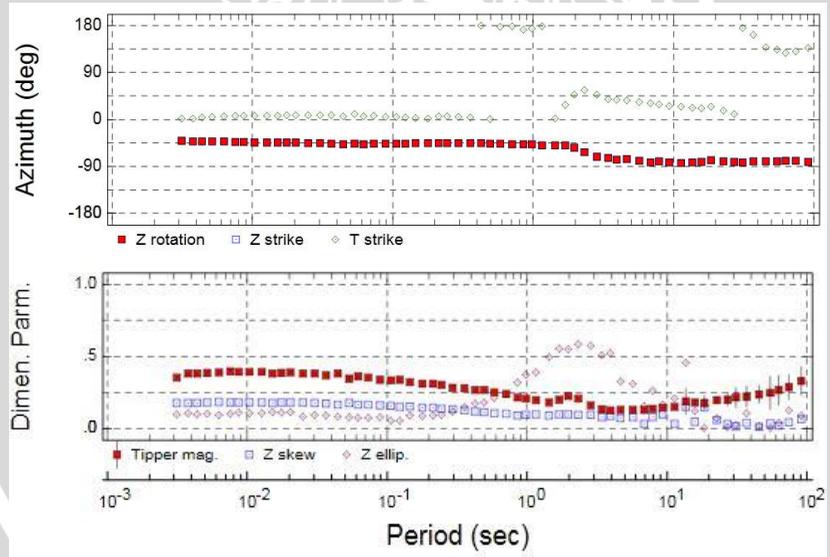
Rotasi Metode Swift Titik 1



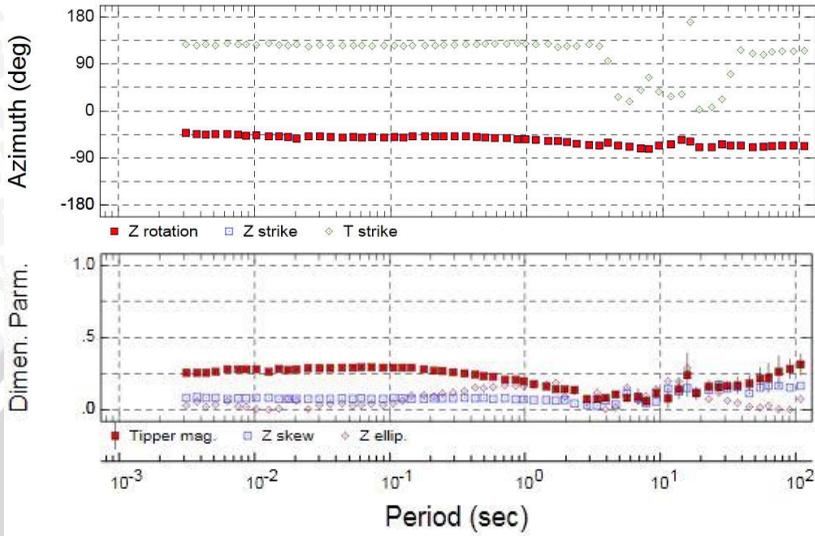
Rotasi Metode Swift Titik 2



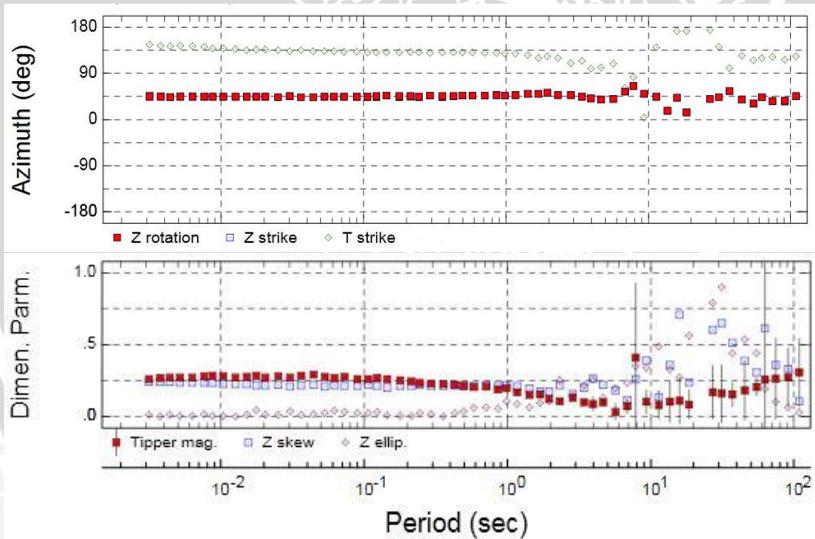
Rotasi Metode Swift Titik 3



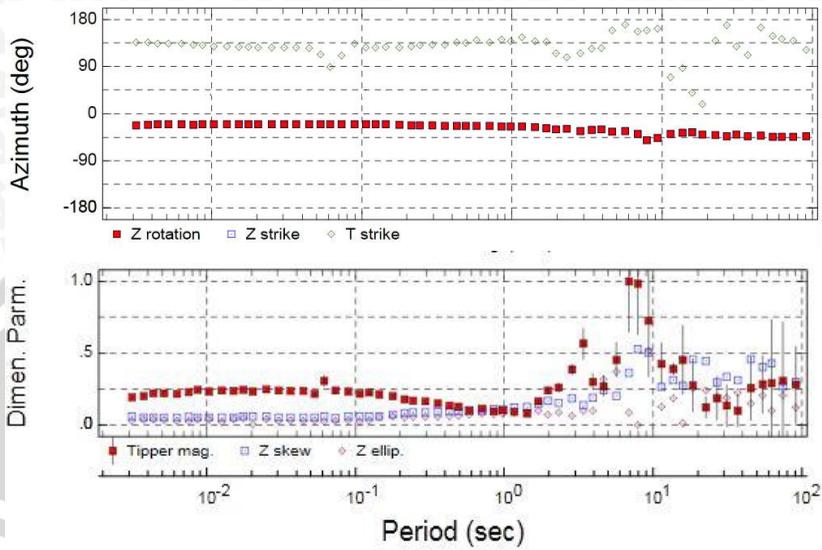
Rotasi Metode Swift Titik 4



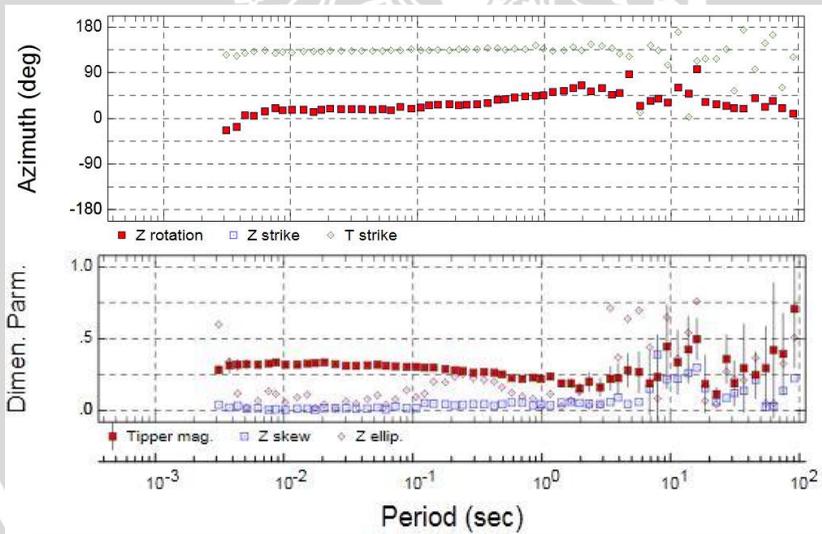
Rotasi Metode Swift Titik 5



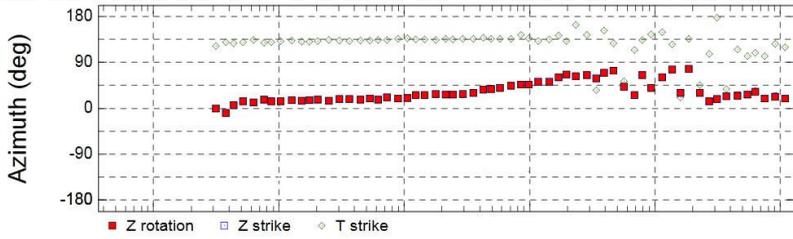
Rotasi Metode Swift Titik 6



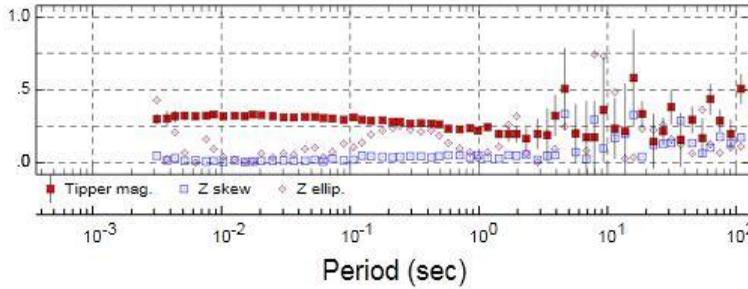
Rotasi Metode Swift Titik 7



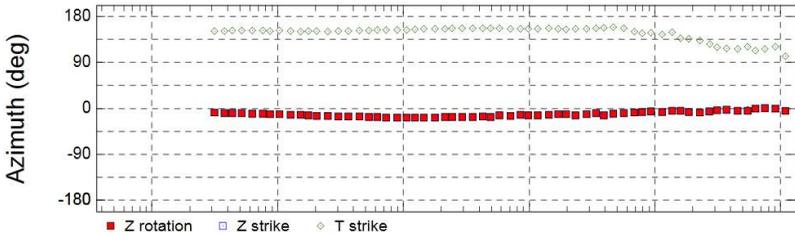
Rotasi Metode Swift Titik 8



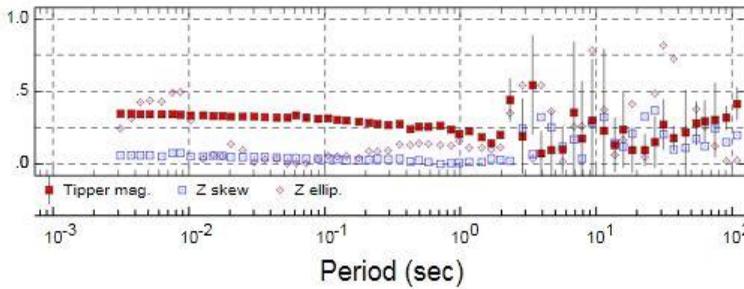
Dimen. Parm.



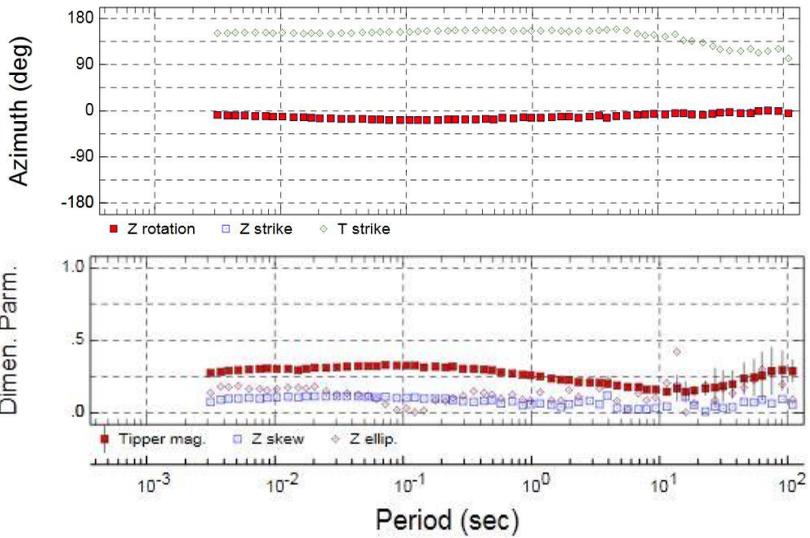
Rotasi Metode Swift Titik 9



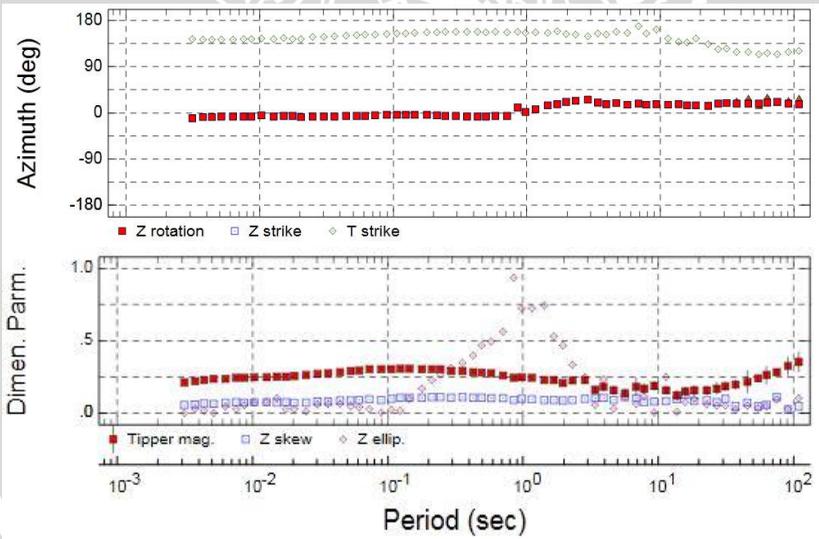
Dimen. Parm.



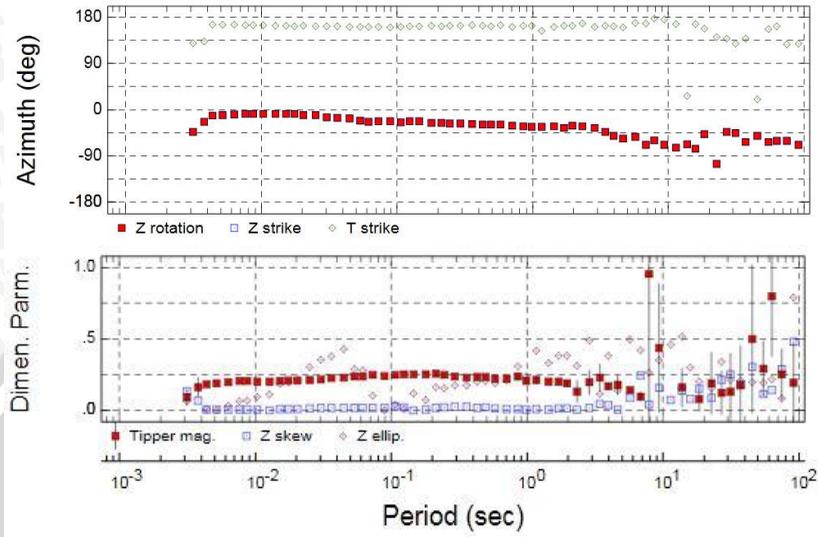
Rotasi Metode Swift Titik 10



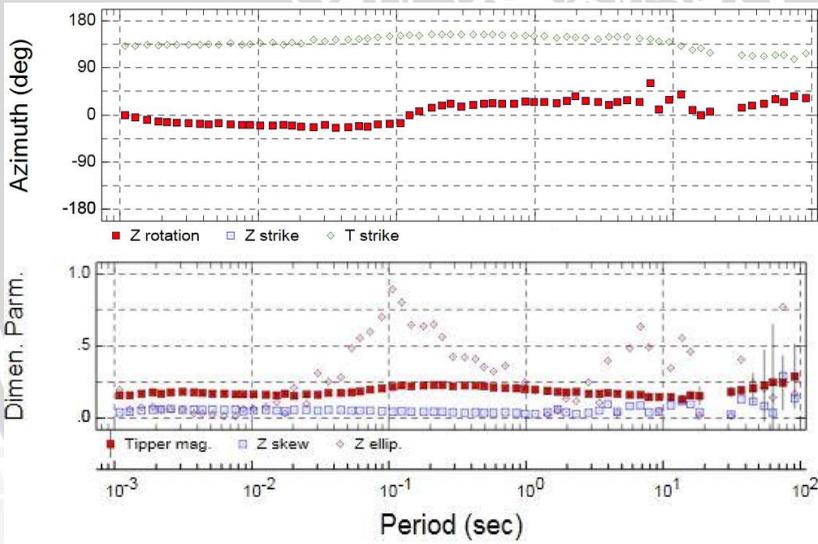
Rotasi Metode Swift Titik 11



Rotasi Metode Swift Titik 12



Rotasi Metode Swift Titik 13



Rotasi Metode Swift Titik 14