



**IDENTIFIKASI RESERVOAR PANAS BUMI DI KOMPLEKS  
GUNUNG PANDAN JAWA TIMUR MENGGUNAKAN  
METODE MAGNETIK DAN GEOKIMIA**

**TESIS**

**Untuk Memenuhi Persyaratan**

**Memperoleh Gelar Magister Sains Dalam Bidang Fisika**



**Oleh :**

**WENTI M. MAUBANA  
176090300111006**

**PROGRAM STUDI ILMU FISIKA  
MINAT GEOFISIKA**

**PROGRAM PASCASARJANA FAKULTAS MIPA**

**UNIVERSITAS BRAWIJAYA**

**MALANG**

**2019**



**TESIS**  
**IDENTIFIKASI RESERVOAR PANAS BUMI DI KOMPLEKS**  
**GUNUNG PANDAN JAWA TIMUR MENGGUNAKAN**  
**METODE MAGNETIK DAN GEOKIMIA**

Oleh:

**WENTI M. MAUBANA**

**176090300111006**

Telah dipertahankan di depan Penguji  
pada tanggal 12 Juni 2019  
dan dinyatakan LULUS

Menyetujui,  
**KOMISI PEMBIMBING**

Ketua

Anggota

Sukir Maryanto, Ph.D  
NIP.197106211998021001

Ahmad Nadhir, Ph.D  
NIP.197412031999031002

Mengetahui,  
Ketua Program Studi S2 Fisika

Mauludi Ariesto Pamungkas, Ph.D  
NIP.197304122000031013



**IDENTITAS TIM PENGUJI**

**JUDUL TESIS :**

**IDENTIFIKASI RESERVOAR PANAS BUMI DI KOMPLEKS GUNUNG  
PANDAN JAWA TIMUR MENGGUNAKAN METODE MAGNETIK DAN  
GEOKIMIA**

Nama Mahasiswa : Wenti M. Maubana

NIM : 176090300111006

Program Studi : S2 Fisika

Minat : Geofisika

**KOMISI PEMBIMBING**

Ketua : Sukir Maryanto, Ph.D

Anggota : Ahmad Nadhir, Ph.D

**TIM DOSEN PENGUJI**

Dosen Penguji 1 : Dr. Ir. Wiyono, M.Si

Dosen Penguji 2 : Hari Arief Dermawan, Ph.D

Tanggal Ujian : 12 Juni 2019

**PERNYATAAN ORISINALITAS**

Saya menyatakan dengan sebenar-benarnya bahwa sepanjang pengetahuan saya, di dalam naskah Tesis ini tidak terdapat karya ilmiah yang pernah diajukan oleh orang lain untuk memperoleh gelar akademik di suatu Perguruan Tinggi dan tidak terdapat karya atau pendapat yang pernah ditulis atau diterbitkan oleh orang lain kecuali yang secara tertulis dikutip dalam naskah ini dan disebutkan dalam sumber kutipan dan daftar pustaka.

Apabila ternyata di dalam naskah Tesis ini dapat dibuktikan terdapat unsur-unsur jiplakan (plagiat) tesis, saya bersedia Tesis (Magister) dibatalkan serta diproses sesuai dengan peraturan perundang-undangan yang berlaku.

Malang, Juni 2019  
Mahasiswa

Wenti M. Maubana  
Nim. 176090300111006

**RIWAYAT HIDUP**

Penulis bernama Wenti Marlensi Maubana dilahirkan di Maku pada tanggal 29 Maret 1994. Penulis merupakan Anak kedua dari Bapak Dominggus Maubana dan Ibu Djeniwati Maubana-Djani. Penulis menempuh Pendidikan Sekolah Dasar di SD Inpres Tuabuna dan lulus pada tahun 2005. Kemudian, penulis melanjutkan Pendidikan Menengah Pertama di SMPN 1 Rote Selatan dan lulus pada tahun 2008. Pendidikan Menengah Atas ditempuh Penulis di SMAN 9 Kupang dan lulus tahun 2011. Penulis melanjutkan pendidikan S1 di Universitas Nusa Cendana Fakultas Sains dan Teknik Jurusan Fisika pada tahun 2011 dan lulus pada tahun 2015. Tahun 2017 penulis melanjutkan pendidikan S2 pada program studi Ilmu Fisika Fakultas MIPA Universitas Brawijaya Malang.

Malang, Juni 2019  
Mahasiswa

Wenti M. Maubana  
Nim. 176090300111006



**UCAPAN TERIMA KASIH**

Penulis mengucapkan terima kasih kepada :

1. Bapak Sukir Maryanto Ph.D dan Bapak Ahmad Nadir Ph.D selaku pembimbing I dan pembimbing II atas waktu, bimbingan serta motivasi yang telah diberikan selama pengerjaan tesis ini.
2. Bapak Dr. Ir Wiyono, M.Si dan Bapak Hari Arief Dermawan Ph.D selaku dosen penguji atas saran yang telah diberikan
3. Bapak Mauludi A. Pamungkas, Ph.D selaku Ketua Program Studi S2 Fisika, Program Pascasarjana FMIPA Universitas Brawijaya
4. Bapak dan Ibu Dosen Jurusan Fisika Universitas Brawijaya yang telah memberikan ilmunya.
5. Bapak Dominggus Maubana, S.Pd, Ibu Djeniwati Maubana-Djani, Kakak Diego A. Ledoh, Tervi I. Ledoh-Maubana S.Pd, Adik Iren M. Maubana dan Merni Zackarya yang selalu memberikan dukungan, doa dan semangat selama ini.
6. Teman-teman Famous'11 dan teman-teman Magister Ilmu Fisika angkatan 2017 atas dukungan dan kebersamaan selama ini.
7. Tim Gunung Pandan : Andre Prayogo, Hazqial Hafazhah, Rizal Aulia Nur Rochman, Irma Risvana Dewi, Laily W. Mawarni, Oriensi Y.K. Teftae, dan teman-teman di Laboratorium Geofisika Universitas Brawijaya atas bantuan selama pengambilan data di daerah penelitian.
8. Anggi Kristanto, Yanti Boimau, Kadek A. Adelia, yang telah membantu selama penulisan tesis.

9. Semua pihak yang telah banyak membantu secara langsung maupun tidak langsung selama penelitian dan penulisan tesis ini.

Malang, Juni 2019

Mahasiswa

Wenti M. Maubana

Nim. 176090300111006



## IDENTIFIKASI RESERVOAR PANAS BUMI DI KOMPLEKS GUNUNG PANDAN JAWA TIMUR MENGGUNAKAN METODE MAGNETIK DAN GEOKIMIA

### ABSTRAK

Penelitian mengenai identifikasi reservoir panas bumi telah dilakukan di kompleks gunung Pandan Jawa Timur menggunakan metode magnetik dan geokimia. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui kemenerusan dan karakteristik reservoir panas bumi, menentukan potensi panas bumi serta mengidentifikasi perubahan temporal berdasarkan nilai anomali magnetik dan hasil analisis geokimia. Akuisisi data magnetik dilakukan sebanyak 80 titik dengan luasan daerah penelitian 9 x 10 km<sup>2</sup>, sedangkan pengambilan sampel air dilakukan pada dua lokasi yaitu manifestasi air panas Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning. Berdasarkan hasil pengolahan data magnetik, diperoleh rentang nilai anomali magnetik total berkisar dari -446,7 nT sampai 526,3 nT. Interpretasi kualitatif data magnetik dilakukan pada peta anomali magnetik residual yang telah di koreksi meliputi koreksi harian, koreksi IGRF, dan kontinuitas ke atas. Interpretasi kuantitatif data magnetik dilakukan dengan membuat model 2D dan 3D menggunakan peta anomali magnetik residual. Hasil interpretasi kualitatif menunjukkan bahwa pola sebaran nilai anomali magnetik residual pada daerah penelitian dikelompokkan menjadi tiga yaitu anomali tinggi, anomali sedang dan anomali rendah. Anomali tinggi menyebar di bagian utara-selatan daerah penelitian dengan rentang nilai 4,5 nT sampai 526,3 nT, sedangkan anomali sedang dan anomali rendah menyebar dari bagian barat laut-timur laut dan selatan tenggara-barat daya daerah penelitian dengan rentang nilai sekitar -6,9 nT sampai -446,7 nT. Hasil interpretasi kuantitatif berdasarkan pemodelan 2D dan 3D menunjukkan bahwa terdapat beberapa struktur berupa *crack*/rekahan yang menjadi jalan keluarnya fluida panas menuju ke permukaan dan pendugaan bahwa manifestasi Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning memiliki reservoir hidrotermal yang berbeda. Reservoir hidrotermal pada daerah penelitian diduga berada pada batupasir tufaan dan breksi vulkanik, yang ditemukan pada kedalaman 500 m sampai 3252,5 m dengan ketebalan  $\pm 2752,5$  m. Manifestasi Jari (Selo Gajah) diduga memiliki kemenerusan reservoir hidrotermal dari utara barat laut ke timur laut, sedangkan manifestasi Banyukuning diduga memiliki kemenerusan reservoir hidrotermal dari selatan ke barat daya. Sementara itu, berdasarkan analisis geokimia, diketahui bahwa tipe air panas di daerah penelitian adalah air klorid dan bikarbonat, yang memiliki temperatur reservoir  $\pm 130^{\circ}\text{C}$ . Hasil perhitungan potensi energi panas bumi menggunakan metode volumetrik yang sesuai SNI No.13-6171-1999, potensi listrik yang dihasilkan per sekon adalah sebesar 0,2378MW<sub>e</sub>. Berdasarkan analisis temporal dari anomali residual menunjukkan adanya penurunan nilai anomali magnetik, sedangkan analisis geokimia air menunjukkan perubahan pH air dari netral menjadi asam. Hal tersebut diduga karena adanya aktivitas gempa bumi dan aktivitas hidrotermal pada daerah penelitian.

Kata kunci : Metode magnetik, geokimia, panas bumi, kompleks gunung Pandan.

## IDENTIFICATION OF GEOTHERMAL RESERVOIR IN MOUNT PANDAN COMPLEX EAST JAVA USING MAGNETIC AND GEOCHEMICAL METHODS

### ABSTRACT

*Research on the identification of geothermal reservoir had been done in the mount Pandan complex East Java using magnetic and geochemical methods. This study aims to determine the continuity and characteristics of geothermal reservoir, determine geothermal potential and identify temporal changes based on the value of magnetic anomalies and the results of geochemical analysis. Magnetic data acquisition is carried out as many as 80 points with an area of 9 x 10 km<sup>2</sup>, while water sampling was carried out at two locations, namely the manifestations Jari (Selo Gajah) and Banyukuning. Based on the results of magnetic data processing, magnetic anomalies ranged from -446.7 nT to 526.3 nT. Qualitative interpretation of magnetic data is carried out on residual magnetic anomaly maps that have been corrected including daily correction, IGRF correction, and upward continuation. Quantitative interpretation of magnetic data is done by making 2D and 3D models using residual magnetic anomaly maps. The results of qualitative interpretations show that the distribution patterns of residual magnetic anomalies in the study area are grouped into three namely high anomalies, medium anomalies and low anomalies. High anomalies spread in the N-S part of the study area with a value range of 4.5 nT to 526.3 nT, while medium anomalies and low anomalies spread from the NW-NE and SE-SW regions of the study with a range of values around -6.9 nT to -446.7 nT. The results of quantitative interpretations are based 2D and 3D modeling results show that there are several structures in the form of crack which become the way out of hot fluids to the surface and estimation that the manifestations of Jari (Selo Gajah) and Banyukuning have different hydrothermal reservoirs. The hydrothermal reservoir in the study area is thought to be in tuffaceous and volcanic sandstones, which were found at a depth of 500 m to 3252.5 m with a thickness of  $\pm$  2752.5 m. Jari (Selo Gajah) manifestations suspected has a hydrothermal reservoir continuity from the NW to the NE, while the Banyukuning manifestation is thought to have a hydrothermal reservoir continuity from S to SW. Meanwhile, based on geochemical analysis, it is known that the type of hot water in the study area is chloride and bicarbonate water, which has a reservoir temperature of  $\pm$  130°C. The calculation results of geothermal energy potential using the volumetric method according to SNI No.13-6171-1999, the electricity potential generated per second is 0.2378 MW<sub>e</sub>. Based on temporal analysis of residual anomalies in the research area showed a decrease in the value of magnetic anomalies, while geochemical analysis of water shows changes in the pH of water from neutral to acidic. This was allegedly due to earthquake activity and hydrothermal activity in the study area.*

*Keywords: Magnetic method, geochemical, geothermal, mount Pandan complex.*

## KATA PENGANTAR

Puji dan Syukur penulis haturkan kehadirat Tuhan Yang Maha Esa yang telah melimpahkan Hikmat dan Pengetahuannya, sehingga penulis dapat menyelesaikan tesis yang berjudul “Identifikasi Reservoir Panas Bumi Kompleks Gunung Pandan Jawa Timur Menggunakan Metode Magnetik dan Geokimia” sebagai salah satu syarat memperoleh gelar Magister Sains dalam bidang Fisika di Fakultas MIPA, Universitas Brawijaya Malang dengan baik.

Penulis menyadari bahwa naskah tesis ini masih jauh dari sempurna, oleh karena itu kritik dan saran yang sifatnya membangun sangat diperlukan untuk menyempurnakan penulisan tesis ini. Penulis berharap tesis ini dapat bermanfaat untuk semua orang yang membaca serta dapat dikembangkan sesuai dengan ilmu pengetahuan.

Malang, Juni 2019

Penulis

**DAFTAR ISI**

<b>IDENTITAS TIM PENGUJI.....</b>	<b>ii</b>
<b>PERNYATAAN ORISINALITAS.....</b>	<b>iii</b>
<b>RIWAYAT HIDUP.....</b>	<b>iv</b>
<b>UCAPAN TERIMA KASIH.....</b>	<b>v</b>
<b>ABSTRAK.....</b>	<b>vii</b>
<b>ABSRACT.....</b>	<b>viii</b>
<b>KATA PENGANTAR.....</b>	<b>ix</b>
<b>DAFTAR ISI.....</b>	<b>x</b>
<b>DAFTAR TABEL.....</b>	<b>xiii</b>
<b>DAFTAR GAMBAR.....</b>	<b>xiv</b>
<b>BAB I PENDAHULUAN.....</b>	<b>1</b>
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	5
1.3 Batasan Masalah.....	5
1.4 Tujuan Penelitian.....	6
1.5 Manfaat Penelitian.....	6
<b>BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....</b>	<b>7</b>
2.1 Geologi Gunung Pandan.....	7
2.2 Panas Bumi.....	9
2.3 Teori Dasar Magnetik.....	13
2.4 Medan Magnet Dipole.....	14
2.5 Suseptibilitas Kemagnetan.....	15
2.6 Medan Magnet Bumi.....	15
2.6.1 Medan Magnet Utama.....	18
2.6.2 Medan Magnet Luar.....	19
2.6.3 Anomali Magnetik Lokal.....	20
2.7 Suseptibilitas Batuan dan Mineral.....	20
2.8 Survei Geomagnetik.....	23
2.8.1 Koreksi Diurnal.....	24

2.8.2	Koreksi Normal (IGRF).....	25
2.8.3	Kontinuasi ke Atas.....	26
2.8.4	Reduksi ke Kutub.....	28
2.9	Geokimia Panas Bumi.....	29
2.9.1	Tipe Air Panas.....	30
2.9.2	Geotermometer Unsur.....	32
2.10	Spektrofotometri.....	36
2.11	Metode Estimasi Potensi Energi Panas Bumi.....	38
2.11.1	Rumusan Metode Volumetrik.....	39
2.11.2	Angka Parameter.....	41
<b>BAB III KERANGKA KONSEP PENELITIAN.....</b>		<b>43</b>
<b>BAB IV METODOLOGI PENELITIAN.....</b>		<b>46</b>
4.1	Waktu dan Tempat Penelitian.....	46
4.2	Peralatan Penelitian.....	47
4.3	Data Penelitian.....	47
4.3.1	Data Magnetik.....	47
4.3.2	Data Geokimia.....	48
4.4	Prosedur Penelitian.....	48
4.4.1	Pengambilan Data.....	48
4.4.2	Pengolahan Data dan Interpretasi.....	48
<b>BAB V HASIL DAN PEMBAHASAN.....</b>		<b>56</b>
5.1	Hasil Penelitian.....	56
5.2	Hasil dan Interpretasi Kualitatif Data Magnetik.....	57
5.2.1	Anomali Medan Magnetik Total.....	57
5.2.2	Anomali Regional.....	59
5.2.3	Anomali Residual.....	60
5.2.4	Reduksi Ke Kutub.....	62
5.3	Hasil dan Interpretasi Kuantitatif Data Magnetik.....	63
5.3.1	Pemodelan 2D.....	64
5.3.1.1	Sayatan A-A'.....	64
5.3.1.2	Sayatan B-B'.....	68

5.3.1.3	Sayatan C-C'	71
5.3.2	Pemodelan 3D	74
5.3.2.1	Manifestasi Jari dan Banyukuning (Sayatan BY-JY)	75
5.3.2.2	Manifestasi Jari (Sayatan JX-JX')	76
5.3.2.3	Manifestasi Banyukuning (Sayatan BX-BX')	76
5.3.3	Penentuan Lokasi Reservoar Hidrotermal	77
5.4	Manifestasi Panas Bumi Kompleks Gunung Pandan	79
5.4.1	Hasil Analisis Geokimia Air	81
5.4.2	Tipe Air Panas	81
5.4.3	Temperatur Reservoar Panas Bumi	83
5.5	Potensi Energi Panas Bumi Kompleks Gunung Pandan	84
5.6	Analisis Temporal	86
5.6.1	Data Magnetik	86
5.6.1.1	Data Magnetik Tahun 2012	86
5.6.1.2	Data Magnetik Tahun 2018	87
5.6.1.3	Perbandingan Data Magnetik Tahun 2012 dan 2018	88
5.6.2	Geokimia	90
5.7	Pembahasan	91
<b>BAB VI PENUTUP</b>		<b>95</b>
6.1	Kesimpulan	95
6.2	Saran	96
<b>DAFTAR PUSTAKA</b>		<b>97</b>
<b>LAMPIRAN</b>		<b>101</b>
L1.	Draft Jurnal Publikasi dan Accepted	101
L2.	Contoh Hasil Pengolahan Data Anomali Medan Magnetik Total	113
L3.	Hasil Perhitungan Geotermometer Na-K-Ca	114
L4.	Hasil Perhitungan Potensi Panas Bumi di Daerah Penelitian	115
L5.	Dokumentasi Pengambilan Data	116
L6.	Sertifikat Bebas Plagiasi	118

**DAFTAR TABEL**

**Tabel 2.1** Klasifikasi reservoir dan asumsi-asumsi dalam estimasi potensi energi panas bumi (Badan Standarisasi Nasional, 1999)..... 39

**Tabel 2.2** Asumsi angka parameter pada kelas sumber daya hipotesis..... 41

**Tabel 2.3** Asumsi angka parameter pada tingkat cadangan terduga ..... 42

**Tabel 2.4** Asumsi angka parameter pada tingkat cadangan mungkin ..... 42

**Tabel 2.5** Asumsi angka parameter pada tingkat cadangan terbukti..... 42

**Tabel 4.1** Metode Uji Geokimia..... 49

**Tabel 5.1** Hasil Pemodelan Sayatan A-A' ..... 67

**Tabel 5.2** Hasil Pemodelan Sayatan B-B' ..... 70

**Tabel 5.3** Hasil Pemodelan Sayatan C-C' ..... 73

**Tabel 5.4** Hasil Pemodelan Sayatan (BY-JY, JX-JY' dan BX-BY')..... 77

**Tabel 5.5** Manifestasi Mata Air Panas di Kompleks Gunung Pandan ..... 79

**Tabel 5.6** Hasil Analisis Geokimia Air ..... 81

**Tabel 5.7** Hasil Perhitungan Geotermometer Na-K-Ca ..... 83

**Tabel 5.8** Asumsi dan Acuan yang digunakan untuk Perhitungan Parameter ..... 84

**Tabel 5.9** Hasil Perhitungan Potensi Energi Panas Bumi Gunung Pandan ..... 85

**Tabel 5.10** Hasil Analisis Geokimia Air Tahun 2012 dan 2018 ..... 91

**Tabel 5.11** Hasil Analisis Data Magnetik dan Geokimia Air..... 93

**DAFTAR GAMBAR**

**Gambar 2.1** Peta geologi lembar Bojonegoro (Pringgoprawiro, 1992)..... 7

**Gambar 2.2** Skema sistem panas bumi (Dickson and Fanelli 1995)..... 10

**Gambar 2.3** Skema model konveksi fluida pada sistem panas bumi (White, 1970). 11

**Gambar 2.4** Medan magnet bumi dengan sudut inklinasi 11,5° (Lynch, 2011)..... 16

**Gambar 2.5** Elemen dari medan magnet bumi (Telford, et al 1990)..... 18

**Gambar 2.6** Peta medan magnet utama bumi (Blakely, 1995)..... 19

**Gambar 2.7** Kalkulator medan magnet (NOAA, 2018)..... 26

**Gambar 2.8** Prinsip kontinuitas ke atas dari permukaan horizontal (Blakely, 1995). 27

**Gambar 2.9** Anomali magnetik dan setelah dilakukan Reduksi ke Kutub..... 29

**Gambar 2.10** Diagram trilinear Cl-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> (Ting, 2010) ..... 30

**Gambar 3.1** Kerangka Konsep Penelitian..... 45

**Gambar 4.1** Desain Survei Penelitian..... 46

**Gambar 4.2** Diagram Alir Analisis Data Geokimia ..... 50

**Gambar 4.3** Calculate Magnetic Field (IGRF) (NOAA, 2018)..... 52

**Gambar 4.4** Hasil Perhitungan Medan Magnetik (NOAA, 2018)..... 52

**Gambar 4.5** Diagram Alir *Processing* Data Magnetik ..... 54

**Gambar 5.1** Titik-titik Pengukuran pada *Google Earth* ..... 56

**Gambar 5.2** Peta Kontur Anomali Magnetik Total Daerah Penelitian..... 58

**Gambar 5.3** Peta Kontur Anomali Regional Pada Ketinggian 150 m..... 60

**Gambar 5.4** Peta Kontur Anomali Residual Daerah Penelitian ..... 61

**Gambar 5.5** Peta Kontur Anomali Magnetik Hasil Reduksi Ke Kutub..... 63

**Gambar 5.6** Penentuan Sayatan pada Peta Kontur Anomali Residual ..... 64

**Gambar 5.7** Hasil Pemodelan 2D Sayatan A-A' ..... 65

**Gambar 5.8** *Overlay* Peta Geologi pada Sayatan A-A' ..... 66

**Gambar 5.9** Hasil Pemodelan 2D Sayatan B-B' ..... 69

**Gambar 5.10** *Overlay* Peta Geologi pada Sayatan B-B' ..... 70

**Gambar 5.11** Hasil Pemodelan 2D Sayatan C-C' ..... 71

**Gambar 5.12** *Overlay* Peta Geologi pada Sayatan C-C' ..... 72

**Gambar 5.13** Hasil Pemodelan 3D Daerah Penelitian..... 74

**Gambar 5.14** Hasil Pemodelan 3D Sayatan BY-JY ..... 75

**Gambar 5.15** Hasil Pemodelan 3D Sayatan JX-JX' ..... 76

**Gambar 5.16** Hasil Pemodelan 3D Sayatan BX-BX' ..... 77

**Gambar 5.17** Model Inversi pada Rentang Nilai Kontras Suseptibilitas -0,075sampai 0,0009 (cgs unit) ..... 78

**Gambar 5.18** Mata Air Panas di Kompleks Gunung Pandan ..... 80

**Gambar 5.19** Hasil Analisis Geokimia pada Diagram Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> ..... 82

**Gambar 5.20** Peta Kontur Anomali Residual Tahun 2012 ..... 87

**Gambar 5.21** Peta Kontur Anomali Residual Tahun 2018 ..... 88



## BAB I PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Panas bumi adalah sumber energi panas yang terkandung di dalam air panas, uap air dan batuan serta sebagai salah satu sumber daya alam yang dapat diperbaharui. Sumber energi panas bumi ini terbentuk secara alami di bawah permukaan bumi (Saptadji, 2009). Berdasarkan Undang-undang Republik Indonesia Nomor 21 Tahun 2014 tentang panas bumi yang menyatakan bahwa panas bumi merupakan salah satu energi yang bersifat ramah lingkungan dan memiliki potensi yang besar, namun dalam segi pemanfaatannya masih belum optimal sehingga perlu ditingkatkan dengan terencana agar dapat mengurangi ketergantungan kepada fosil energi.

Menurut Badan Geologi Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral (ESDM 2014), potensi panas bumi yang dimiliki Indonesia sebesar 40% dari seluruh potensi panas bumi yang terdapat di dunia dengan total energi sebesar 28.99 (GW). Jumlah energi tersebut baru dimanfaatkan sebesar 4,2% (196 MW). Tercatat ada 256 daerah panas bumi dengan potensi 27.441 MW yang tersebar dari Provinsi Nangroe Aceh Darussalam sampai Papua Barat. Dari 256 daerah panas bumi tersebut, sekitar 203 lokasi (80%) berasosiasi dengan jalur gunungapi kuarter dan 53 lokasi (20%) lainnya berada di luar jalur tersebut (Kasbani, dkk 2007). Menurut data Ditjen EBTKE (2017), lapangan panas bumi yang diperkirakan memiliki potensi cukup

besar berada di pulau Jawa dan salah satunya berada di kompleks gunung Pandan, Jawa Timur. Daerah ini diprediksi memiliki manifestasi energi panas bumi sekitar 60 MW<sub>e</sub>, hal ini dibuktikan dengan kemunculan mata air panas di beberapa lokasi dengan suhu lebih dari 35°C (Utama, dkk 2012).

Studi mengenai panas bumi di kompleks gunung Pandan telah dilakukan oleh (Elyusa 2018), menggunakan data magnetik dan geokimia dari ESDM (Energi dan Sumber Daya Mineral) Provinsi Jawa Timur, Tahun 2012. Penelitian yang dilakukan berupa pendugaan lokasi, kandungan fluida, dan temperatur reservoir, yang berfokus pada manifestasi Selo Gajah dan Banyukuning. Hasil penelitian menunjukkan bahwa terdapat beberapa struktur berupa *crack*/rekahan yang menjadi jalan fluida panas mencapai permukaan. Manifestasi pada Jari tergolong aliran secara langsung (*upflow*) karena senyawa kimia yang dominan pada airnya adalah klorid, sedangkan pada manifestasi Banyukuning merupakan pemunculan air panas secara *outflow* atau aliran lateral yang dibuktikan dengan air yang mengandung bikarbonat yang lebih tinggi dibandingkan kandungan klorida dan sulfat. Reservoir pada wilayah gunung Pandan memiliki temperatur panas bumi sedang yaitu 125-225°C.

Dari penelitian tersebut, akan dilakukan penelitian lanjutan menggunakan metode magnetik dan geokimia. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengetahui kemenerusan reservoir panas dari manifestasi panas bumi dan selanjutnya dilakukan perhitungan potensi panas bumi. Hasil yang diperoleh akan diidentifikasi perubahan temporal dari nilai anomali magnetik dan geokimia dari penelitian sebelumnya. Metode magnetik digunakan untuk mengetahui zona demagnetisasi batuan yang menunjukkan adanya aktivitas panas bumi di bawah permukaan, sedangkan metode

geokimia dilakukan untuk memperoleh informasi tentang temperatur, komposisi, dan sumber fluida dari geothermal kompleks gunung Pandan.

Metode magnetik merupakan metode geofisika yang memanfaatkan sifat kemagnetan bumi. Kemampuan suatu batuan atau material untuk termagnetisasi tergantung dari susceptibilitas masing-masing material. Pada daerah potensi panas bumi sifat kemagnetan batuan dipengaruhi oleh kenaikan temperatur yang menyebabkan nilai susceptibilitas batuan menjadi kecil/rendah dibandingkan batuan di sekitarnya (Telford, et al 1990).

Metode geokimia digunakan untuk menentukan kandungan fluida manifestasi dan temperatur reservoir berdasarkan kandungan kimia dari fluida manifestasi. Sebagai data pendukung digunakan data geokimia dari sampel air. Kandungan fluida dari manifestasi panas bumi dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan dari sistem panas bumi (Sukhyar, dkk 2014).

Berdasarkan penelitian sebelumnya, metode magnetik dan geokimia terbukti andal dalam menganalisis reservoir panas bumi. Penelitian ini telah dilakukan di beberapa lokasi di Indonesia yaitu gunungapi Arjuno-Welirang, Songgoroti Kota Batu, gunungapi Ungaran, Blawan, gunung Kendalisodo, Cangar, dan beberapa daerah lainnya.

Penelitian mengenai identifikasi reservoir daerah panas bumi dengan menggunakan metode magnetik di daerah Blawan Kecamatan Sempol Kabupaten Bondowoso oleh (Afandi, 2013). Hasil penelitian berdasarkan pemodelan 2D menunjukkan bahwa pola distribusi manifestasi panas bumi berasal dari pegunungan Kendeng yang mengalir ke Blawan melalui celah atau patahan. Reservoir panas bumi

Blawan terjadi akibat adanya intrusi batuan gunungapi sehingga pada daerah tersebut memiliki nilai suseptibilitas yang rendah dan suhunya sangat panas.

Penelitian dengan metode magnetik mengenai interpretasi struktur bawah permukaan sekitar mata air panas Diwak dan Derekan oleh (Siti Zulaikhahdkk, 2016). Hasil dari penelitian berupa pasangan klosur positif dan negatif yang mengindikasikan adanya stuktur sesar di bawah permukaan. Pemodelan 2D dan 3D menunjukkan adanya struktur sesar berupa sesar turun yang berarah barat daya-timur laut. Zona sesar tersebut merupakan jalan keluarnya fluida ke permukaan berupa mata air panas Diwak-Derekan.

Studi geokimia air panas area prospek panas bumi gunung Kendalisodo Kab. Semarang, Provinsi Jawa Tengah oleh (Yoga Aribowo dkk, 2012). Hasil analisis geokimia menunjukkan bahwa unsur yang paling dominan dalam semua fluida panas bumi adalah  $\text{HCO}_3$ , yang dikelompokkan menjadi air bikarbonat. Berdasarkan hasil analisis geotermometer Na-K-Ca, suhu rata-rata reservoir yang diperoleh sekitar  $175^\circ\text{C}$  dan diklasifikasikan dalam sistem panas bumi temperatur sedang.

Penelitian mengenai identifikasi sistem panas bumi daerah Cangar Jawa Timur menggunakan data geokimia oleh (Rahmawati, 2017). Hasil analisis geokimia menunjukkan bahwa unsur yang paling dominan dalam semua fluida panas bumi adalah  $\text{HCO}_3$  dan mengandung  $\text{CO}_2$ , yang dikelompokkan menjadi air bikarbonat. Berdasarkan hasil analisis geotermometer Na-K, suhu rata-rata reservoir yang diperoleh sekitar  $313^\circ\text{C}$  dan diklasifikasikan dalam sistem panas bumi temperatur tinggi.

Penelitian mengenai identifikasi potensi energi panas bumi Blawan kompleks gunungapi Ijen menggunakan data geokimia oleh (Cinantlya Dewi, 2015). Hasil analisis geokimia menunjukkan bahwa daerah panas bumi Blawan memiliki tipe air bikarbonat dan air klorida. Berdasarkan hasil analisis geotermometer Na-K-Ca, suhu rata-rata reservoir yang diperoleh sekitar 150°C dan diklasifikasikan dalam sistem panas bumi temperatur sedang.

### 1.2 Rumusan Masalah

1. Bagaimana pendugaan kemenerusan reservoir panas dari geothermal kompleks gunung Pandan berdasarkan metode magnetik?
2. Bagaimana karakteristik reservoir panas bumi berdasarkan analisis data geokimia?
3. Bagaimana potensi panas bumi di kompleks gunung Pandan?
4. Bagaimana perubahan temporal dari nilai anomali magnetik dan data geokimia di kompleks gunung Pandan?

### 1.3 Batasan Masalah

1. Penelitian ini dilakukan di lapangan panas bumi kompleks gunung Pandan Jawa Timur
2. Pemodelan *invers* dan *forward* dilakukan dengan mengacu pada peta anomali residual magnetik
3. Sampel air yang digunakan berasal dari manifestasi air panas di kompleks gunung Pandan

4. Analisis data geokimia untuk mengetahui tipe air panas dan temperatur reservoir

#### 1.4 Tujuan Penelitian

1. Mengidentifikasi pendugaan kemenerusan reservoir panas dari geothermal kompleks gunung Pandan berdasarkan metode magnetik
2. Mengidentifikasi karakteristik reservoir panas bumi berdasarkan hasil analisis geokimia
3. Menentukan potensi panas bumi di kompleks gunung Pandan
4. Mengidentifikasi perubahan temporal dari nilai anomali magnetik dan geokimia di kompleks gunung Pandan

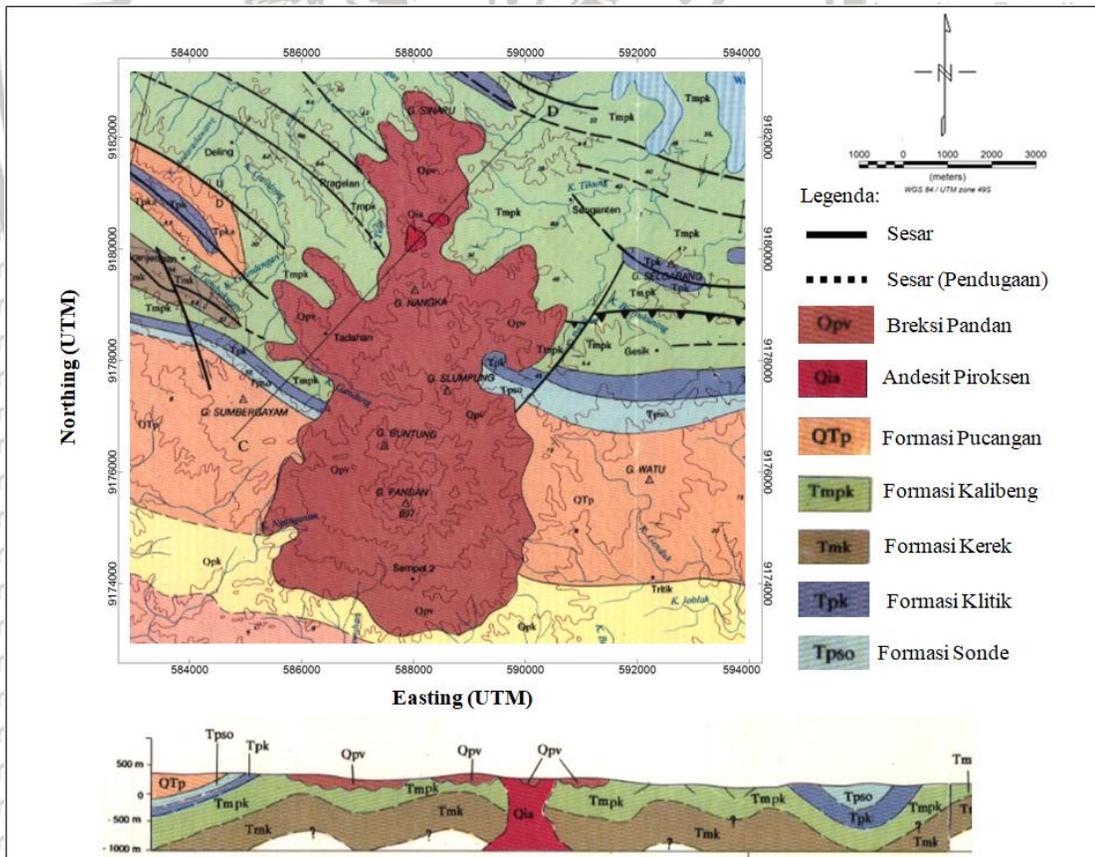
#### 1.5 Manfaat Penelitian

Hasil penelitian ini diharapkan dapat menjadi literatur dalam bidang ilmu pengetahuan dan tambahan informasi potensi panas bumi serta sebagai acuan penelitian lebih lanjut mengenai sistem panas bumi di kompleks gunung Pandan, Jawa Timur.

**BAB II**  
**TINJAUAN PUSTAKA**

**2.1 Geologi Gunung Pandan**

Gunung Pandan berada di bagian selatan Kabupaten Bojonegoro, Jawa Timur yang terletak diantara koordinat 588107.12 m E - 9174952.00 m S. Berdasarkan peta geologi lembar Bojonegoro (Gambar 2.1) menunjukkan gunung Pandan dengan fisiografi daerah termasuk ke dalam lajur kendeng di bagian selatan yang terdiri atas perbukitan berbentuk kasar dengan lereng agak landai sampai curam, mencapai ketinggian antara 150 m - 897 mdpl (Pringgoprawiro, 1992).



**Gambar 2.1** Peta geologi lembar Bojonegoro (Pringgoprawiro, 1992)

Struktur geologi di daerah panas bumi gunung Pandan berupa kelurusan topografi, kelurusan sungai, dan pemunculan mata air panas. Berdasarkan kondisi tersebut, terdapat dua jenis struktur geologi yang berkembang, yaitu sesar normal dan sesar mendatar. Secara umum, orientasi struktur geologi di kompleks Pandan dominan berarah timur laut-barat daya dan barat laut-tenggara, meskipun terdapat beberapa sesar berarah relatif barat-timur (DitjenEBTKE,2017).

Pada zaman plistosen di mandala kendeng terjadi pengangkatan dan persesaran, sehingga pada plistosen akhir terbentuk suatu daratan yang disusul oleh pengendapan sedimen berfasies darat hingga kini. Pada kala plistosen akhir-holosen, muncul batuan terobosan berupa andesit piroksen (Qia) dan breksi gunung Pandan yang merupakan kegiatan vulkanik muda. Sebaran vulkanik ini dijumpai mulai dari gunung Takir di selatan, ke utara berupa gunung Pandan, gunung Buntung dan gunung Nangka. Nama lain dari kompleks yang berkembang dari selatan ke utara daerah penelitian adalah pandan vulkanik. Kegiatan tektonik selama neogen menjadikan daerah panas bumi gunung Pandan banyak dijumpai struktur geologi seperti lipatan, sesar naik, sesar mendatar, sesar normal dan kekar) (Ditjen EBTKE, 2017).

Berdasarkan peta geologi, diketahui bahwa daerah penelitian didominasi oleh batuan hasil erupsi gunungapi pandan yaitu breksi gunung Pandan (Opv) batuan terobosan berupa andesit piroksen (Qia), formasi pucangan (QTp) meliputi breksi vulkanik, batu lempung dan batupasir, formasi sonde (Tpso) terdiri dari tufan perselingan batu lempung, pasiran dan batu gampingan, formasi klitik (Tpk) berupa

batu gamping klasika bersisipan napal dan batu lempung, formasi kalibeng (Tm<sub>pk</sub>) berupa napal, lempung, setempat sisipan tuf, batupasir tufaan, kalkarenit, formasi kerek (T<sub>m</sub>k) terdiri dari perselingan batupasir, batu lempung, tuff napal dan batu gamping, dan formasi kabuh (Q<sub>pk</sub>) berupa konglomerat, batupasir, setempat bersisipan lempung dan napal (Pringgoprawiro, 1992).

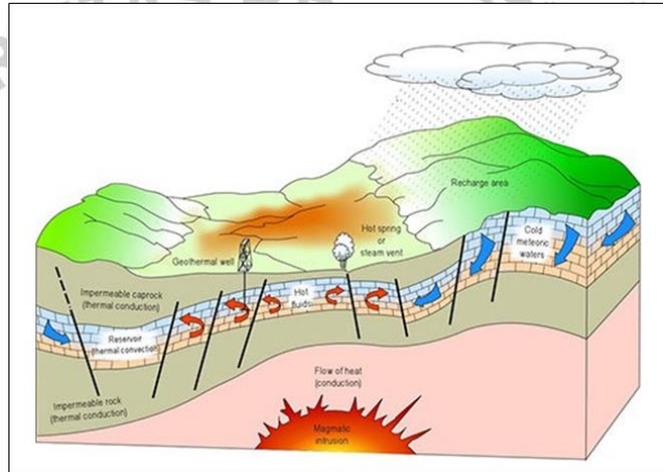
Sumber panas (*heat source*) dalam sistem panasbumi gunung Pandan diduga berasosiasi dengan tubuh batuan plutonik dan dengan kegiatan magmatisme yang menghasilkan batuan vulkanik termuda. Reservoir sistem panasbumi di daerah ini diperkirakan berada pada batuan sedimen yang ditandai dengan nilai tahanan jenis >10 ohm-m hingga sekitar 60 ohm-m dan temperatur fluida reservoir berkisar antara 150°C-165°C. Batuan penudung dalam sistem panasbumi gunung Pandan berupa lapisan lempung hasil proses alterasi batuan yang dikarakterisasi oleh lapisan konduktif dengan nilai tahanan jenis <10 ohm-m. Manifestasi panas bumi berupa mata air hangat, pH netral, daya hantar listrik tinggi, tipe air klorida dan bikarbonat. Temperatur hasil perhitungan geotermometer silika sebesar 158 – 166°C, temperatur reservoir berkisar 150 – 165°C (Ditjen EBTKE, 2017).

## 2.2 Panas Bumi

Kerak bumi memiliki energi yang tersimpan berupa air panas atau uap dan pada kondisi geologi sedalam beberapa kilometer. Daerah panas bumi merupakan suatu daerah pada permukaan bumi dalam batas tertentu yang memiliki energi panasbumi dengan kondisi hidrologi-batuan tertentu. Energi panas bumi bersifat dapat diperbaharui, relatif ramah lingkungan, berpotensi besar dan dapat mengurangi

ketergantungan energi nasional akan bahan bakar minyak (UU RI Nomor 21 Tahun 2014). Komponen utama dalam sistem panas bumi (Gambar 2.2);

1. Sumber panas (*heat source*)
2. Batuan reservoir (*permeable rock*) tempat uap panas terjebak di dalamnya
3. Batuan penutup (*cap rock*)
4. Keberadaan struktur geologi (patahan, perlipatan atau *collapse*)
5. Daerah resapan air atau aliran fluida bawah permukaan (*recharge area*)

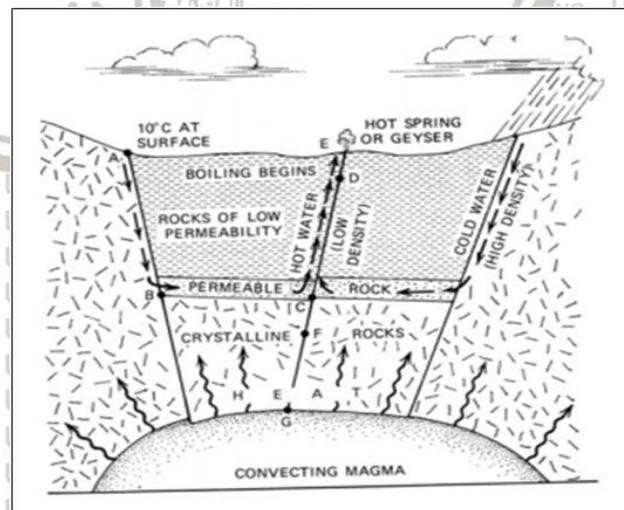


Gambar 2.2 Skema sistem panas bumi (Dickson and Fanelli 1995)

Gambar 2.2 menjelaskan sistem panas bumi dideskripsikan sebagai konveksi air di kerak bumi yang membawa energi panas dari sumber panas (*heat source*) menuju *heat sink*. Sumber panas dapat berupa intrusi magma yang suhunya sangat tinggi ( $>600^{\circ}\text{C}$ ) dan dapat mencapai kedalaman relatif dangkal sekitar (5-10 km).

Reservoir panas bumi adalah batuan permeabel tempat terjadinya sirkulasi panas yang dibawa oleh fluida pembawa panas. Reservoir panas bumi umumnya dilindungi oleh lapisan penutup (*cap rock*) yaitu batuan *impermeabel* yang menjaga tekanan reservoir. Selain itu reservoir juga terhubung dengan zona *recharge* dan zona

*discharge* melalui struktur dan rekahan yang ada (Dickson and Fanelli 1995). Fluida pada sistem panas bumi berasal dari air meteorik atau hujan. Fluida tersebut dari *zona recharge* bergerak menuju ke sumber panas akibat adanya gravitasi bumi. Fluida ini dipanaskan oleh *heat source* secara konduksi melalui batuan di sekitar panas sehingga temperatur fluida meningkat dan membawa energi panas. Panas tersebut mengakibatkan aliran konveksi fluida di dalam pori-pori batuan reservoir. Dalam perjalanannya, fluida termal yang berupa uap dan atau air panas dapat tersimpan dalam suatu formasi batuan yang berada diantara sumber panas dan daerah tampungan panas. Kemudian fluida panas akan bergerak ke atas melalui rekahan-rekahan yang memungkinkan uap dan air panas mengalir ke permukaan. *Cap rock* atau batuan penudung yang berfungsi untuk menahan aliran panas fluida panasbumi ke permukaan dan reservoir yang memiliki permeabilitas dan porositas tinggi. Permeabilitas dan porositas ini dapat disebabkan adanya porositas batuan dan karena adanya struktur berupa rekahan, sesar atau kekar.



**Gambar 2.3** Skema model konveksi fluida pada sistem panas bumi (White, 1970)

Mekanisme fluida yang terdapat pada reservoir sistem panas bumi terjadi karena fluida meteorik dingin yang berasal dari zona *recharge* bergerak ke bawah permukaan dan menuju ke sumber panas (*heat source*) akibat adanya gravitasi bumi.

Fluida yang dekat dengan sumber panas akan mengalami pemanasan secara konduksi oleh batuan yang ada disekitar sumber panas seperti yang dijelaskan pada Gambar

2.3. Panas tersebut mengakibatkan terjadinya aliran konveksi fluida di dalam reservoir. Fluida panas memiliki denistas yang rendah dari pada fluida dingin sehingga fluida tersebut cenderung bergerak ke atas melalui rekahan-rekahan yang ada dan muncul sebagai manifestasi yang ada di permukaan. Manifestasi-manifestasi panasbumi di permukaan terdapat beberapa macam diantaranya: Tanah Hangat (*Warm Ground*), Tanah Beruap (*Steaming Ground*), Mata Air Panas (*Hot Spring*), Kolam Air Panas (*Hot Pools*), Telaga Air Panas (*Hot Lakes*), Fumarol, Solfatar, *Geysir*, Kubang Lumpur Panas (*Mud Pools*), Silika Sinter dan Batuan Alterasi. Manifestasi yang nampak tersebut memberikan informasi karakteristik dari sistem panasbumi yang ada di bawah permukaan (Saptadji, 2009).

Berdasarkan jenis fluida produksi dan jenis kandungan fluida utamanya, sistem hidrotermal dibedakan menjadi dua fasa yaitu sistem satu fasa dan sistem dua fasa. Sistem satu fasa adalah sistem dominasi air atau sistem dominasi uap. Sistem dominasi uap merupakan sistem yang sangat jarang dijumpai, dimana reservoir panas bumi memiliki kandungan fasa uap yang lebih dominan dibandingkan dengan fasa air. Rekahan umumnya terisi oleh uap dan pori-pori batuan masih menyimpan air. Reservoir air panasnya, umumnya terletak jauh di kedalaman di bawah reservoir dominasi uapnya. Sedangkan sistem dominasi air merupakan sistem panas bumi yang

umum terdapat di dunia, dimana reservoirnya mempunyai kandungan air yang sangat dominan walaupun ‘*boiling*’ sering terjadi pada bagian atas reservoir membentuk lapisan penundung uap yang memiliki temperatur dan tekanan yang tinggi.

Sistem hidrotermal di alam dapat berbeda-beda tergantung dari karakteristik geologi, fisika dan kimianya. Sistem panas bumi di Indonesia di dominasi oleh sistem hidrotermal bertemperatur tinggi dan sedang. Perbedaan sistem hidrotermal yang didasarkan pada tinggi rendahnya suhu reservoir suatu sistem panas bumi dibedakan menjadi tiga atau lebih yang didasarkan pada ketetapan pada suhu yang diperkirakan signifikan baik secara termodinamika atau pemanfaatan secara ekonomi. Proyek panas bumi yang dimanfaatkan sebagai sumber energi listrik dapat mengundang investor apabila temperatur fluida reservoir tinggi, volume besar dan permeabilitasnya tinggi. Reservoir panas bumi dapat dikategorikan menjadi 3 berdasarkan tinggi rendahnya temperatur fluidanya :

1. Temperatur tinggi bila fluida mencapai  $> 225^{\circ}\text{C}$
2. Temperatur sedang bila temperatur fluida berkisar antara  $125\text{-}225^{\circ}\text{C}$
3. Temperatur rendah bila temperatur fluida berkisar antara  $<125^{\circ}\text{C}$

### 2.3 Teori Dasar Magnetik

Gaya magnetik yang dihasilkan akibat dua kutub magnetik  $q_1$  dan  $q_2$  yang berjarak  $r$  dapat dirumuskan sebagai berikut;

$$\vec{F} = \frac{1}{\mu} \frac{q_1 q_2}{r^2} \vec{r}_1 \quad (2.1)$$

dengan  $\vec{F}$  adalah gaya magnet yang dialami  $q_2(N)$ ;  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Wb/A.m}$

permeabilitas medium antar magnet dan  $\vec{r}_1$  adalah vektor satuan dari  $q_1$  dan  $q_2$  (m) (Telford, et al 1990).

Gaya magnet yang ditimbulkan dikarenakan suatu muatan yang bergerak dengan kecepatan  $v$  dalam suatu medan magnet  $B$  dapat ditulis dengan persamaan gaya Lorentz (Griffiths, 1999).

$$\vec{F} = q(\vec{v} \times \vec{B}) \quad (2.2)$$

dengan  $\vec{F}$  = gaya magnet yang dialami  $q$  (N);  $v$  adalah kecepatan linear muatan (m/s) dan  $B$  merupakan medan magnet sekitar muatan (T)

Medan  $\vec{H}$  sebanding dengan induksi magnetik  $\vec{B}$ . Untuk membedakan bahan magnetiknya, maka istilah ini digunakan. Diperoleh persamaan material linear sebagai berikut (Giancoli, 1999),

$$\vec{B} = \mu_r \cdot \vec{H} \quad (2.3)$$

Dimana  $\vec{B}$  adalah medan magnet terinduksi (T);  $\mu_r$  permeabilitas relatif bahan (henry/m) dan  $\vec{H}$  adalah intensitas medan magnet (A/m).

## 2.4 Medan Magnet Dipole

Ketika terdapat suatu benda yang memiliki medan magnet, menginduksi benda lain hingga benda tersebut termagnetisasi, maka arah medan magnet benda yang termagnetisasi adalah sama dengan benda sumber medan magnet. Benda yang memiliki medan magnet mempunyai sifat yaitu selalu dwi kutub atau dipol.

Kerapatan garis fluks sebanding dengan intensitas medan magnetnya.

Pada bagian tengah benda magnet, intensitas medan magnetnya lebih rendah dibandingkan dengan di daerah kutub. Arah medan magnet berlawanan dengan arah tepi dipol namun sejajar pada pusatnya. Intensitas medan magnet bumi di daerah sekitar ekuator adalah 30.000 gamma, sedangkan di daerah kutub adalah 60.000 gamma (Breiner 1973).

## 2.5 Suseptibilitas Kemagnetan

Besaran ini digunakan untuk menentukan tingkat suatu benda untuk dapat dimagnetisasi yang dituliskan sebagai (Untung 2001):

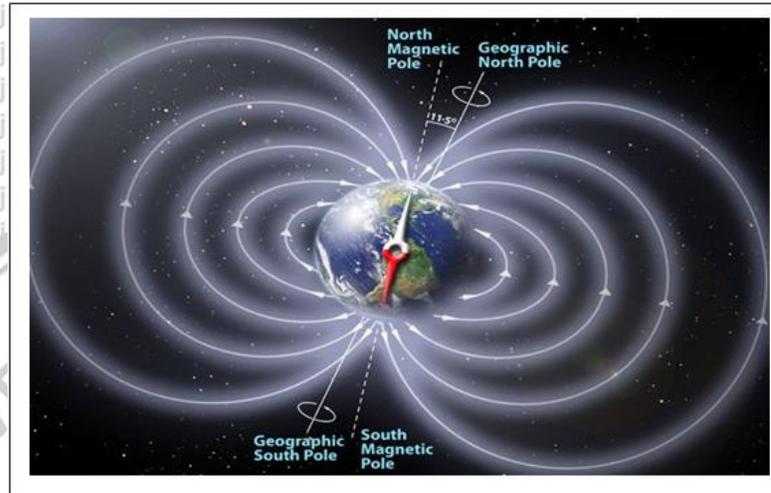
$$\vec{I} = k\vec{H} \quad (2.4)$$

Dimana  $\vec{I}$  adalah medan magnet batuan (nT);  $\vec{H}$  medan magnet bumi (nT) dan  $k$  adalah suseptibilitas batuan.

## 2.6 Medan Magnet Bumi

Bumi berlaku seperti sebuah magnet sferis yang sangat besar dengan suatu medan magnet yang mengelilinginya. Medan itu dihasilkan oleh suatu dipole magnet yang terletak pada pusat bumi, sumbu dipole ini bergeser  $11,5^\circ$  dari sumbu rotasi bumi, yang berarti kutub utara geografis bumi tidak terletak pada tempat yang sama dengan kutub utara magnetik bumi. Menurut IGRF (2000), perhitungan posisi simetris dimana dipole magnetik memotong permukaan bumi, letak kutub utara magnet bumi adalah  $78,5^\circ$  N,  $70^\circ$  W (sebelah barat Greenland) dan  $78,5^\circ$  S,  $110^\circ$  E (Antartika) untuk kutub selatan. Garis fiktif *equator geomagnet* adalah acuan dengan sudut inklinasi nol (Wirasantosa, 1984).

Menurut Untung (2001), kuat medan magnet di permukaan bumi lebih dari 90% berasal dari dalam bumi (*internal field*), sedangkan sisanya adalah medan dari luar bumi (*external field*) dan magnet dari kerak bumi yang menjadi target eksplorasi.



**Gambar 2.4** Medan magnet bumi dengan sudut inklinasi  $11,5^\circ$  (Lynch, 2011)

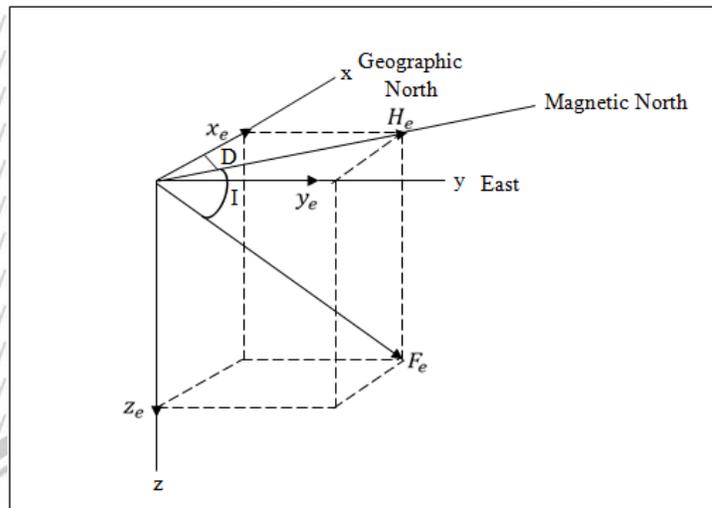
Berdasarkan hasil penelitian Untung (2011), terdapat medan magnet dengan periode pendek yang menyebabkan medan magnet bumi bervariasi terhadap waktu, diantaranya ;

1. Variasi sekuler, disebabkan adanya perubahan internal bumi dengan rentang waktu cukup lambat yaitu antara puluhan hingga ratusan tahun. Secara teoritis terdapat medan magnet sebagai fungsi posisi di permukaan bumi yang dihitung setiap 5 tahun sekali oleh *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA) yang disebut *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF).
2. Variasi harian (diurnal), disebabkan secara periodik setiap hari, medan magnet bumi berosilasi cepat dengan magnitude kecil dengan nilai rata-rata  $12\gamma$ .

Terdapat pula variasi dominan yang dikarenakan gangguan matahari (*solar-diurnal variation*) berupa variasi ultraviolet yang menyebabkan ionisasi dan menimbulkan arus sebagai sumber medan magnet. Variasi ini bersifat acak namun memiliki periodik yang panjang sekitar 25 jam dengan nilai perubahan sekitar  $10\text{-}30\gamma$  ( $1\gamma = 1\text{nT}$ ). Komponen lain dalam diurnal adalah lunar-diurnal variation yang diakibatkan rotasi bumi terhadap bulan sebesar  $1/15$  dari amplitudo variasi matahari.

3. Badai magnetik (*magnetic storm*) diakibatkan oleh aktivitas matahari, bersifat sangat cepat, acak dan besar hingga dapat mengacaukan hasil akuisisi data magnetik. Nilai osilasi magnitudo badai mencapai  $1000\gamma$  di daerah khatulistiwa sampai lintang  $60^\circ$ .

Medan magnet bumi diuraikan menjadi komponen mendatar dan tegak dengan  $P$  unsur magnetik  $X, Y, Z, D, I, H$  dan  $F$  yang ditunjukkan pada Gambar 2.5, dengan deklinasi ( $D$ ) merupakan sudut antara kutub utara bumi dan kutub utara magnetik, dan inklinasi ( $I$ ) merupakan sudut antara kutub utara magnetik dengan suatu titik pengukuran.  $F_e$  merupakan kutub utara dan pada kutub selatan memiliki intensitas sebesar  $0,6$  dan  $0,7$  Oested atau setara dengan  $6 \times 10^{-5} \text{T}$  dan  $7 \times 10^{-5} \text{T}$  dimana terletak di Pasifik sebelah selatan Chili, (Wirasantosa, 1984).



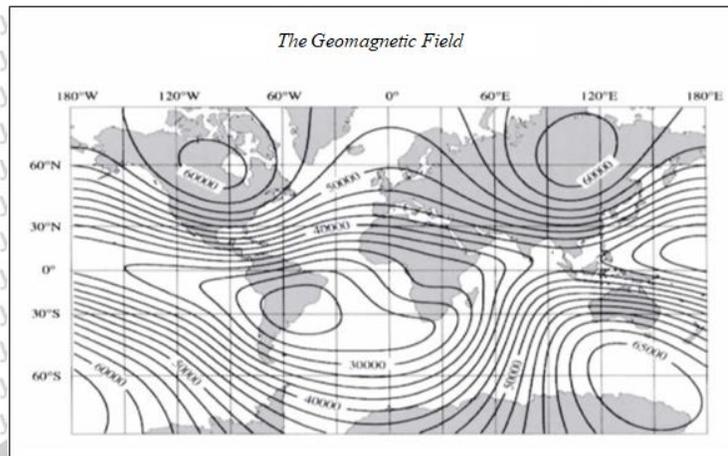
**Gambar 2.5** Elemen dari medan magnet bumi (Telford, et al 1990)

### 2.6.1 Medan Magnet Utama

Medan magnet ini dapat didefinisikan sebagai rata-rata hasil pengukuran dalam kurung waktu 1 tahun dengan luasan tertentu dan tidak menghilangkan medan periodik yang berasal dari luar, dikarenakan sumber medan magnet ini berasal dari internal bumi sehingga nilainya tidak konstan dan perubahannya sangat lamban.

Pengukuran dilakukan tiap lima tahun sekali dan variasi sekulernya bersifat regional.

Secara teoritis, medan magnet bumi terbentuk dikarenakan adanya sumber dari dalam bumi berupa arus listrik yang keluar-masuk dan termagnetisasi parmanen. Inti bumi tersusun dari besi dan nikel yang serupa dynamo dengan konduktivitas tinggi. Inti bumi bergerak dengan mekanisme kompleks seperti variasi termal dengan alirannya, senyawa kimia dan arus. Hal ini menyebabkan munculnya medan magnet apabila terjadi kombinasi antara gerak dan arus (Telford, et al 1990).



**Gambar 2.6** Peta medan magnet utama bumi (Blakely, 1995)

Beberapa teori klasik menyatakan bahwa medan magnet bumi timbul dikarenakan adanya aliran listrik pada kerak bumi (Clark, S.P 1971). Teori yang dikemukakan oleh Elsasser (1950), menyatakan bahwa bumi merupakan sebuah dynamo raksasa yaitu dalam inti bumi terdapat suatu aksi yang dikenal dengan *self-exciting dynamo actions*.

### 2.6.2 Medan Magnet Luar

Sumber medan magnet ini berasal dari luar bumi yang hanya bagian kecil dari medan magnet bumi. Sinar ultraviolet matahari mengionisasi atmosfer luar yang menimbulkan arus listrik (Moehadi, 2000).

Sumber dari medan magnet luar berdasarkan (Wahyudi 2004), adalah :

1. Siklus sebelas tahun dimana konduktivitas listrik lapisan atmosfer berubah
2. Variasi harian dikarenakan pasang surut matahari dengan periode 24 jam dan jangkauan 30 nT.
3. Variasi harian dikarenakan pasang surut bulan dengan periode 25 jam dan jangkauan 2 nT.

### 2.6.3 Anomali Magnetik Lokal

Target dari survei geomagnetik adalah variasi medan magnet yang terukur di permukaan dengan anomali sekitar ratusan hingga ribuan nano-Tesla. Anomali ini disebabkan oleh medan magnet induksi dan medan magnet remanen.

Anomali ini disebabkan oleh batuan yang termagnetisasi oleh medan magnet bumi sehingga menimbulkan medan induksi dan kemagnetan remanen pada batuan tersebut. Anomali magnet ini menyebabkan perubahan pada medan magnet utama dengan nilai yang sangat kecil. Perubahan medan magnet ini terkait dengan kandungan mineral magnetik pada batuan dekat permukaan, sehingga anomali ini terkonsentrasi karena letak sumber tidak terlalu dalam.

Anomali medan magnet total dapat dirumuskan sebagai berikut (Telford, et al 1990) :

$$\Delta H = |H| - |H_0| \quad (2.5)$$

dimana  $|H|$  adalah medan magnet pada suatu titik dan  $|H_0|$  merupakan medan magnet utama pada titik yang sama.

### 2.7 Suseptibilitas Batuan dan Mineral

Anomali medan magnet dapat timbul ketika suatu benda berada dalam medan magnet, maka akan timbul medan magnet baru dalam benda tersebut. Di dalam bumi terdapat batuan dengan kandungan mineral magnetik, sehingga medan magnet normal bumi akan terganggu dengan adanya anomali medan magnet dari batuan yang termagnetisasi, (Telford, et al 1990).

Sifat magnetik material pembentuk batuan dapat dibagi menjadi tiga yaitu;

### 1. Diamagnetik

Batuan dengan sifat diamagnetik mempunyai atom pembentuk batuan dengan kulit elektron berpasangan dan memiliki spin yang berlawanan tiap pasangannya.

Apabila atom tersebut mendapatkan medan magnet dari luar orbit, maka elektron dari atom itu akan menghasilkan medan magnet lemah yang berlawanan dengan medan magnet luar tadi. Sehingga batuan tersebut memiliki nilai suseptibilitas  $k$

negatif dan kecil ( $[-8 < k < 310] \times 10^{-6} emu$ ), serta tidak bergantung pada medan magnet luar. Contoh dari batuan ini adalah bismuth, gypsum, kuarsa, grafit, marmer dan garam.

### 2. Paramagnetik

Batuan dengan sifat paramagnetik memiliki kulit elektron terluar dimana elektron di kulit tersebut spinnya tidak berpasangan dan arah spinnya sama.

Apabila atom tersebut mendapatkan medan magnet dari luar orbit, maka spin dari elektron terluar akan berpresesi menghasilkan medan magnet searah dengan medan magnet luar dan menguatkannya. Akan tetapi, agitasi termal membuat

momen magnetik yang terbentuk terorientasi secara acak. Oleh karena itu, maka batuan tersebut memiliki sifat suseptibilitas  $k$  positif dengan nilai sedikit lebih

besar dari satu ( $[4 < k < 360000] \times 10^{-6} emu$ ) dan bergantung pada temperatur.

Contoh dari batuan ini adalah olivine, garnet, amfibolit, piroksin biotit dll.

### 3. Ferromagnetik

Batuan dengan sifat ferromagnetik memiliki banyak kulit elektron dengan dengan satu elektron sehingga mudah terinduksi medan magnet dari luar. Dengan adanya kelompok elektron dengan spin searah yang membentuk dipol-dipol magnet yang searah pula, maka batuan ini semakin mudah terinduksi. Oleh karena itu, maka batuan tersebut memiliki sifat suseptibilitas  $k$  positif dengan nilai jauh lebih besar dari satu ( $100 < k < (1,6 \times 10^6) \times 10^{-6} emu$ ) dan bergantung pada temperatur. Contoh dari batuan ini adalah nikel, besi dan kobalt.

Secara umum, batuan terbagi menjadi tiga. Berikut adalah jenis batuan beserta nilai suseptibilitasnya :

#### 1) Batuan sedimen

Anomali magnetik yang didapat saat survei geomagnet, sebagian besar disebabkan oleh lapisan batuan beku *basement*, karena batuan sedimen adalah magnetik yang sangat lemah. Batuan ini memiliki jangkauan nilai suseptibilitas  $(0 - 4000) \times 10^{-6} emu$ , dengan rata-rata  $(10 - 75) \times 10^{-6} emu$ . Contoh dari batuan ini adalah *limestones, shales, dolomite* dan *sandstone*.

#### 2) Batuan beku

Batuan ini memiliki sifat magnetik yang bervariasi, cenderung bermagnetik lemah dan biasanya bersifat asam (*acidic*). Batuan ini memiliki jangkauan nilai suseptibilitas  $(0 - 9710) \times 10^{-6} emu$  dengan rata-rata  $(200 - 1350) \times 10^{-6} emu$ . Contoh dari batuan ini adalah *rhyolite, andesit, granite* dan *basalt*.

### 3) Batuan metamorf

Batuan ini terbentuk dari batuan sedimen yang terproses oleh suhu yang tinggi dan tekanan yang besar, sehingga batuan metamorf memiliki sifat magnet yang bervariasi (Robinson E.S dan Cahit Coruh 1988).

## 2.8 Survei Geomagnetik

Bumi diibaratkan sebagai benda magnet raksasa dimana letak kutubnya tidak berimpit dengan kutub geografis. Intensitas magnetik bernilai minimum pada daerah khatulistiwa dan bernilai maksimal pada daerah kutub. Dikarenakan terdapat perbedaan antara kutub magnet dan kutub geografis inilah yang disebut dengan deklinasi, sedangkan nilai inklinasinya menentukan arah polarisasi benda magnet. Hasil pengukuran medan magnet yang dilakukan di bumi merupakan total dari parameter magnetik bumi. Parameter tersebut dapat diartikan sebagai variasi yang terjadi akibat adanya anomali. Berikut empat variasi medan magnet bumi berdasarkan (Broto 2011):

1. Variasi sekuler, merupakan variasi yang berjalan lambat dikarenakan perubahan posisi kutub bumi.
2. Variasi medan magnet, merupakan variasi yang dikarenakan tidak homogenya kerak bumi dan memiliki nilai yang relatif kecil. Dalam eksplorasi, hal inilah yang dicari sebab ketidakhomogenan medan magnet menunjukkan sifat kemagnetan batuan (*suseptibilitas*) dari batuan yang memiliki kandungan mineral magnetik.

3. Variasi harian, merupakan variasi yang disebabkan oleh aktivitas matahari yang mempengaruhi keadaan atmosfer. Selain matahari, bulan juga berpengaruh dalam kondisi atmosfer.

4. Variasi yang bersifat acak atau biasa disebut badai magnetik. Variasi ini disebabkan oleh aktivitas matahari yang menembakkan partikel dengan energi tinggi dan menumbuk atmosfer bumi. Hasil dari tumbukan antara partikel dan atmosfer inilah yang menyebabkan fluktuasi sifat magnetik.

Anomali medan magnet yang disebabkan oleh medan magnet residual dan medan magnet induksi adalah target survei metode magnetik. Apabila arah medan magnet remanen sama dengan arah medan magnet induksi, maka anomali medan magnet semakin besar. Ketika nilainya kurang dari 25% dari medan magnet bumi, maka efek medan magnet remanen dapat diabaikan (Telford, et al 1990).

### 2.8.1 Koreksi Diurnal

Koreksi variasi harian dilakukan karena adanya perbedaan waktu pengukuran dan efek sinar matahari dalam satu hari menyebabkan penyimpangan intensitas medan magnet bumi. Waktu yang dimaksud adalah waktu yang mengacu atau sesuai dengan waktu pengambilan data di setiap stasiun pengukuran yang akan dikoreksi.

Apabila nilai variasi harian bernilai negatif maka koreksi harian dilakukan dengan cara menambahkan nilai variasi harian, sebaliknya jika variasi harian positif, maka koreksinya dilakukan dengan cara mengurangi nilai variasi harian. Tujuannya adalah untuk menyeragamkan nilai medan magnet total bumi yang terukur di lapangan (Telford, et al 1990).

Rumusan untuk koreksi diurnal:

$$H_D = \frac{t_n - t_{aw}}{t_{ak} - t_{aw}} (H_{ak} - H_{aw}) \quad (2.6)$$

dimana

$t_n$  = Waktu pada titik n  $t_{ak}$  = Waktu pada titik akhir

$H_{aw}$  = Nilai medan magnet pada titik akhir  $t_{aw}$  = Waktu pada titik awal

$H_{ak}$  = Nilai medan magnet pada titik awal

### 2.8.2 Koreksi Normal (IGRF)

Medan magnet total merupakan resultan dari tiga komponen dasar medan magnet, yaitu medan anomali, medan luar dan medan utama. Medan magnet utama adalah rata-rata nilai intensitas medan magnet pada daerah pengukuran. Ketika medan magnet luar dapat dihilangkan dengan koreksi harian, maka medan magnet utama dapat dihilangkan menggunakan koreksi IGRF. IGRF (*International Geomagnetik Reference Field*) merupakan model utama *spherical harmonic* medan magnet bumi dan telah disetujui secara internasional. Nilai dari koreksi IGRF ini didapatkan dari kalkulator medan magnet di website NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.7

Gambar 2.7 Kalkulator medan magnet (NOAA, 2018)

Setelah didapatkan nilai dari koreksi IGRF, nilai anomali medan magnet dapat dihitung menggunakan perumusan berikut :

$$\Delta H = H_n - (H_D + H_{IGRF}) \quad (2.7)$$

dimana :

$\Delta H$  = Anomali medan magnet total

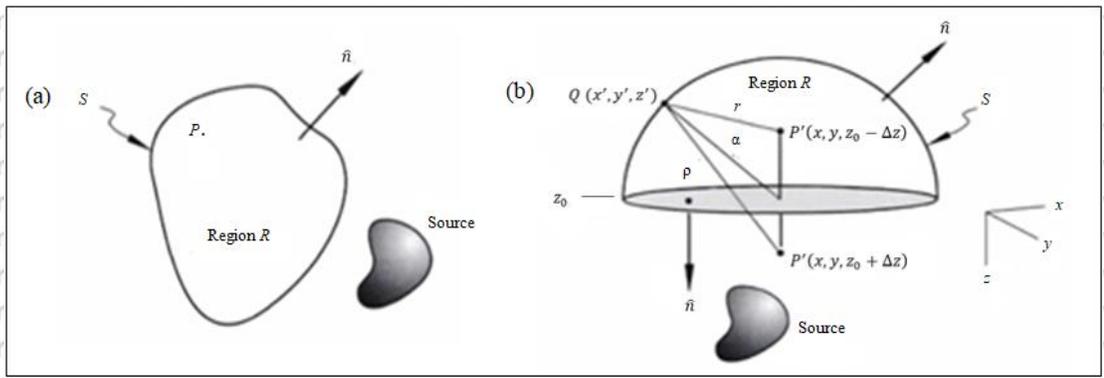
$H_D$  = Koreksi harian

$H_n$  = Medan magnet terukur

$H_{IGRF}$  = Koreksi IGRF

### 2.8.3 Kontinuitas ke Atas

Kontinuitas ke atas merupakan metode yang digunakan sebagai filter untuk menghilangkan *noise* dari benda-benda dekat permukaan dan juga mengurangi efek dari anomali dangkal. Metode ini menjadikan data seolah-olah diukur pada permukaan yang lebih atas dari suatu level permukaan.



Gambar 2.8 Prinsip kontinuitas ke atas dari permukaan horizontal (Blakely, 1995)

Keterangan :

(a) Dalam batas  $S$ , dari perilaku  $R$  dapat diketahui fungsi harmonik tiap titikanya dalam wilayah  $R$ . (b) Pada  $z = z_0$ , terdapat medan potensial dan diharapkan berada pada titik  $P(x, y, z_0 - \Delta z)$  dimana  $\Delta z > 0$ . Bidang horizontal dan setengah bola merupakan permukaan dari  $S$  dengan jari-jari  $\alpha$ . Titik  $P$  diproyeksikan terhadap bidang horizontal sehingga menghasilkan cerminan berupa  $P'$

Teorema *green* merupakan konsep dasar dari kontinuitas ke atas. Diasumsikan bahwa sumbu  $z$  pada koordinat Cartesian mengarah ke bawah, medan potensial diukur pada permukaan datar dimana  $z = z_0$  dan pada titik tunggal  $P = (x, y, z_0 - \Delta z)$  di atas permukaan datar dimana  $\Delta z > 0$ . Pada gambar 2.8, permukaan  $S$  dengan radius  $\alpha$  terdiri atas dua tingkat yaitu permukaan datar dan *hemisphere*, sedangkan sumber berada pada  $z > z_0$ . Ketika  $\alpha \rightarrow \infty$ , didapatkan persamaan sebagai berikut (Blakely 1995) :

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left( \frac{1}{4\pi} \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial U(x, y, z_0)}{\partial z} - (x, y, z_0) \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{1}{r} \right) \right) dx dy \quad (2.8)$$

dimana,

$$r = \sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z_0 - \Delta z - z')^2}, \text{ dan } \Delta z > 0.$$

### 2.8.4 Reduksi ke Kutub

Reduksi ke kutub merupakan salah satu filter pengolahan data magnetik untuk menghilangkan pengaruh sudut inklinasi magnetik. Filter ini digunakan karena sifat dipol anomali magnetik yang menyulitkan interpretasi data lapangan yang umumnya masih berpola asimetrik. Reduksi ke kutub digunakan untuk menyederhanakan interpretasi data medan magnetik pada daerah-daerah berlintang rendah dan menengah. Hasil dari reduksi ke kutub menunjukkan anomali magnetik menjadi satu kutub (Blakely, 1995). Secara umum, magnetisasi dan medan *ambient* tidak vertikal. Anomali ini ditransformasi pada domain Fourier diberikan oleh persamaan sebagai berikut:

$$F[\Delta T_r] = F[\psi_r] F[\Delta T] \tag{2.9}$$

dimana :

$$F[\psi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)} |k| \neq 0 \tag{2.10}$$

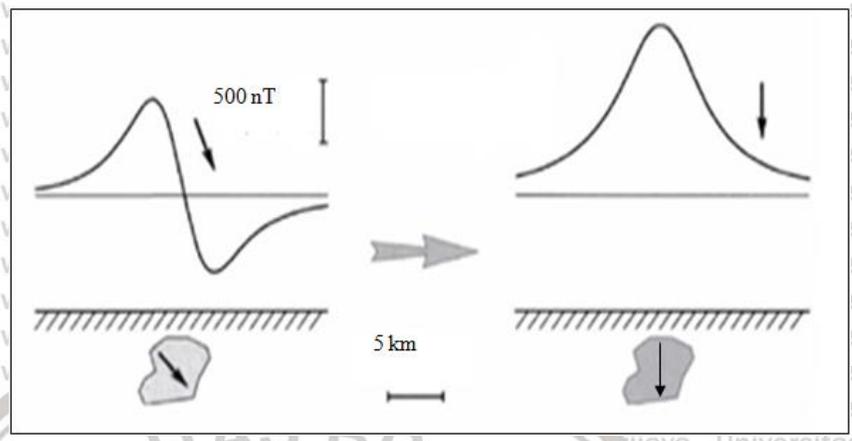
dengan,

$$a_1 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x \qquad b_1 = \hat{m}_x \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_x$$

$$a_2 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y \qquad b_2 = \hat{m}_y \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_y$$

$$a_3 = -\hat{m}_x \hat{f}_x - \hat{m}_y \hat{f}_y$$

Hasil dari reduksi ke kutub ini dapat digambarkan sebagai berikut:



**Gambar 2.9** Anomali magnetik dan setelah dilakukan Reduksi ke Kutub (Blakely, 1995)

Aplikasi dari  $F[\psi_r]$  disebut sebagai reduksi ke kutub karena  $\Delta T_r$  adalah anomali yang akan diukur di kutub utara magnetik dimana induksi magnetisasi dan medan *ambient* akan mengarah vertikal ke bawah seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 2.4.  $\Theta_m$  adalah fungsi kompleks magnetisasi,  $\Theta_f$  adalah fungsi kompleks medan utama,  $m_{x,y,z}$  adalah vektor satuan dalam arah magnetisasi  $(x,y,z)$ ,  $f_{x,y,z}$  adalah vektor satuan dalam arah medan utama  $(x,y,z)$ , dan  $k$  adalah bilangan gelombang.

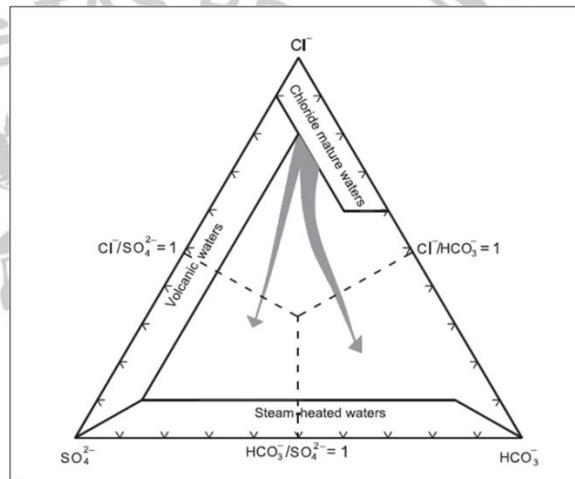
### 2.9 Geokimia Panas Bumi

Fluida panas bumi bisa berasal dari air permukaan, fluida magmatik atau pencampuran antara keduanya dimana komposisi kimianya sangat beragam dan dipengaruhi oleh kondisi geologi, asal air, dan pencampuran gas-gas magmatik.

Komposisi fluida dari manifestasi panas bumi dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan dari suatu sistem panas bumi (Sukhyar, dkk 2014).

### 2.9.1 Tipe Air Panas

Komposisi kimia air panas bumi dipengaruhi oleh interaksi antara batuan dan air. Anion yang terkandung dalam air panas bumi dapat menunjukkan proses interaksi tersebut. Konsentrasi masing-masing unsur terlarut seperti Cl, HCO<sub>3</sub>, dan SO<sub>4</sub> dapat digunakan untuk mengklasifikasikan tipe air panas dari suatu sistem panas bumi dan dapat juga dievaluasi dengan menggunakan diagram triangular Cl-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>, (Sukhyar, dkk 2014).



**Gambar 2.10** Diagram trilinear Cl-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> (Ting, 2010)

#### 1.) Air Klorida

Air klorida adalah tipe fluida panas bumi yang ditemukan pada daerah dengan sistem temperatur tinggi. Daerah yang memiliki mataair panas yang mengalir dalam skala besar dengan konsentrasi Cl yang tinggi berasal dari reservoir dalam dan merupakan indikasi dari zona permeabel pada daerah tersebut (Aribowo dan Heri, 2012). Mengandung Cl sebagai anion utama, berkisar antara <1000 ppm sampai 10.000 ppm. Derajat keasaman air klorida mendekati netral, tetapi dapat bersifat asam lemah bergantung pada kandungan unsur CO<sub>2</sub> terlarut. Kondisi air

panas biasanya jernih, berwarna biru, dan pada temperatur yang tinggi biasanya ditemukan sinter silika (Sukhyar, dkk 2014).

Mataair panas Cl dengan debit keluaran dan temperatur yang tinggi merupakan air yang paling representatif untuk mengetahui kondisi reservoir.

Mataair panas klorida menunjukkan zona temperatur tinggi dari suatu sistem panasbumi. Pada sistem panas bumi topografi datar, kemunculan air klorida dapat menunjukkan zona upflow atau temperatur tinggi dari sistem tersebut. Sedangkan pada topografi tinggi, kemunculan air klorida umumnya berasosiasi dengan zona *outflow* atau aliran lateral dari suatu sistem panas bumi (Sukhyar, dkk 2014).

## 2.) Air Asam Sulfat

Air asam sulfat adalah fluida yang terbentuk pada kedalaman dangkal sebagai akibat dari proses kondensasi gas panasbumi yang menuju permukaan (Aribowo and N 2012). Air asam sulfat terbentuk di daerah paling dangkal pada sistem panasbumi, sehingga tidak dapat memberikan indikasi terhadap kondisi yang lebih dalam dari suatu sistem panasbumi. Air asam sulfat dicirikan dengan nilai unsur  $\text{SO}_4$  yang tinggi, Cl dan  $\text{HCO}_3$  sangat rendah dengan pH rendah (2-3), umumnya terbentuk kolam lumpur dan pelarutan batuan sekitarnya. Kemunculan air asam sulfat yang disertai fumarol atau tanah panas pada sistem panas bumi dengan topografi tinggi merupakan indikasi zona *upflow* dari sistem panas bumi tersebut (Sukhyar, dkk 2014).

## 3.) Air Bikarbonat

Air bikarbonat dicirikan dengan kandungan unsur  $\text{HCO}_3$  yang tinggi dengan anion utama  $\text{HCO}_3$  dan kation utama Na, terbentuk di daerah pinggir dan dangkal,

terbentuk absorpsi gas CO<sub>2</sub> dan kondensasi uap air ke dalam air tanah. Pada sistem yang didominasi oleh batuan vulkanik, air bikarbonat biasanya terbentuk di daerah marginal dan dekat permukaan. Air bikarbonat memiliki pH yang mendekati netral sebagai akibat reaksi dengan batuan lokal (baik pada reservoir dangkal atau selama proses mengalir ke permukaan). Sulfat kebanyakan ada dengan bermacam-macam jumlah dan kandungan. Air tipe ini cenderung mudah bereaksi dan sangat korosif (Sukhyar, dkk 2014).

### 2.9.2 Geotermometer Unsur

Komposisi kimia fluida dapat digunakan untuk memperkirakan temperatur bawah permukaan atau biasa disebut sebagai geotermometer (Sukhyar, dkk 2014).

Geotermometer kimia merupakan alat matematis yang digunakan untuk memperkirakan temperatur maksimum reservoir pada keadaan setimbang dari air yang terpanaskan oleh sistem panas bumi. Geotermometer seringkali digunakan pada eksplorasi panas bumi. Geotermometer kation memanfaatkan reaksi spesifik antara mineral dengan zat terlarut dan menganggap bahwa air yang terpanaskan akan naik ke permukaan dengan cepat kemudian akan kembali keadaan kesetimbangan secara perlahan pada temperatur rendah, dan mengabaikan pencampuran dengan air permukaan dangkal. Geotermometer diharapkan dapat memberikan prediksi suhu reservoir yang akurat pada zona produksi menggunakan data yang diperoleh dari manifestasi panas bumi sebelum dilakukan pengeboran (Karingithi, 2009).

Geotermometer air yang paling penting adalah silika, Na-K, dan Na-K-Ca geotermometer. Geotermometer lainnya didasarkan pada rasio kation dan air tidak

bermuatan selama kesetimbangan berlaku. Persamaan temperatur untuk geotermometer merupakan persamaan temperatur untuk konstanta kesetimbangan khusus mengacu pada reaksi mineral dengan larutan tertentu (Karingithi, 2009)

### 1. Geotermometer Silika

Fase silika yang hadir dalam fluida panasbumi adalah kuarsa, kalsedon dan silika amorf (Arnórsson 2000). Geotermometer kuarsa baik digunakan untuk reservoir yang memiliki temperatur  $>150^{\circ}\text{C}$ . Pada temperatur  $<150^{\circ}\text{C}$ , kalsedon lebih mengontrol kandungan silika terlarut daripada kuarsa (Karingithi, 2009).

Terdapat beberapa macam geotermometer silika, antara lain :

- a. Geotermometer kuarsa yang mengalami pendinginan secara adiabatik (*maximum steam loss*) digunakan untuk air dari sumur pengeboran atau mataair yang sangat mendidih dan mempunyai deposit silika sinter (Karingithi, 2009).

Adapun perumusan geotermometer kuarsa yang mengalami pendinginan secara adiabatik adalah sebagai berikut (Fournier, 1977) :

$$T^0 = \frac{1522}{5,72 - \log(\text{SiO}_2)} - 273,15 \quad (2.11)$$

- b. Geotermometer kuarsa yang mengalami pendinginan secara konduktif (*no steam loss*) digunakan untuk air yang berasal dari mataair yang hampir mendidih sehingga memberikan estimasi temperatur reservoir berdasarkan kelarutan kuarsa (Karingithi, 2009). Adapun perumusan geotermometer kuarsa yang mengalami pendinginan secara konduktif adalah sebagai berikut (Fournier, 1977) :

$$T^0 = \frac{1309}{5,19 - \log(SiO_2)} - 273,15 \quad (2.12)$$

c. Geotermometer kalsedon digunakan apabila geotermometer kuarsa dan geotermometer lainnya menunjukkan hasil temperatur reservoir sebesar 120°C - 180°C. Keadaan tersebut memungkinkan kalsedon untuk mengontrol kelarutan silika. Apabila geotermometer kalsedon menunjukkan hasil temperatur reservoir sebesar 100°C - 120°C, maka temperatur tersebut merupakan temperatur sebenarnya pada reservoir (Karingithi 2009). Adapun perumusan geotermometer kalsedon adalah sebagai berikut (Arnórsson, Gunnlaugsson, and Svavarsson 1983) :

$$T^0 = \frac{1112}{4,91 - \log(SiO_2)} - 273,15 \quad (2.13)$$

d. Geotermometer silika amorf digunakan apabila geotermometer kalsedon menunjukkan hasil temperatur reservoir <100°C sehingga silika amorf mengontrol kelarutan. Adapun perumusan geotermometer silika amorf adalah sebagai berikut (Fournier 1977) :

$$T^0 = \frac{731}{4,52 - \log(SiO_2)} - 273,15 \quad (2.14)$$

## 2. Geotermometer Na-K

Geotermometer Na-K cocok untuk air klorida yang berasal dari reservoir dengan temperatur tinggi (180°C). Rasio Na/K akan semakin besar apabila temperatur meningkat. Kelebihan dari geotermometer ini adalah kurang terpengaruh oleh pelarutan atau kehilangan uap. Geotermometer Na-K berlaku

untuk temperatur reservoir yang berkisar antara 180°C - 350°C. Proses kembali ke keadaan setimbang untuk Na-K lebih lambat dibandingkan dengan geotermometer silika-kuarsa. Oleh karena itu, geotermometer Na-K dapat memberikan indikasi mengenai bagian yang lebih dalam dari sistem panas bumi dibandingkan dengan geotermometer silika. Adapun perumusan geotermometer Na-K adalah sebagai berikut (Fournier, 1979) :

$$T^0 = \frac{1217}{1,438 - \log(Na / K)} - 273,15 \quad (2.15)$$

Geotermometer Na-K memberikan hasil yang buruk pada temperatur reservoir di bawah 100°C. Geotermometer ini juga tidak cocok untuk air yang mengandung konsentrasi kalsium (Ca) tinggi seperti pada mataair dengan endapan travertin.

Aturan umum yang berlaku dalam penggunaan geotermometer Na-K adalah sebagai berikut (Karingithi, 2009) :

- Digunakan untuk air yang menunjukkan temperatur reservoir >100°C.
- Digunakan jika air mengandung konsentrasi Ca rendah, yaitu ketika nilai  $\log(\sqrt{Ca} / Na) + 2,06$  bernilai negatif.
- Digunakan untuk air klorida dengan pH mendekati netral.

### 3. Geotermometer Na-K-Ca

Geotermometer Na-K-Ca memberikan hasil *error* yang rendah untuk reservoir yang berada pada keadaan tidak setimbang sehingga air menjadi dingin dan sedikit panas. Geotermometer Na-K-Ca cocok digunakan untuk sistem entalpi rendah ketika fluida panasbumi memiliki kandungan kalsium yang tinggi.

Geotermometer Na-K pada umumnya memberi hasil yang sangat tinggi pada kasus tersebut.

Geotermometer Na-K-Ca dapat digunakan dengan asumsi sebagai berikut (Aribowo and N 2012) :

- Adanya kelebihan silika dalam fluida panas bumi.
- Aluminium (Al) dalam kondisi solid (konsentrasi dalam fluida sangat sedikit).

Perumusan untuk geotermometer Na-K-Ca adalah sebagai berikut (Fournier and Truesdell 1973) :

$$T^0 = \frac{1647}{\log(Na/K) + \beta(\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2,06) + 2,47} - 273,15 \quad (2.16)$$

$$\beta = \frac{4}{3} \text{ jika } (\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2,06) \text{ bernilai positif dan } T < 100^{\circ} \text{ C}$$

$$\beta = \frac{1}{3} \text{ jika } (\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2,06) \text{ bernilai negatif } T_{3/4} > 100^{\circ} \text{ C}$$

## 2.10 Spektrofotometri

Spektrofotometri adalah analisis kuantitatif yang didasarkan pada pengukuran banyaknya radiasi yang dihasilkan atau diserap oleh atom (Skoog, D. A. 1971).

Teknik yang sering digunakan dalam analisis ini berupa spektrofotometri ultraviolet, cahaya tampak, infra merah dan serapan atom. Pada daerah ultraviolet memiliki jangkauan panjang gelombang 190-380 nm, cahaya tampak 380-780 nm, infra merah dekat 780-3000 nm, dan infra merah jauh 2,5-40  $\mu\text{m}$ .

### 1. UV VIS

Spektrofotometri UV-VIS adalah salah satu metode untuk menentukan suatu senyawa organik dalam jumlah yang sangat kecil. Prinsip kerja spektrofotometri UV-

VIS didasarkan pada penyerapan cahaya atau energi oleh suatu larutan. Semua sampel yang akan diuji harus diubah ke dalam bentuk larutan terlebih dahulu.

Pengukuran secara kuantitatif terkait konsentrasi zat dilakukan dengan menghitung jumlah energi yang diserap oleh zat tersebut. Dalam suatu larutan, gugus molekul yang dapat menyerap cahaya disebut sebagai gugus kromofor, misalnya  $C=C$ ,  $C=O$ ,  $N=N$ ,  $N=O$ , dll (Skoog, D. A. 1971).

Suatu sumber cahaya yang mengandung semua panjang gelombang dalam daerah spektrum UV-VIS dipancarkan melalui monokromator. Monokromator akan menguraikan sinar yang masuk menjadi pita-pita panjang gelombang yang diinginkan untuk pengukuran suatu zat berdasarkan gugus kromofornya. Setelah itu, energi radiasi diteruskan dan diserap oleh suatu larutan yang akan diperiksa di dalam kuvet. Setiap gugus kromofor mempunyai panjang gelombang maksimum yang berbeda dalam proses penyerapannya. Jumlah cahaya yang diserap oleh larutan akan menghasilkan sinyal dielektrik pada detektor yang sebanding dengan cahaya yang diserap oleh larutan tersebut. Besarnya sinyal elektrik akan dialirkan ke pencatat dan dapat dilihat sebagai angka (Triyati 1985).

## 2. AAS

Metode spektrofotometri serapan atom (AAS) digunakan untuk analisis kuantitatif unsur logam dalam jumlah kecil sehingga diperoleh kadar total unsur logam dalam suatu sampel. Metode AAS memiliki tingkat kepekaan yang tinggi, analisis yang relatif sederhana, dan dapat digunakan untuk menganalisis unsur tertentu tanpa harus memisahkannya dari unsur-unsur lainnya dalam sebuah campuran (Wahab, 2014).

Metode AAS didasarkan pada proses penyerapan radiasi sumber oleh atom-atom yang berada pada tingkat energi dasar (*ground state*). Proses penyerapan energi terjadi pada panjang gelombang yang spesifik untuk tiap unsur. Proses penyerapan akan menyebabkan atom tereksitasi ke tingkat energi yang lebih tinggi. Intensitas radiasi yang diserap sebanding dengan jumlah atom pada tingkat energi dasar yang menyerap radiasi tersebut. Konsentrasi unsur dapat ditentukan dengan mengukur tingkat penyerapan radiasi (absorbansi) atau radiasi yang diteruskan (transmitansi) (Boybul and Haryati 2009).

### 2.11 Metode Estimasi Potensi Energi Panas Bumi

Metode estimasi potensi energi panas bumi adalah cara untuk memperkirakan banyaknya potensi energi listrik di suatu daerah panas bumi berdasarkan hasil penyelidikan geologi, geokimia, dan geofisika. Metode yang sering digunakan dalam estimasi energi panas bumi adalah metode perbandingan dan volumetrik. Metode perbandingan merupakan metode yang digunakan untuk estimasi potensi sumber daya spekulatif dengan cara statistik sederhana, sedangkan metode volumetrik adalah estimasi potensi energi panas bumi pada kelas sumber daya hipotesis sampai dengan cadangan terbukti (Badan Standarisasi Nasional, 1999). Pendekatan yang paling umum untuk estimasi cadangan panas bumi adalah metode volumetrik. Metode ini terutama digunakan dalam tahap selanjutnya dari eksplorasi panas bumi dan pada tahap awal perkembangan lapangan panas bumi sebagai referensi pengeboran dan menentukan ukuran pembangkit listrik.

Prinsip dasar dari metode volumetrik adalah menganggap reservoir panas bumi sebagai suatu bentuk kotak yang volumenya dapat dihitung dengan mengalikan luas sebaran dan ketebalannya. Dalam metode volumetrik besarnya potensi energi sumber daya atau cadangan diperkirakan berdasarkan kandungan energi panas di dalam reservoir. Kandungan energi panas di dalam reservoir adalah jumlah keseluruhan dari kandungan panas di dalam batuan dan fluida. Beberapa asumsi dibutuhkan untuk estimasi kesetaraan energi panas dengan energi listrik (Tabel 2.1) :

**Tabel 2.1** Klasifikasi reservoir dan asumsi-asumsi dalam estimasi potensi energi panas bumi (Badan Standarisasi Nasional, 1999)

Reservoir	Batas Temperatur (°C)	Temp. Akhir/Cut off (°C)	Daya per satuan luas (MWe/km <sup>2</sup> ) <sup>*)</sup>	Konversi Energi (%)	Lain-lain <sup>**)</sup>
Temperatur Rendah	< 125	90	10	10	Φ = 10%
Temperatur Sedang	125-225	120	12.5	10	t = 30 th
Temperatur Tinggi	>225	180	15	15	S <sub>L</sub> = 100%

<sup>\*)</sup> asumsi daya per satuan luas pada kelas sumber daya spekulatif,  
<sup>\*\*)</sup> estimasi sumber daya pada kelas hipotesis dan cadangan terduga

**2.11.1 Rumusan Metode Volumetrik**

Berdasarkan metode volumetrik, kandungan panas di dalam reservoir dapat ditentukan dengan persamaan berikut ini (Badan Standarisasi Nasional, 1999).

$$H_e = A \times h \times [(1 - \Phi) \rho_r \times c_r \times T + \Phi \times (\rho_L \times U_L \times S_L \times \rho_v \times U_v \times S_v)] \quad (2.17)$$

dimana:

- $H_e$  = Kandungan energi panas (kJ)
- $A$  = Luas daerah panas bumi (m<sup>2</sup>)
- $h$  = Tebal reservoir (m)
- $T$  = Temperatur reservoir (°C)
- $S_L$  = Saturasi air (fraksi)
- $S_v$  = Saturasi uap (fraksi)
- $U_L$  = Energi dalam air (kJ/kg)
- $U_v$  = Energi dalam uap (kJ/kg)
- $\Phi$  = Porositas batuan reservoir (fraksi)
- $c_r$  = Kapasitas panas batuan (kJ/kg°C)
- $\rho_r$  = Densitas batuan (kg/m<sup>3</sup>)
- $\rho_L$  = Densitas air (kg/m<sup>3</sup>)
- $\rho_v$  = Densitas uap (kg/m<sup>3</sup>)

Estimasi potensi energi panas bumi menggunakan metode volumetrik dapat dilakukan dengan prosedur berikut (Badan Standarisasi Nasional, 1999) :

1. Menghitung kandungan energi di dalam reservoir pada keadaan awal ( $T_{initial}$ ):

$$H_{el} = A \times h \times \left[ (1 - \Phi) \rho_r \times c_r \times T_i + \Phi \times (\rho_L \times U_L \times S_L + \rho_v \times U_v \times S_v)_i \right] \quad (2.18)$$

2. Menghitung kandungan energi dalam reservoir pada keadaan akhir ( $T_{final}$ ):

$$H_{ef} = A \times h \times \left[ (1 - \Phi) \rho_r \times c_r \times T_f + \Phi \times (\rho_L \times U_L \times S_L + \rho_v \times U_v \times S_v)_f \right] \quad (2.19)$$

3. Menghitung maksimum energi yang dapat dimanfaatkan (sumber daya):

$$H_{th} = H_{el} - H_{ef} \quad (2.20)$$

4. Menghitung energi panas bumi yang pada kenyataannya dapat diambil (cadangan panas bumi). Apabila cadangan dinyatakan dalam satuan  $kJ$ , maka besarnya cadangan ditentukan sebagai berikut :

$$H_{de} = R_f \times H_{th} \quad (2.21)$$

Apabila cadangan dinyatakan dalam satuan  $MW_{th}$ , maka besarnya cadangan ditentukan sebagai berikut:

$$H_{re} = \frac{H_{de}}{t \times 365 \times 24 \times 3600 \times 100} \quad (2.22)$$

5. Menghitung besarnya potensi listrik panas bumi yaitu energi listrik yang dapat dibangkitkan selama periode waktu  $t$  tahun (dalam satuan  $MW_e$ ) dengan cara sebagai berikut:

$$H_{el} = \frac{H_{ed} \times \eta}{t \times 365 \times 24 \times 3600 \times 1000} \quad (2.23)$$

Ket :

$T_i$  = Temperatur reservoir pada keadaan awal ( $^{\circ}C$ )

$T_f$  = Temperatur reservoir pada keadaan akhir ( $^{\circ}C$ )

$H_{ei}$  = Kandungan energi di dalam batuan dan fluida pada keadaan awal ( $kJ$ )

$H_{ef}$  = Kandungan energi di dalam batuan dan fluida pada keadaan akhir ( $kJ$ )

$H_{th}$  = Maksimum energi panas bumi yang dapat dimanfaatkan ( $kJ$ )

$H_{de}$  = Energi panas bumi yang dapat dimanfaatkan ( $kJ$ )

$H_{re}$  = Energi panas bumi yang dimanfaatkan selama kurun waktu tertentu ( $MW_e$ )

$H_{el}$  = Energi listrik yang dibangkitkan selama kurun waktu tertentu ( $MW_e$ )

$R_f$  = Faktor perolehan (%)

$t$  = Lama waktu pembangkit listrik (tahun)

$\eta$  = Faktor konversi listrik (%)

### 2.11.2 Angka Parameter

Terdapat beberapa parameter yang ditentukan dengan asumsi dalam kelas sumber daya hipotesis sampai dengan cadangan terbukti, dapat dilihat pada Tabel (2.2), Tabel (2.3) Tabel (2.4) dan Tabel (2.5). Ada juga parameter lainnya yang diukur langsung atau diambil dari referensi yang telah ada (Badan Standarisasi Nasional, 2000).

**Tabel 2.2** Asumsi angka parameter pada kelas sumber daya hipotesis (Badan Standarisasi Nasional, 2000)

Parameter	Temperatur Tinggi (>225 $^{\circ}C$ )	Temperatur Sedang (125-225 $^{\circ}C$ )	Temperatur Rendah (<125 $^{\circ}C$ )
Tebal reservoir (m)	2000	2000	2000
Saturasi air (%)	100	100	100
Porositas batuan (%)	10	10	10
Kapasitas panas batuan (kJ/kg $^{\circ}C$ )	1,0	0,9	0,8
Umur pembangkit (tahun)	30	30	30
Faktor konversi listrik (%)	10	10	10

**Tabel 2.3** Asumsi angka parameter pada tingkat cadangan terduga  
(Badan Standarisasi Nasional, 2000)

Parameter	Temperatur Tinggi (>225°C)	Temperatur Sedang (125-225°C)	Temperatur Rendah (<125°C)
Saturasi air (%)	100	100	100
Porositas batuan (%)	10	10	10
Kapasitas panas batuan (kJ/kg <sup>0</sup> C)	1,0	0,9	0,8
Densitas batuan (kg/m <sup>3</sup> )	2,5 x10 <sup>3</sup>	2,6 x10 <sup>3</sup>	2,7 x10 <sup>3</sup>
Umur pembangkit (tahun)	30	30	30
Faktor konversi listrik (%)	10	10	10

**Tabel 2.4** Asumsi angka parameter pada tingkat cadangan mungkin  
(Badan Standarisasi Nasional, 2000)

Parameter	Temperatur Tinggi (>225°C)	Temperatur Sedang (125-225°C)	Temperatur Rendah (<125°C)
Umur pembangkit (tahun)	30	30	30
Faktor konversi listrik (%)	10	10	10

**Tabel 2.5** Asumsi angka parameter pada tingkat cadangan terbukti  
(Badan Standarisasi Nasional, 2000)

Parameter	Temperatur Tinggi (>225°C)	Temperatur Sedang (125-225°C)	Temperatur Rendah (<125°C)
Umur pembangkit (tahun)	30	30	30
Faktor konversi listrik (%)	10	10	10



### BAB III

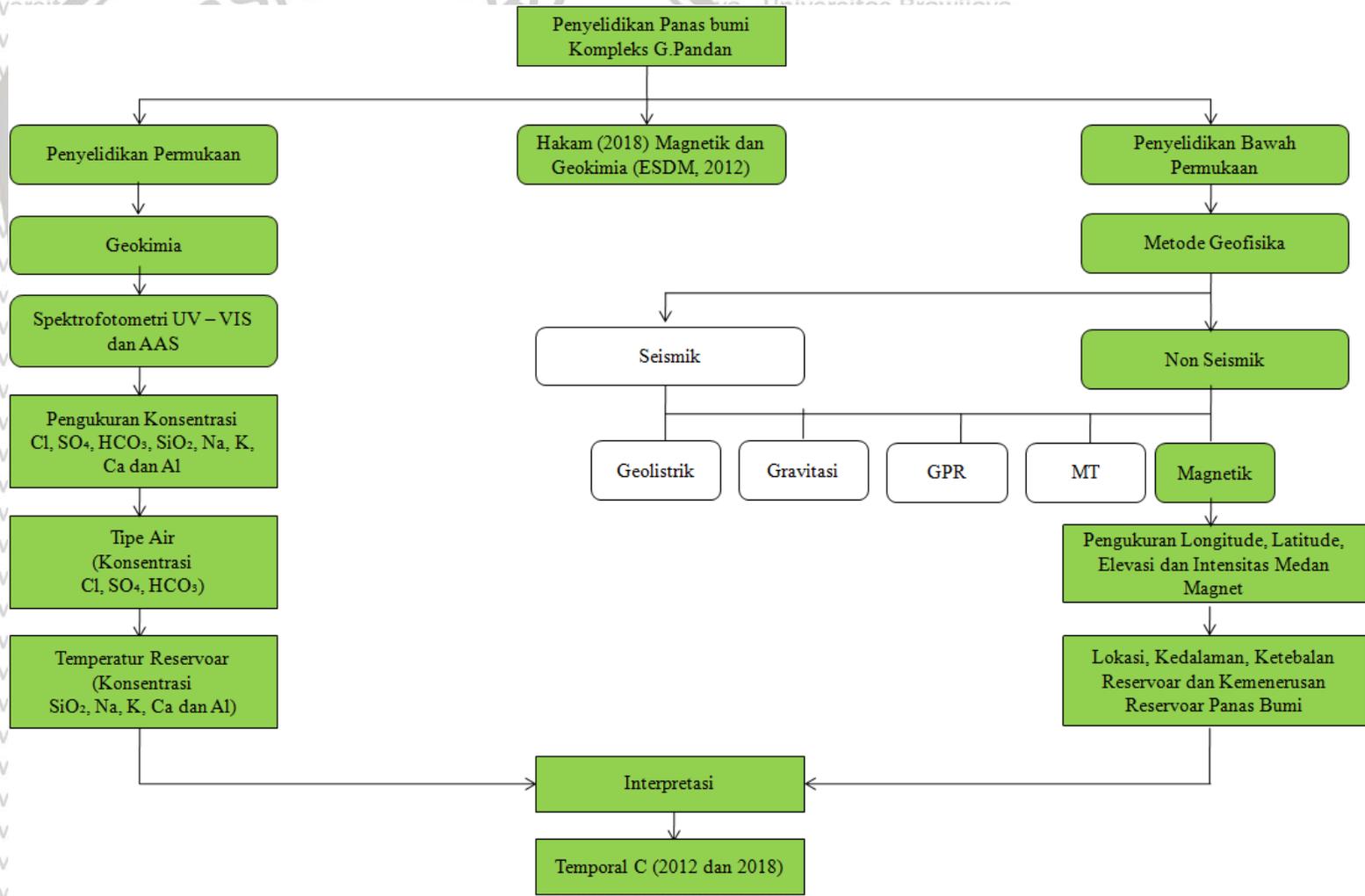
#### KERANGKA KONSEP PENELITIAN

Energi panas bumi merupakan energi alternatif yang tersimpan di dalam batuan bawah permukaan bumi berupa air panas atau uap yang terbentuk pada reservoir bumi. Indonesia adalah salah satu daerah yang memiliki potensi energi panas bumi yang cukup besar. Salah satunya berada di kompleks gunung Pandan, Jawa Timur. Potensi energi panas bumi pada daerah tersebut ditandai dengan manifestasi panas bumi berupa tanah hangat, mineral ubahan dan sumber mata air panas.

Kegiatan penyelidikan energi panas bumi di suatu daerah dapat dilakukan dengan dua cara yaitu penyelidikan bawah permukaan dan penyelidikan permukaan. Penyelidikan bawah permukaan dapat dilakukan dengan menggunakan metode geofisika dan penyelidikan permukaan dengan geokimia dan geologi. Metode geofisika adalah metode pengukuran yang mempelajari tentang bumi dengan menggunakan parameter-parameter fisis dalam hal ini yang menjadi target adalah bawah permukaan bumi. Metode geofisika terdiri dari metode seismik dan non seismik. Metode non seismik terbagi menjadi beberapa metode, yaitu metode magnetik, resistivitas, gravitasi, GPR dan MT. Dari beberapa metode geofisika nonseismik, metode yang sangat efisien dan efektif digunakan dalam penelitian panas bumi adalah metode magnetik. Sedangkan untuk penyelidikan permukaan digunakan metode geokimia.

Metode magnetik merupakan salah satu metode yang telah banyak digunakan dalam eksplorasi panas bumi. Metode ini diterapkan pada pengukuran parameter intensitas medan magnetik untuk mengetahui pola anomali medan magnet bumi. Pola anomali magnetik disebabkan oleh perbedaan nilai susceptibilitas batuan penyusun suatu daerah. Tujuan dilakukan analisis data magnetik adalah untuk memperoleh informasi tentang lokasi, kedalaman dan ketebalan reservoir panas bumi di daerah penelitian.

Analisis geokimia dilakukan untuk mengkaji kemungkinan perkembangan sumber daya panas bumi di suatu daerah. Kandungan fluida dari manifestasi panas bumi dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan dari sistem panas bumi. Pada penelitian ini, analisis geokimia digunakan untuk menentukan tipe air panas dan temperatur reservoir. Berdasarkan hasil dari pengolahan data magnetik dan analisis geokimia, digunakan untuk menghitung energi potensi panas bumi dengan parameter berupa luasan area potensi panas bumi, ketebalan reservoir dan temperatur reservoir. Hasil dari penelitian ini akan dilakukan analisis temporal dari nilai anomali magnetik dan geokimia dari penelitian sebelumnya. Berikut kerangka konsep penelitian secara keseluruhan dapat dilihat pada Gambar 3.1 dengan fokus penelitian ditunjukkan oleh kotak berwarna hijau.

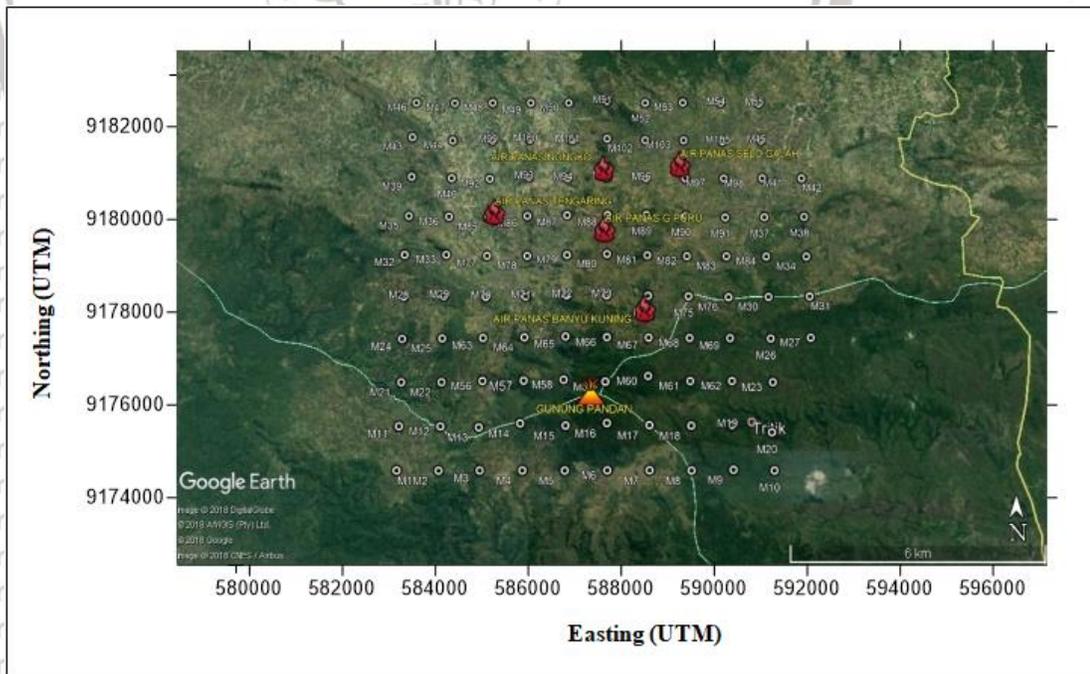


Gambar 3.1 Kerangka Konsep Penelitian

**BAB IV**  
**METODOLOGI PENELITIAN**

**4.1 Waktu dan Tempat Penelitian**

Akuisisi data magnetik dilaksanakan pada tanggal 27 Oktober sampai 5 November 2018. Lokasi penelitian adalah di kompleks gunung Pandan, Kabupaten Bojonegoro Jawa Timur. Pengolahan data dilakukan di Laboratorium Kualitas Air Perum Jasa Tirta I dan Geofisika Universitas Brawijaya Malang. Desain survei penelitian menggunakan metode magnetik ditunjukkan pada Gambar 4.1. Sedangkan pengambilan data geokimia dilakukan dengan mengambil sampel air panas pada titik-titik manifestasi panas bumi di daerah penelitian.



**Gambar 4.1** Desain Survei Penelitian

## 4.2 Peralatan Penelitian

Alat dan bahan akuisisi data magnetik dan data geokimia :

- *Proton Precision Magnetometer* (PPM) Merk GEOMETRICS dengan seri G-856 dengan ketelitian 0,01 nT
- *GPS* untuk penentuan lokasi pengambilan data dan ketinggian
- Pengukuran waktu (Jam)
- Peta geologi
- Kompas
- Thermometer
- Botol kaca
- Box Es
- *Geosoft oasis montaj* 8.4 untuk pengolahan data magnetik
- *Microsoft Excel* untuk pengolahan data geokimia
- *Google earth* dan *mapsourc*e untuk menampilkan peta daerah penelitian

## 4.3 Data Penelitian

### 4.3.1 Data Magnetik

Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data primer yang didapatkan saat pengukuran di lapangan. Data primer tersebut meliputi :

- Koordinat titik pengambilan data
- Waktu pengambilan data
- Ketinggian pada titik pengambilan data
- Bacaan alat magnetometer berupa nilai anomali medan magnet bumi

### 4.3.2 Data Geokimia

Data geokimia yang akan digunakan pada penelitian ini adalah data primer.

Data berupa sampel air dari manifestasi panas bumi di daerah penelitian.

Pengumpulan data ini dilakukan dengan mengambil sampel air dari setiap manifestasi panas bumi di kompleks gunung Pandan.

## 4.4 Prosedur Penelitian

Penelitian ini memiliki tiga tahapan, yaitu pengambilan data, pengolahan data dan interpretasi data.

### 4.4.1 Pengambilan Data

Pengambilan data menggunakan metode magnetik dilakukan dengan luasan daerah penelitian 9 x 10 km<sup>2</sup>. Akuisis data dilakukan dengan cara acak atau sistem grid dengan interval antar titik berkisar 1000 meter. Tetapi, jarak ini sewaktu-waktu dapat berubah dikarenakan keadaan di lapangan yang kurang memungkinkan untuk dilewati. Titik pengambilan data dapat dilihat pada Gambar 4.1, dengan jumlah titik pengambilan data yang diperoleh adalah 80 titik dari 105 (Gambar 5.1). Sedangkan pengambilan data geokimia dilakukan dengan mengambil sampel air dari mata air panas di daerah penelitian. Terdapat lima sampel air panas yaitu empat sampel dari mata air panas Jari dan satu sampel dari mata air panas Banyukuning.

### 4.4.2 Pengolahan Data dan Interpretasi

#### 1. Pengolahan Data Geokimia

Pengolahan data geokimia dilakukan dengan analisis konsentrasi anion dan kation yang terkandung pada air panas. Analisis konsentrasi anion dan kation

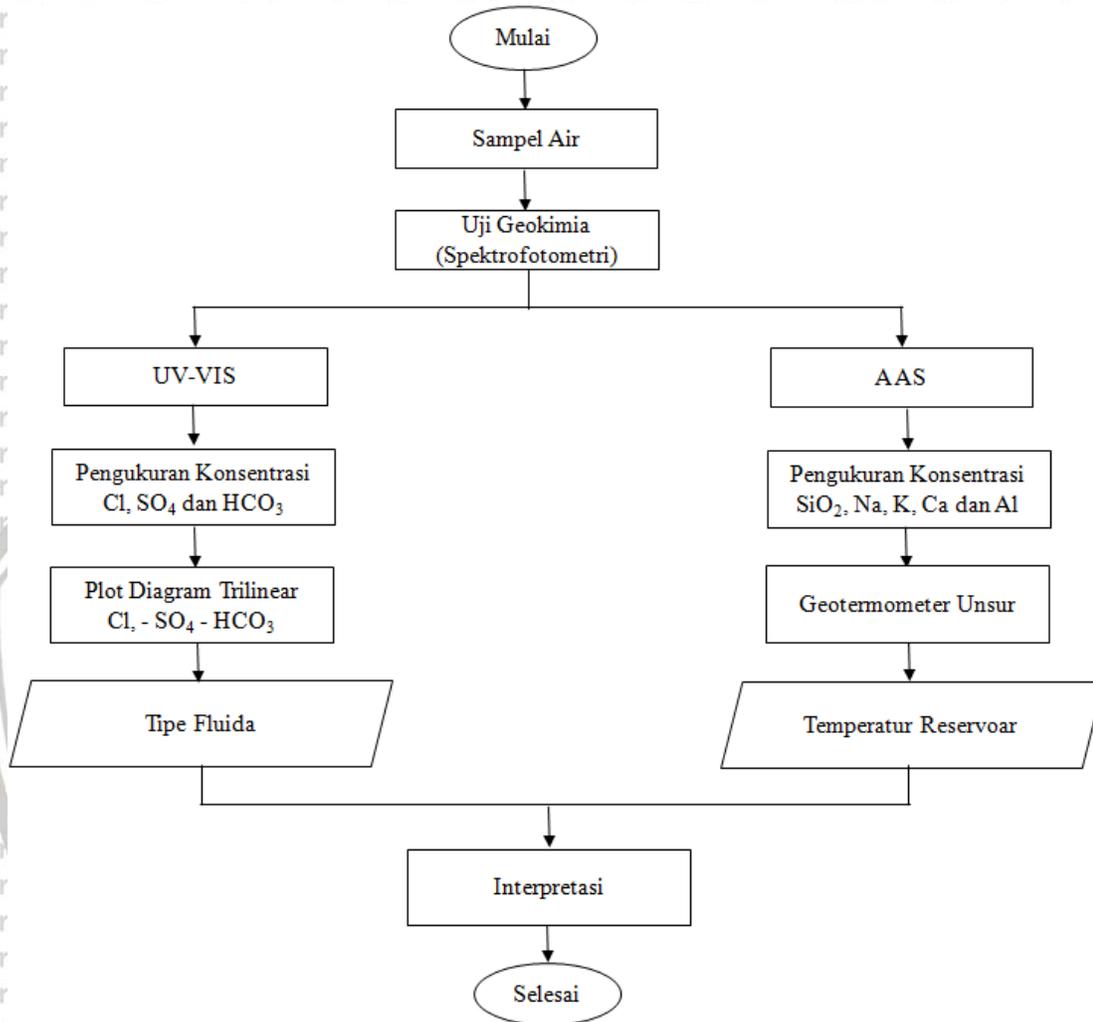
dilakukan dengan metode spektrofotometri. Adapun metode analisis spektrofotometri yang digunakan untuk tiap unsur dapat dilihat pada Tabel 4.1 :

**Tabel 4.1** Metode Uji Geokimia

Nama Unsur	Metode Uji
Cl	UV-VIS
HCO <sub>3</sub>	UV-VIS
SO <sub>4</sub>	UV-VIS
SiO <sub>2</sub>	A AS
Na	A AS
K	A AS
Ca	A AS
Al	A AS

Setelah konsentrasi unsur diketahui selanjutnya dilakukan analisis geokimia dengan menggunakan *Microsoft Excel*. Hasil analisis unsur  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$  digunakan untuk menentukan tipe air panas. Tipe air panas biasanya berupa air klorida, air asam sulfat, maupun air bikarbonat, bergantung pada konsentrasi unsur yang paling dominan dari air panas tersebut. Selanjutnya analisis  $SiO_2$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^+$  dan  $Al$ , yang digunakan untuk menentukan temperatur reservoir. Penentuan temperatur reservoir dihitung berdasarkan geotermometer unsur. Pemilihan jenis geotermometer yang digunakan bergantung pada konsentrasi unsur yang paling dominan pada sampel air dan disesuaikan dengan batasan-batasan yang berlaku pada tiap jenis geotermometer unsur.

Alur pengolahan data geokimia dapat dilihat pada Gambar 4.2 :



Gambar 4.2 Diagram Alir Analisis Data Geokimia

## 2. Interpretasi Data Gekimia

Interpretasi hasil analisis data geokimia dilakukan dengan mengamati konsentrasi unsur yang paling dominan pada sampel air panas. Konsentrasi unsur anion yang paling dominan akan merepresentasikan tipe air panas pada daerah penelitian, sedangkan konsentrasi unsur kation yang paling dominan akan

digunakan sebagai geotermometer untuk mengetahui temperatur reservoir panas bumi.

### 3. Pengolahan Data Magnetik

Pengolahan data magnetik dilakukan dengan menggunakan hasil akuisisi data di lapangan. Parameter yang digunakan dalam pengolahan adalah nilai intensitas medan magnetik, posisi *latitude*, *longitude*, ketinggian dan waktu. Alur pengolahan data magnetik dapat dilihat pada Gambar 4.3.

#### a. Koreksi Diurnal

Koreksi diurnal dilakukan dengan menggunakan persamaan (2.6) diolah menggunakan *software Microsoft Office Excel*. Jika nilai variasi harian bernilai positif maka koreksi diurnal dilakukan dengan mengurangi nilai variasi harian terhadap data intensitas medan magnet. Sebaliknya jika nilai variasi harian bernilai negatif maka koreksi diurnal dilakukan dengan menambahkan nilai variasi harian dan intensitas medan magnet.

#### b. Koreksi IGRF

Koreksi IGRF dilakukan dengan menggunakan kalkulasi dari NOAA yang diakses secara online. Parameter yang digunakan untuk mendapatkan nilai IGRF adalah posisi *latitude* dan *longitude* titik akuisisi pengukuran, elevasi, tanggal, bulan dan tahun pengukuran. *Output* yang diperoleh berupa nilai deklinasi, inklinasi, intensitas horizontal, medan magnetik pada komponen  $x$ ,  $y$ , dan  $z$  serta nilai anomali medan magnetik total. Pengolahan koreksi IGRF dilakukan dengan menggunakan *software Microsoft Excel*.

**Calculate Magnetic Field**

Latitude:   S  N

Longitude:   W  E

Elevation:  GPS  Mean sea level

Model:  WMM (2014-2019)  IGRF (1590-2019)  
 EMM (2000-2019)

Start Date: Year  Month  Day

End Date: Year  Month  Day

Step size:

Result format:  HTML  XML  CSV

Gambar 4.3 Calculate Magnetic Field (IGRF), (NOAA, 2018)

**Magnetic Field**

Model Used: IGRF12

Latitude: 7° 28' 33.750" S

Longitude: 111° 45' 25.716" E

Elevation: 0.0 m Mean Sea Level

Date	Declination (+ E   - W)	Inclination (+ D   - U)	Horizontal Intensity	North Comp (+ N   - S)	East Comp (+ E   - W)	Vertical Comp (+ D   - U)	Total Field
2018-10-28	0° 53' 27"	-31° 23' 54"	38,123.4 nT	38,118.8 nT	592.7 nT	-23,269.2 nT	44,663.8 nT
<b>Change/year</b>	-0° 3' 3"/yr	0° 8' 52"/yr	36.4 nT/yr	36.9 nT/yr	-33.2 nT/yr	112.8 nT/yr	-27.7 nT/yr

Gambar 4.4 Hasil Perhitungan Medan Magnetik (NOAA, 2018)

**c. Pembuatan Kontur Anomali Medan Magnetik Total**

Nilai anomali medan magnetik total dapat dihitung menggunakan persamaan (2.7). Pembuatan kontur anomali medan magnetik total dilakukan dengan menggunakan *gridding* terlebih dahulu terhadap data *latitude*, *longitude* dan anomali medan magnetik total pada *software Geosoft oasis montaj 8.4*.

**d. Kontinuasi ke Atas**

Kontinuasi ke atas bertujuan untuk menghilangkan atau reduksi pengaruh anomali lokal yang masih terdapat pada data dan mencari pengaruh anomali residualnya. Pemisahan anomali residual dan anomali regional dilakukan menggunakan *software Geosoft oasis montaj 8.4*.

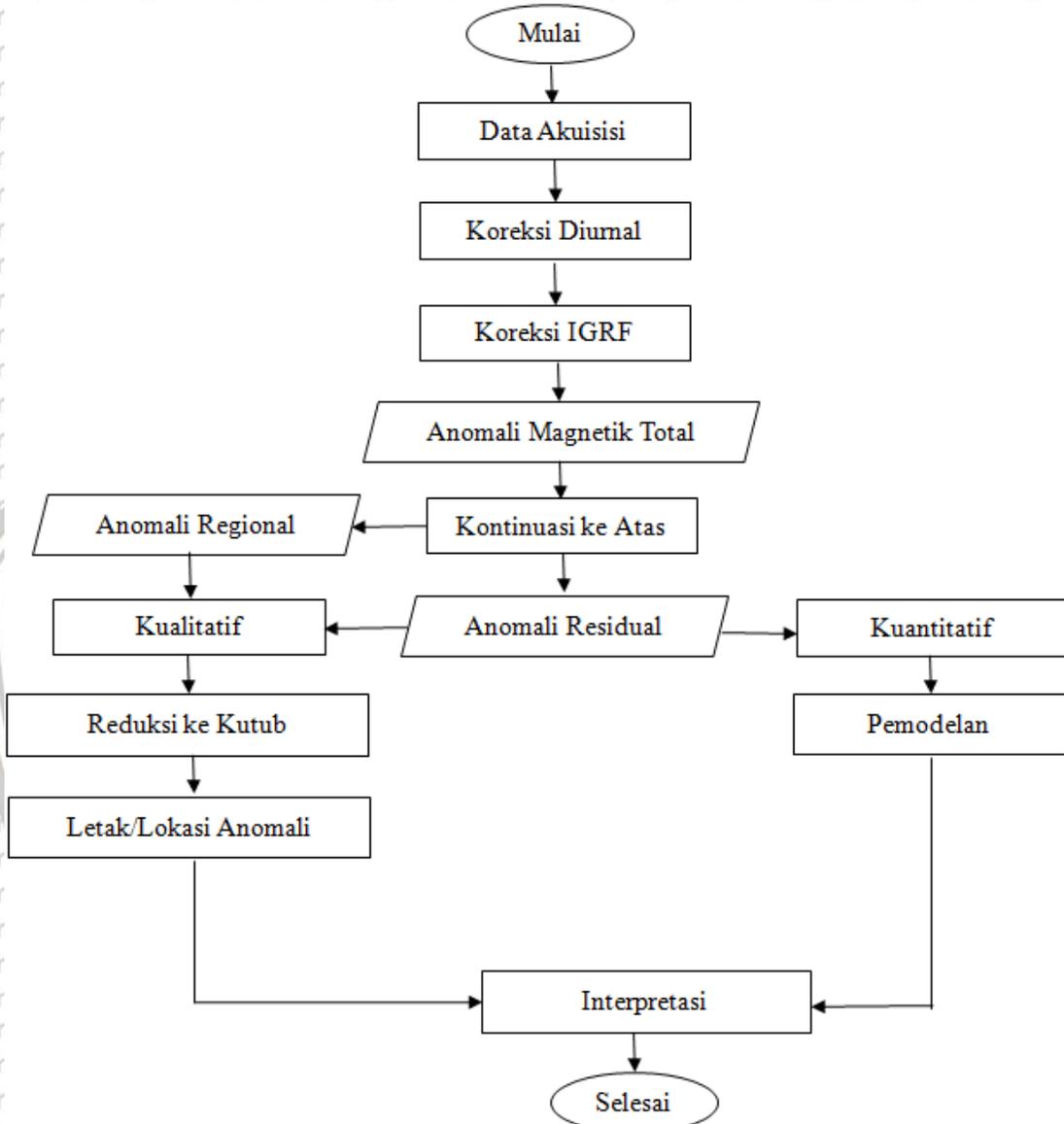
**e. Reduksi ke Kutub**

Data anomali residual yang diperoleh, kemudian dilakukan transformasi RTP untuk mengetahui posisi atau letak anomali dengan menggunakan *software Geosoft oasis montaj 8.4*.

**4. Interpretasi Data Magnetik**

Interpretasi yang dilakukan adalah secara kualitatif dan kuantitatif. Interpretasi kualitatif didasarkan pada pola kontur anomali medan magnetik yang bersumber dari distribusi benda-benda yang termagnetisasi atau bisa juga struktur geologi bawah permukaan bumi. Interpretasi ini dilakukan dengan melakukan analisa peta kontur anomali medan magnetik lokal dengan hasil yang diperoleh berupa lokasi penyebab anomali medan magnetik berdasarkan kontur. Interpretasi kuantitatif bertujuan untuk menentukan bentuk dan kedalaman benda anomali atau struktur geologi melalui pemodelan.

Berikut adalah diagram alir pengolahan data magnetik.



**Gambar 4.5** Diagram Alir *Processing* Data Magnetik

## 5. Perhitungan Potensi Panas Bumi

Metode estimasi potensi energi panas bumi merupakan cara memperkirakan besarnya potensi energi listrik di suatu daerah panas bumi berdasarkan hasil penyelidikan geologi, geokimia dan geofisika. Salah satu metode yang digunakan

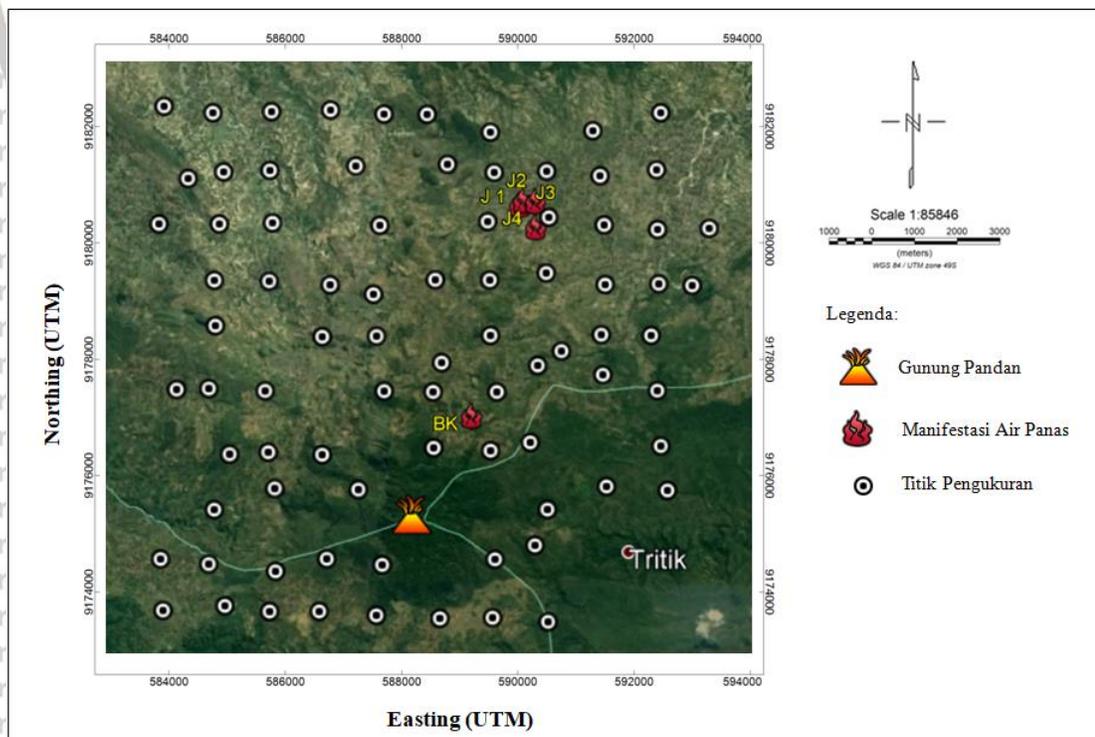
adalah metode volumetrik yang menganggap reservoir panas bumi berbentuk kotak yang volumenya dapat dihitung dengan mengalikan luas sebaran dan ketebalan. Penentuan besarnya potensi energi listrik, dapat menggunakan kalkulasi matematis sesuai dengan yang ditetapkan oleh Standar Nasional Indonesia.



## BAB V HASIL DAN PEMBAHASAN

### 5.1 Hasil Penelitian

Penelitian identifikasi reservoir panas bumi menggunakan metode magnetik dan geokimia telah dilakukan di kompleks gunung Pandan, Jawa Timur. Pengambilan data di lokasi penelitian menggunakan *Proton Precision Magnetometer (PPM)* Merk GEOMETRICS seri G-856 dengan metode *looping*. Pengukuran dilakukan pada luasan daerah  $\pm 9 \times 10 \text{ km}^2$ , dengan menggunakan metode magnetik. Pengambilan data sebanyak 80 titik dari 105 titik dengan jarak antara titik adalah  $\pm 1 \text{ km}$  tergantung kondisi lapangan (Gambar 5.1). Data yang diperoleh berupa *latitude*, *longitude*, elevasi, waktu, dan data intensitas medan magnet total.



Gambar 5.1 Titik-titik Pengukuran pada *Google Earth*

## 5.2 Hasil dan Interpretasi Kualitatif Data Magnetik

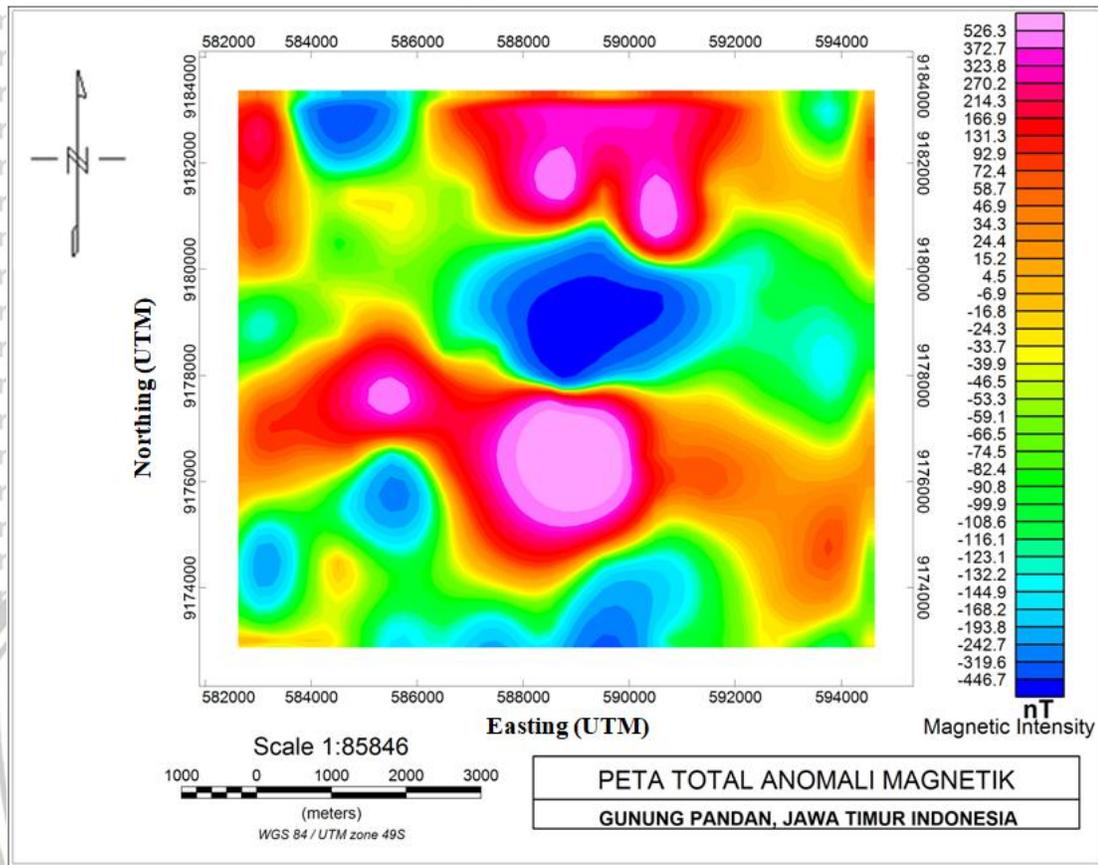
Interpretasi kualitatif pada data magnetik bertujuan untuk melihat pola penyebaran anomali medan magnetik di daerah penelitian. Interpretasi kualitatif ini digunakan untuk mengetahui kondisi bawah permukaan dari daerah penelitian yang selanjutnya digunakan sebagai pendukung untuk interpretasi kuantitatif.

### 5.2.1 Anomali Medan Magnetik Total

Hasil akuisisi data selanjutnya dilakukan pengolahan untuk memperoleh nilai anomali medan magnetik total. Anomali medan magnetik total adalah nilai medan magnetik di suatu titik yang dihasilkan oleh batuan di bawah permukaan bumi yang menjadi target dari penelitian. Kontur anomali medan magnetik total menggambarkan struktur geologi bawah permukaan yang disebabkan oleh anomali sumber dangkal dan sumber dalam. Pengolahan data dilakukan dengan perhitungan analitik menggunakan *Microsoft Excel* dengan mempertimbangkan faktor-faktor koreksi yang mempengaruhi nilai anomali magnetik yaitu koreksi variasi harian dan koreksi IGRF.

Koreksi harian dilakukan untuk mengurangi efek harian atau adanya matahari sedangkan koreksi IGRF untuk menghilangkan efek dari internal bumi. Data-data hasil koreksi kemudian ditampilkan dalam bentuk peta kontur menggunakan *Geosoft Oasis Montaj* 8.4. Anomali medan magnetik total merupakan plot dari hasil koreksi harian dan koreksi IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) dengan posisi *latitude* dan *longitude* menggunakan metode *kringing* sehingga diperoleh Gambar 5.

2:



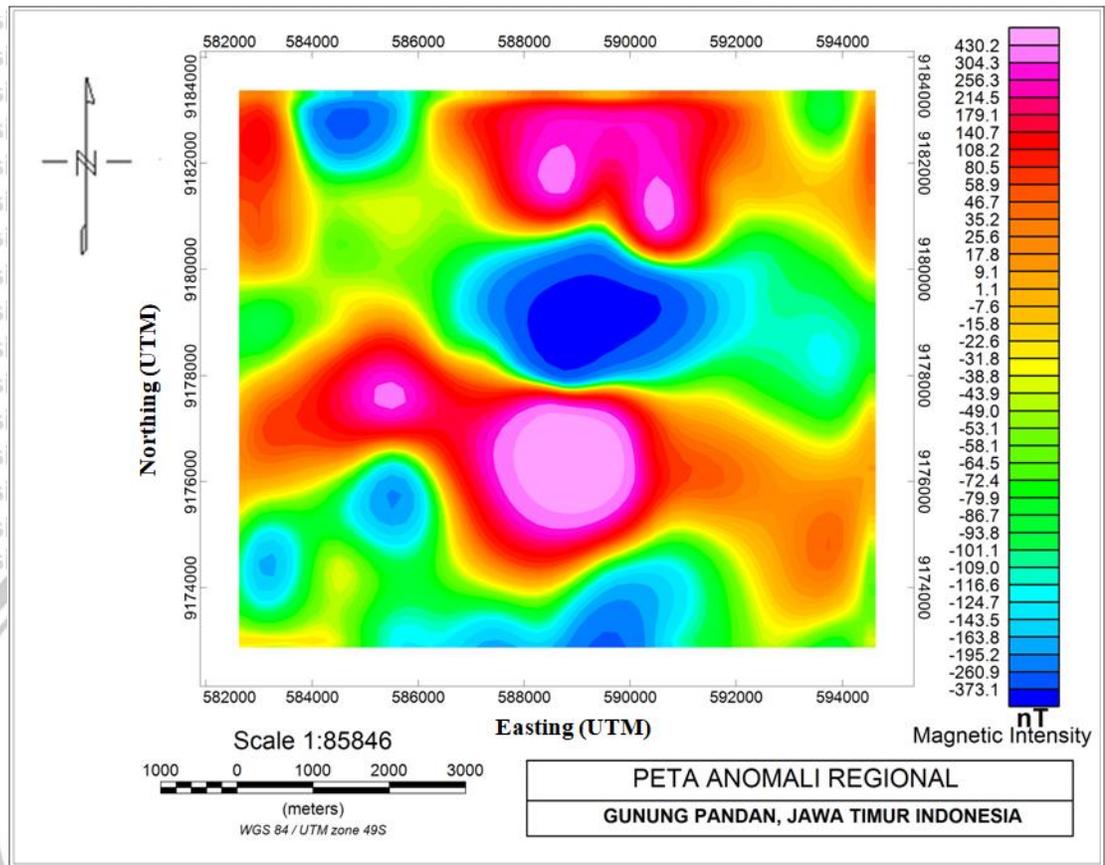
**Gambar 5.2** Peta Kontur Anomali Magnetik Total Daerah Penelitian

Gambar 5.2 menunjukkan bahwa distribusi nilai intensitas magnet total daerah penelitian berkisar antara -446,7 nT untuk nilai minimum sampai 526,3 nT untuk nilai maksimum. Perbedaan nilai intensitas magnetik total ini disebabkan oleh perbedaan kandungan mineral di bawah permukaan. Pola sebaran nilai anomali medan magnetik total di daerah penelitian dikelompokkan menjadi tiga yaitu anomali rendah, anomali sedang dan anomali tinggi. Anomali tinggi menyebar di bagian utara-selatan daerah penelitian yang ditunjukkan oleh warna orange gelap-ungu terang dengan rentang nilai 4,5 nT sampai 526,3 nT. Anomali magnetik sedang dan rendah terdapat pada bagian barat laut-timur laut dan selatan tenggara-barat daya

daerah penelitian yang ditunjukkan oleh warna orange terang sampai biru gelap dengan rentang nilai sekitar -6,9 nT sampai -446,7 nT.

### 5.2.2 Anomali Regional

Anomali medan magnetik total merupakan gabungan dari anomali medan magnetik regional dan residual. Oleh karena itu, untuk menghilangkan efek benda magnetik dipermukaan dilakukan proses kontinuitas ke atas. Hal ini bertujuan untuk memisahkan anomali regional dari daerah penelitian. Anomali medan magnetik total yang telah difilter akan menghasilkan anomali medan magnetik regional. Anomali regional memberikan gambaran kondisi geologi secara lebih luas pada daerah yang dalam. Proses kontinuitas ke atas dilakukan pada jarak ketinggian yang jauh dari sumber anomali. Penentuan ketinggian kontinuitas dilakukan dengan cara trial and errors dengan melihat kecenderungan pola kontur hasil kontinuitas yang sudah relatif stabil (Telford, et al 1990). Pada pengolahan data penelitian diperoleh anomali regional pada ketinggian 150 meter. Peta kontur anomali medan magnetik regional ditunjukkan pada Gambar 5.3 dengan rentang nilai antara -373,1 nT sampai 430,2 nT.

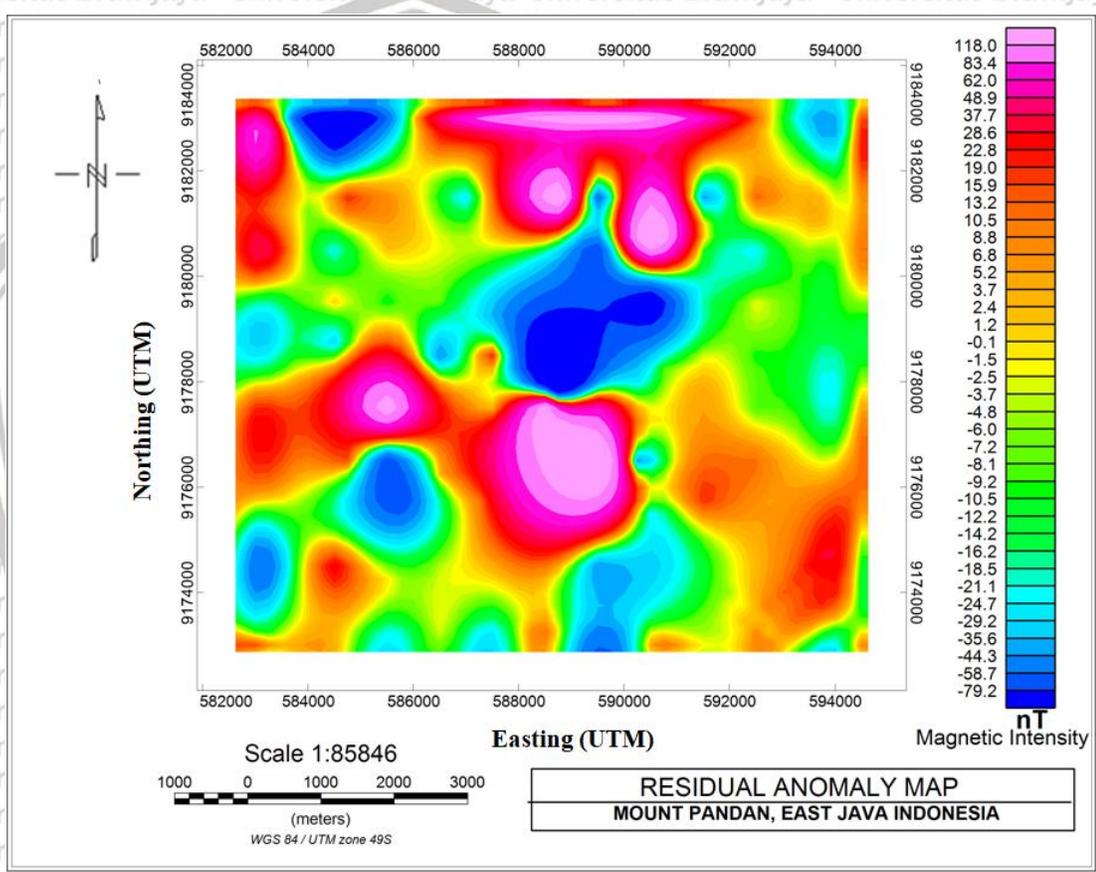


**Gambar 5.3** Peta Kontur Anomali Regional Pada Ketinggian 150 m

### 5.2.3 Anomali Residual

Anomali residual merupakan anomali hasil pengurangan antara anomali total dan anomali regional. Nilai anomali residual ini dapat menjelaskan persebaran struktur yang lebih spesifik di dekat permukaan. Berdasarkan peta anomali residual (Gambar 5.4) daerah dengan anomali tinggi berada pada bagian utara dan selatan daerah penelitian dengan rentang nilai 3,7 nT sampai 118,0 nT. Anomali sedang dan rendah memiliki persebaran pada bagian barat laut-timur laut dan selatan tenggara-barat daya daerah penelitian dengan rentang nilai 2,4 nT sampai -79,2 nT.

Penyelidikan sistem panas bumi dengan menggunakan metode magnetik didasarkan pada sifat kemagnetan batuan. Apabila suatu batuan berada di sekitar sumber panas maka batuan tersebut akan mengalami penurunan kemagnetan. Oleh karena itu, pada daerah yang terdapat sumber panas maka intensitas medan magnet batuannya akan lebih rendah dari sekitarnya (Telford, et al 1990).



Gambar 5.4 Peta Kontur Anomali Residual Daerah Penelitian

Anomali magnetik tinggi mempunyai nilai suseptibilitas magnetik yang tinggi pula menunjukkan adanya keberadaan mineral-mineral magnetik yang terkandung pada batuan di bawah permukaan. Batuan yang memiliki nilai suseptibilitas magnetik tinggi diantaranya adalah batuan vulkanik berupa batuan beku yang proses

pembentukannya berasal dari hasil pembekuan magma secara intrusif maupun ekstrusif. Anomali magnetik rendah mempunyai nilai suseptibilitas magnetik yang rendah pula menunjukkan adanya keberadaan grabens dan aktivitas hidrotermal di bawah permukaan (Afandi, 2013).

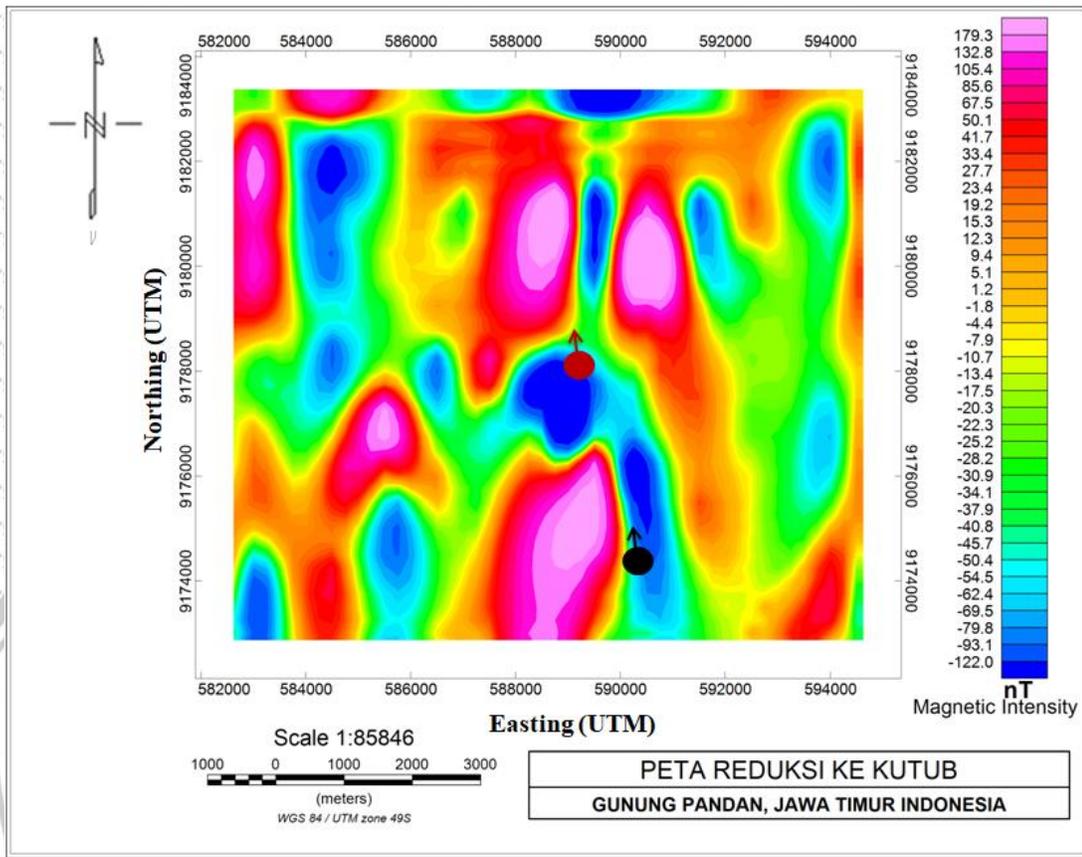
Analisa peta kontur anomali residual dilakukan dengan mengkorelasikan dari informasi peta geologi. Berdasarkan peta geologi menunjukkan bahwa daerah penelitian didominasi oleh breksi pandan (Qpv) dan batuan intrusi (Qia). Selain itu di sebelah timur laut dan barat laut daerah penelitian ditemukan endapan sedimen berupa formasi klitik (Tpk) dan formasi sonde (Tps). Pada bagian utara terdapat formasi kalibeng (Tmk) dan formasi kerek (Tmk), sedangkan pada bagian tengah sampai selatan didominasi oleh formasi pucangan (QTp).

#### 5.2.4 Reduksi Ke Kutub

Reduksi ke kutub bertujuan untuk mempermudah interpretasi kualitatif dengan cara memperlihatkan lebih jelas anomali yang ada di daerah penelitian.

Gambar 5.5 merupakan hasil RTP dari data anomali medan magnet residual.

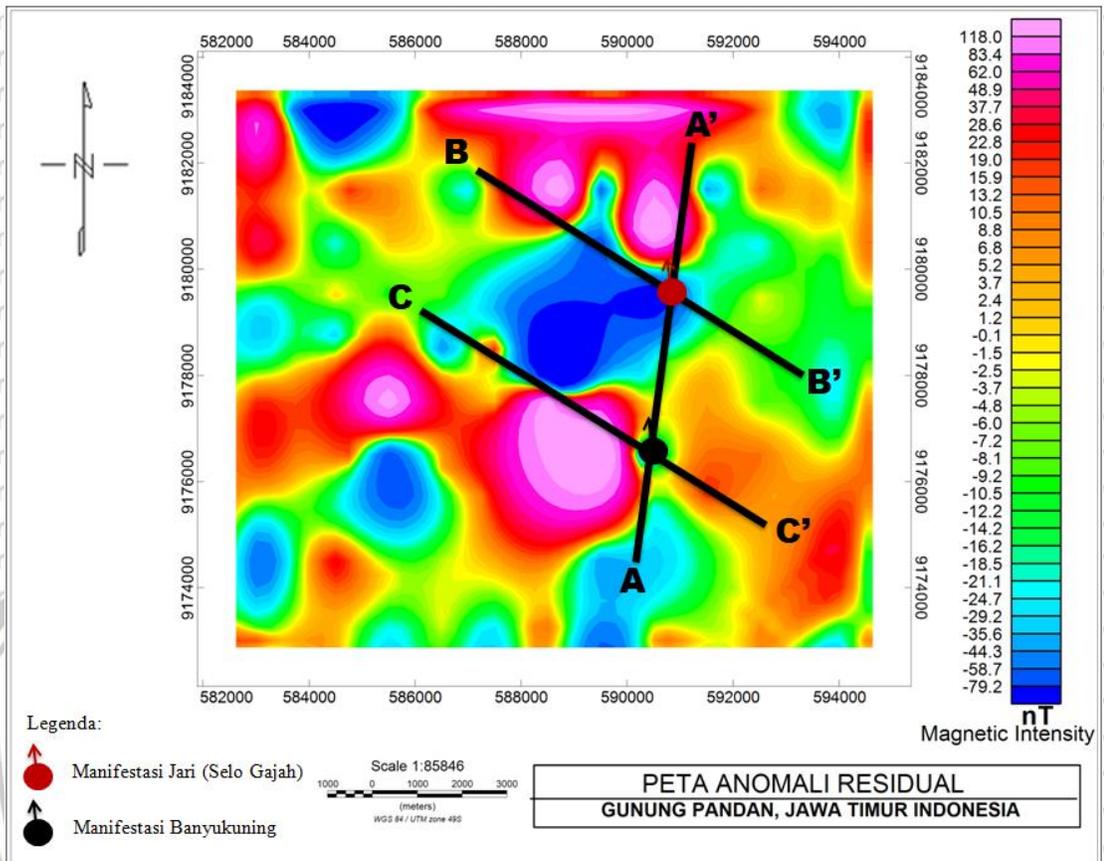
Berdasarkan Gambar 5.5 menunjukkan bahwa anomali negatif pada bagian tengah area penelitian, semakin terlihat dan menyebar ke arah manifestasi Jari (Selo Gajah) dan Banyuwangi.



**Gambar 5.5** Peta Kontur Anomali Magnetik Hasil Reduksi Ke Kutub

### 5.3 Hasil dan Interpretasi Kuantitatif Data Magnetik

Interpretasi kuantitatif dilakukan untuk memperoleh pemahaman yang lebih dalam dari hasil interpretasi kualitatif. Interpretasi kuantitatif dilakukan dengan cara membuat model 2D dan 3D bawah permukaan daerah penelitian. Penentuan sayatan ditentukan pada hasil interpretasi kualitatif yaitu pada peta kontur anomali magnetik residual, peta kontur anomali reduksi ke kutub dan akan dikolerasikan dengan peta geologi daerah penelitian. Sayatan-sayatan tersebut mewakili informasi bawah permukaan daerah penelitian. Ketiga sayatan inilah yang digunakan untuk melakukan pemodelan 2D (Gambar 5.6).



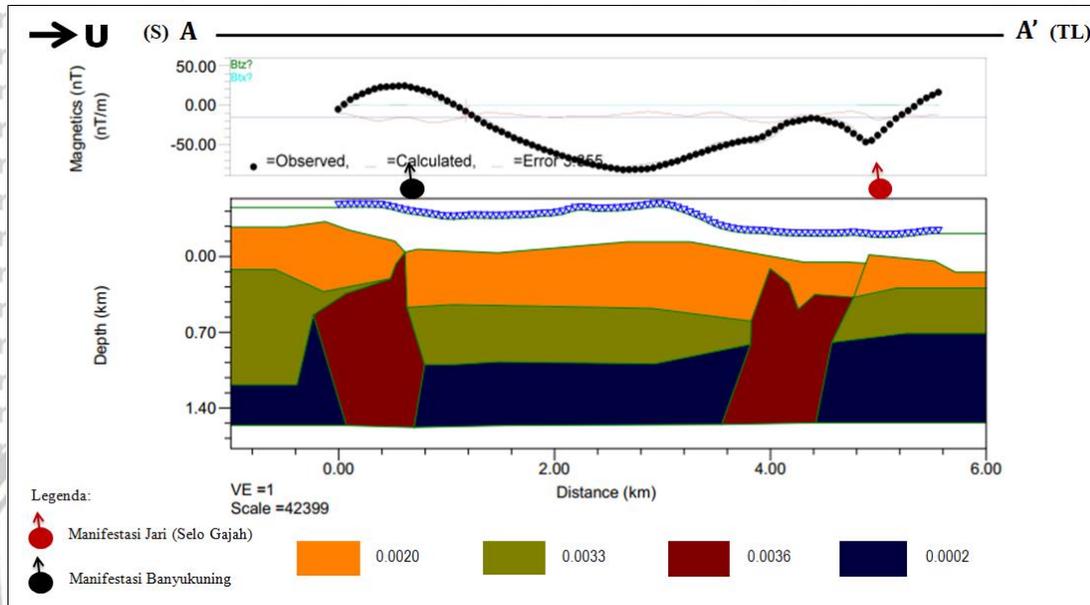
**Gambar 5.6** Penentuan Sayatan pada Peta Kontur Anomali Residual

**5.3.1 Pemodelan 2D**

**5.3.1.1 Sayatan A-A'**

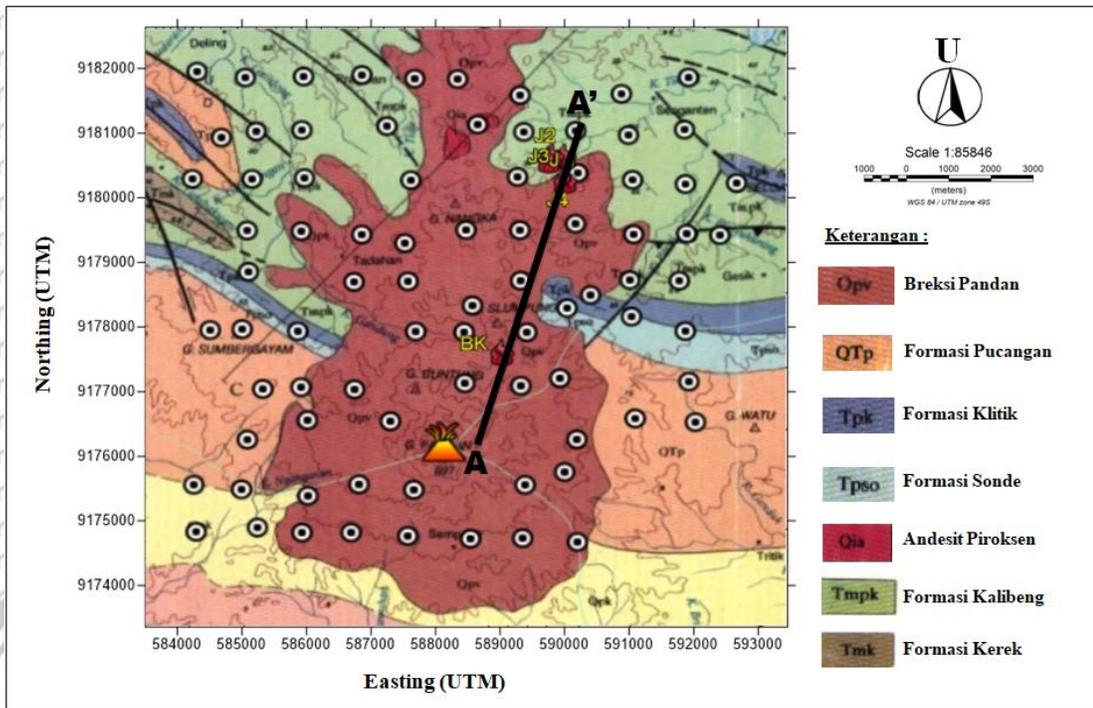
Sayatan A-A' memotong klosur positif dan negatif yang berarah selatan-timur laut dengan panjang lintasan sekitar 6 km. Hasil Pemodelan sayatan A-A' dapat dilihat pada Gambar 5.7. Pada sayatan A-A' terlihat bahwa terjadi penurunan anomali pada jarak 2053,2 m sampai 3107,2 m, dan 4021,1 m sampai 5000,2 m. Hal ini diperkirakan karena adanya zona lemah berupa *crack*/rekahan. Hasil pemodelan 2D pada Gambar 5.7 memperlihatkan informasi bawah permukaan berupa susunan

lapisan batuan dengan nilai suseptibilitas. Terdapat tiga lapisan pada pemodelan penampang anomali sayatan A-A'.



Gambar 5.7 Hasil Pemodelan 2D Sayatan A-A'

Lapisan pertama ditunjukkan oleh warna orange dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0020 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemui mulai pada kedalaman sekitar 0 sampai 450 m. Lapisan kedua ditandai oleh warna hijau dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0033 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemukan pada kedalaman sekitar 200m sampai 1162 m. Lapisan ketiga ditampilkan oleh warna biru tua dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0002 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemui pada kedalaman sekitar 590 m sampai 1500 m. Terdapat polygon berwarna merah tua dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0036 (cgs unit), yang ditemukan pada kedalaman 0 sampai 1500 m.



**Gambar 5.8** Overlay Peta Geologi pada Sayatan A-A'

Peta geologi (Gambar 5.8) menunjukkan bahwa terdapat beberapa formasi batuan pada daerah yang ter-slicing, yang mempengaruhi anomali magnetik pada sayatan ini. Formasi batuan tersebut terdiri dari breksi pandan (Qvp), formasi pucangan (QTp), formasi klitik (Tpk), formasi sonde (Tpso), formasi kalibeng (Tmpk), formasi kerek (Tmk) dan andesit piroksen (Qia).

Hasil pemodelan sayatan A-A', memperlihatkan bahwa terdapat nilai suseptibilitas rendah pada lapisan ketiga. Penurunan nilai suseptibilitas diduga akibat dari tingginya suhu dari sumber panas di bawah permukaan. Lapisan batuan ini diindikasikan telah mengalami demagnetisasi dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0002 (cgs unit) yang diduga sebagai reservoir hidrotermal. Jika dikorelasikan dengan peta geologi maka lapisan batuan ini diduga berada pada formasi pucangan

(QTp) yang berada di selatan daerah penelitian dan formasi kerek (Tmk) dibagian utara yang merupakan breksi vulkanik dan batupasir tufaan. Lapisan kedua diduga berada pada formasi pucangan (QTp) yang berada di selatan daerah penelitian dan formasi kalibeng (TmPk) dibagian utara. Bagian bawah dari formasi kalibeng (TmPk) tersusun oleh napal tak berlapis dan bagian teratas ditempati oleh napal lempung. Sedangkan formasi pucangan (QTp) berkembang sebagai fasies vulkanik dan lempung (Pringgoprawiro, 1992). Lapisan batuan ini diindikasikan sebagai lapisan penundung/*caprock* dari sistem panas bumi di daerah penelitian. Sedangkan lapisan pertama diduga merupakan breksi pandan (Qpv).

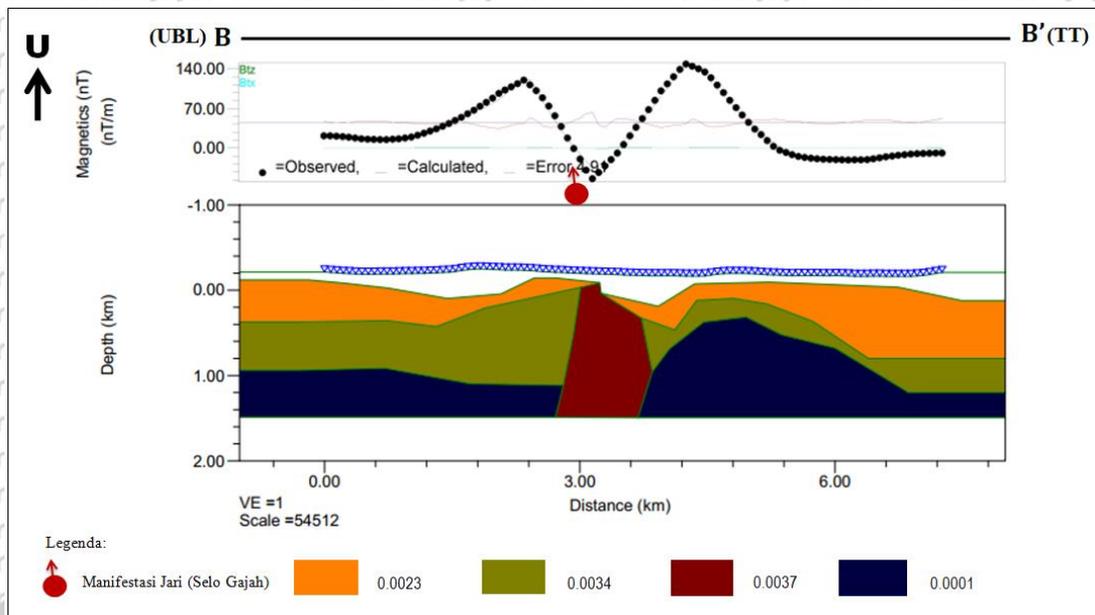
Tabel 5.1 Hasil Pemodelan Sayatan A-A'

Lapisan	Kedalaman (m)	Ketebalan (m)	Kontras Suseptibilitas (cgs unit)	Formasi	Litologi	Ket.
1	0-450	450	0,0020	Qpv	Breksi Pandan	Batuan Terobosan
2	200-1162	962	0,0033	QTp dan TmPk	Napal Lempung	Penundung/ <i>caprock</i>
3	590-1500	910	0,0002	QTp dan Tmk	Breksi Vulkanik dan Batupasir Tufaan	Reservoar Hidrotermal
4	0-1500	1500	0,0036	Qia	Andesit Piroksen	Batuan Intrusi

### 5.3.1.2 Sayatan B-B'

Sayatan B-B' memotong klosur positif dan negatif yang berarah utara barat laut-timur tenggara dengan panjang lintasan sekitar 7 km. Hasil Pemodelan sayatan B-B' dapat dilihat pada Gambar 5.9. Pada sayatan B-B' terlihat bahwa terjadi penurunan anomali pada jarak 3002,2 m sampai 3500,2 m. Hal ini diperkirakan karena adanya zona lemah berupa *crack*/rekahan. Hasil pemodelan pada Gambar 5.9 memperlihatkan informasi bawah permukaan berupa susunan lapisan batuan dengan nilai suseptibilitas. Terdapat tiga lapisan pada pemodelan penampang anomali sayatan B-B'.

Lapisan pertama ditunjukkan oleh warna orange dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0023 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemui mulai pada kedalaman sekitar 0 sampai 500 m. Lapisan kedua ditandai oleh warna hijau dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0034 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemukan pada kedalaman sekitar 250 m sampai 1000 m. Lapisan ketiga ditampilkan oleh warna biru tua dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0001 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemui pada kedalaman sekitar 500 m sampai 1500 m. Terdapat polygon berwarna merah tua dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0037 (cgs unit), yang ditemukan pada kedalaman 0 sampai 1500 m.



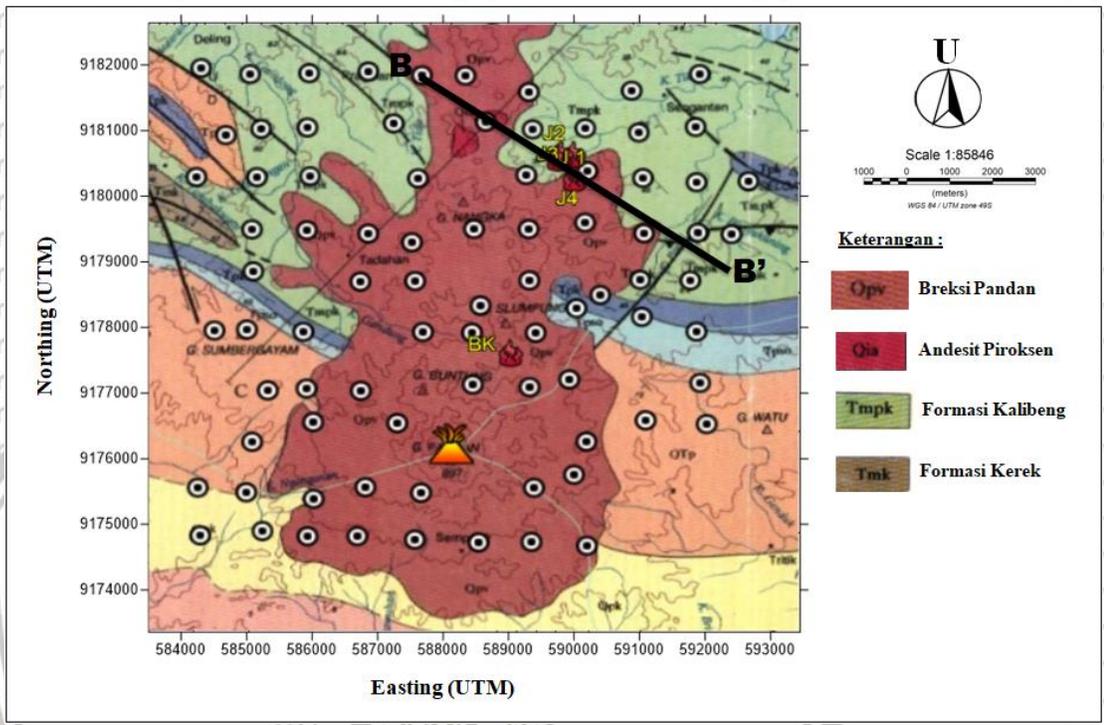
**Gambar 5.9** Hasil Pemodelan 2D Sayatan B-B'

Peta geologi (Gambar 5.10) menunjukkan bahwa terdapat beberapa formasi batuan pada daerah yang ter-*slicing*, yang mempengaruhi anomali magnetik pada sayatan ini. Formasi batuan tersebut terdiri dari breksi pandan (Qpv), formasi kalibeng (Tm<sub>pk</sub>), formasi kerek (Tm<sub>k</sub>) dan andesit piroksen (Qia).

Hasil pemodelan sayatan B-B' memperlihatkan bahwa terdapat nilai suseptibilitas rendah pada lapisan ketiga. Penurunan nilai suseptibilitas diduga akibat dari sumber panas di bawah permukaan. Lapisan batuan ini diindikasikan telah mengalami demagnetisasi dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0001 (cgs unit).

Batuan ini diduga sebagai reservoir hidrotermal. Apabila dikorelasikan dengan peta geologi maka lapisan batuan ini diduga berada pada formasi kerek (Tm<sub>k</sub>) yang merupakan batupasir tufaan. Lapisan kedua diduga berada pada formasi kalibeng (Tm<sub>pk</sub>) yang merupakan napal lempung. Lapisan batuan ini diindikasikan sebagai

lapisan penundung/*caprock* dari sistem panas bumi di daerah penelitian. Sedangkan lapisan pertama diduga merupakan breksi pandan (Qpv).



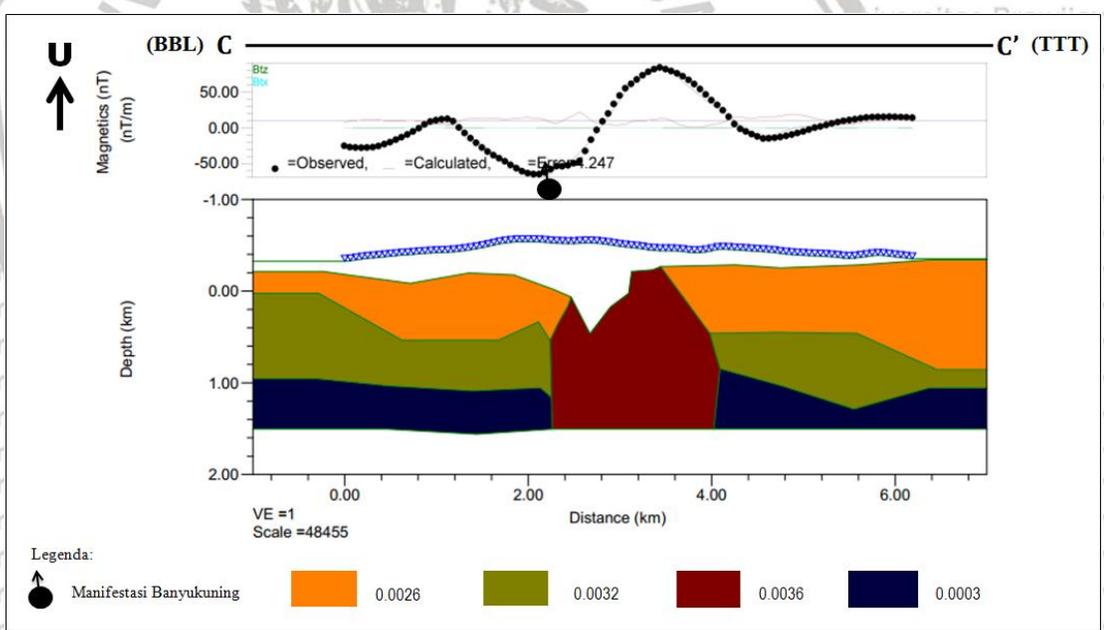
Gambar 5.10 Overlay Peta Geologi pada Sayatan B-B'

Tabel 5.2 Hasil Pemodelan Sayatan B-B'

Lapisan	Kedalaman (m)	Ketebalan (m)	Kontras Suseptibilitas (cgs unit)	Formasi	Litologi	Ket.
1	0-500	500	0,0023	Qpv	Breksi Pandan	Batuan Terobosan
2	250-1000	750	0,0034	Tmk	Napal Lempung	Penundung <i>caprock</i>
3	500-1500	1000	0,0001	Tmk	Batupasir Tufaan	Reservoar Hidrotermal
4	0-1500	1500	0,0037	Qia	Andesit Piroksen	Batuan Intrusi

### 5.3.1.3 Sayatan C-C'

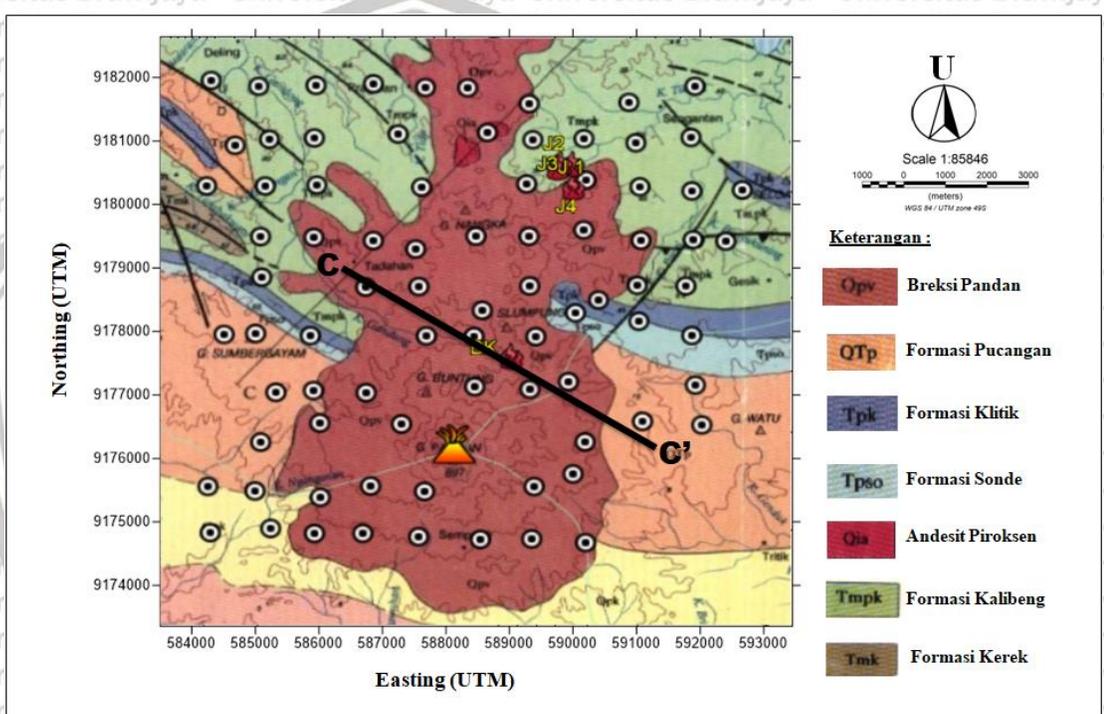
Sayatan C-C' memotong klosur positif dan negatif yang berarah barat-barat laut-timur-timur tenggara dengan panjang lintasan sekitar 6.5 km. Hasil Pemodelan sayatan C-C' dapat dilihat pada Gambar 5.11. Pada sayatan C-C' terlihat bahwa terjadi penurunan anomali pada jarak 2105,2 m sampai 3006,2 m. Hal ini diperkirakan karena adanya zona lemah (*crack/rekahan*). Hasil pemodelan pada Gambar 5.11 memperlihatkan informasi bawah permukaan berupa susunan lapisan batuan dengan nilai suseptibilitas. Terdapat tiga lapisan pada pemodelan penampang anomali sayatan C-C'.



**Gambar 5.11** Hasil Pemodelan 2D Sayatan C-C'

Lapisan pertama ditunjukkan oleh warna orange dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0026 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemui mulai pada kedalaman sekitar 0 sampai 500 m. Lapisan kedua ditandai oleh warna hijau dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0032 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemukan pada kedalaman sekitar

50m sampai 1000 m. Lapisan ketiga ditampilkan oleh warna biru tua dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0003 (cgs unit). Lapisan ini dapat ditemui pada kedalaman sekitar 1000 m sampai 1500 m. Terdapat polygon berwarna merah tua dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0036 (cgs unit), yang ditemukan pada kedalaman 0 sampai 1500 m.



Gambar 5.12 Overlay Peta Geologi pada Sayatan C-C'

Peta geologi (Gambar 5.12) menunjukkan bahwa terdapat beberapa formasi batuan pada daerah yang ter-slicing, yang mempengaruhi anomali magnetik pada sayatan ini. Formasi batuan tersebut terdiri dari breksi pandan (Qpv), formasi pucangan (QTp), formasi klitik (Tpk), formasi sonde (Tpso), formasi kalibeng (TmPk), formasi kerek (Tmk) dan andesit piroksen (Qia).

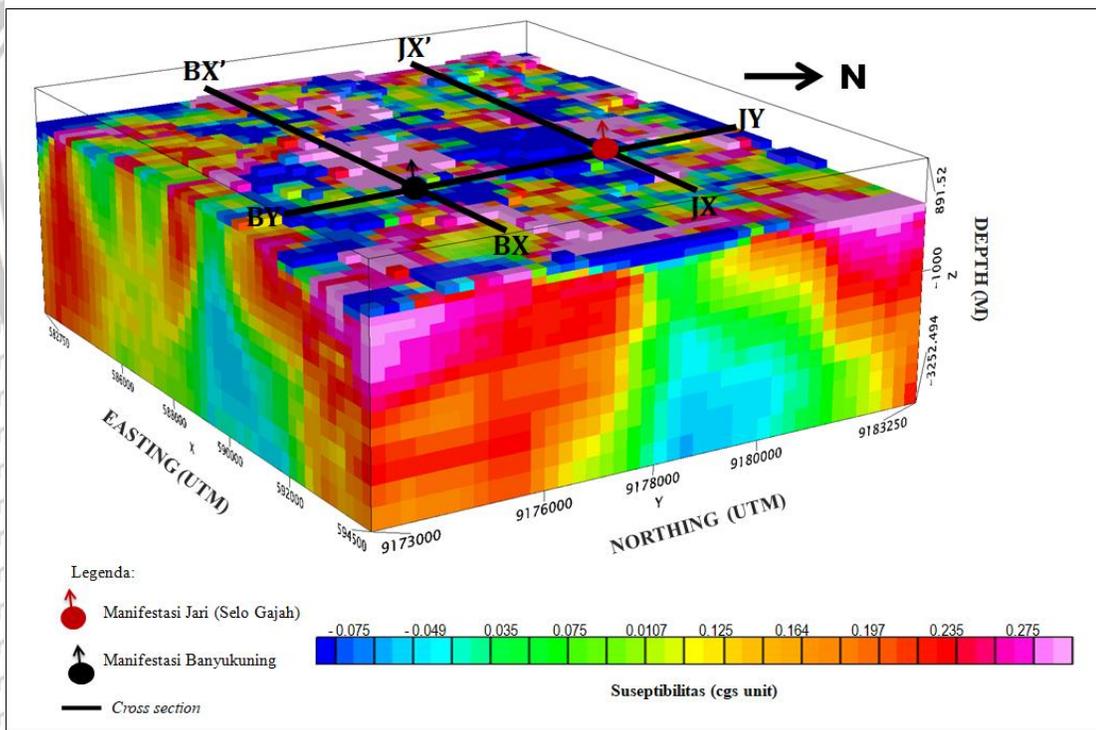
Hasil pemodelan sayatan C-C', menunjukkan bahwa terdapat nilai suseptibilitas rendah pada lapisan ketiga. Penurunan nilai suseptibilitas diduga akibat dari sumber panas di bawah permukaan. Lapisan batuan ini diindikasikan telah mengalami demagnetisasi dengan nilai kontras suseptibilitas 0,0003 (cgs unit) yang diduga sebagai reservoir hidrotermal. Apabila dikorelasikan dengan peta geologi maka lapisan batuan ini diduga berada pada formasi pucangan (QTp) yang merupakan breksi vulkanik. Lapisan kedua diduga berada pada formasi pucangan (QTp) yang merupakan lempung. Lapisan batuan ini diindikasikan sebagai lapisan penundung/caprock dari sistem panas bumi di daerah penelitian. Sedangkan lapisan pertama diduga merupakan breksi pandan (Qpv).

**Tabel 5.3 Hasil Pemodelan Sayatan C-C'**

Lapisan	Kedalaman (m)	Ketebalan (m)	Kontras Suseptibilitas (cgs unit)	Formasi	Litologi	Ket.
1	0-500	500	0,0026	Qpv	Breksi Pandan	Batuan Terobosan
2	50-1000	950	0,0032	QTp	Lempung	Penundung/ Caprock
3	1000-1500	500	0,0003		Breksi Vulkanik	Reservoir Hidrotermal
4	0-1500	1500	0,0036	Qia	Andesit Piroksen	Batuan Intrusi

**5.3.2 Pemodelan 3D**

Model 3D data anomali medan magnetik dapat dilihat pada Gambar 5.13 berupa sebuah kotak dengan koordinat X,Y dan Z. Sumbu X merupakan bujur (UTM), sumbu Y merupakan lintang (UTM) dan sumbu Z merupakan kedalaman (meter). Nilai *colour scala* pada model 3D menggambarkan nilai suseptibilitas batuan pada daerah penelitian. Model 3D secara inversi dilakukan terhadap peta kontur anomali magnetik residual. Tujuannya adalah untuk memperoleh persebaran nilai suseptibilitas bawah permukaan daerah penelitian.



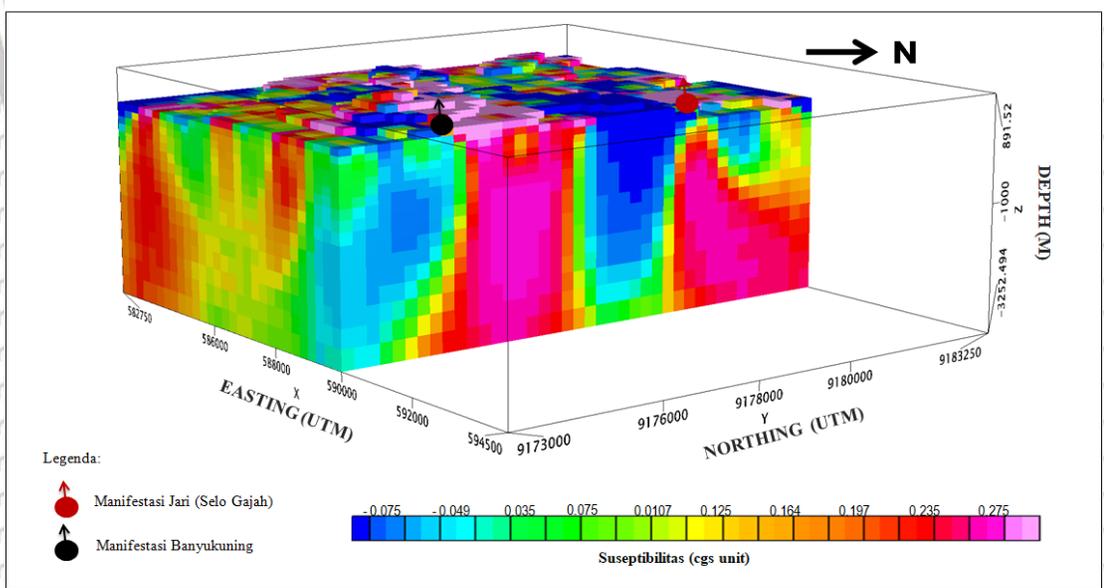
**Gambar 5.13** Hasil Pemodelan 3D Daerah Penelitian

Hasil dari pemodelan 3D (Gambar 5.13) memiliki rentang nilai kontras suseptibilitas sebesar  $-0,075 - 0,275$  (cgs unit). Dari pemodelan 3D kemudian dilakukan sayatan yang memotong manifestasi Banyukuning dan Jari (Selo Gajah).

Analisa terhadap hasil pemodelan inversi dilakukan dengan membuat pemotongan pada masing-masing manifestasi. Sayatan dilakukan dengan arah terhadap sumbu X dan sumbu Y.

**5.3.2.1 Manifestasi Jari dan Banyukuning (Sayatan BY-JY)**

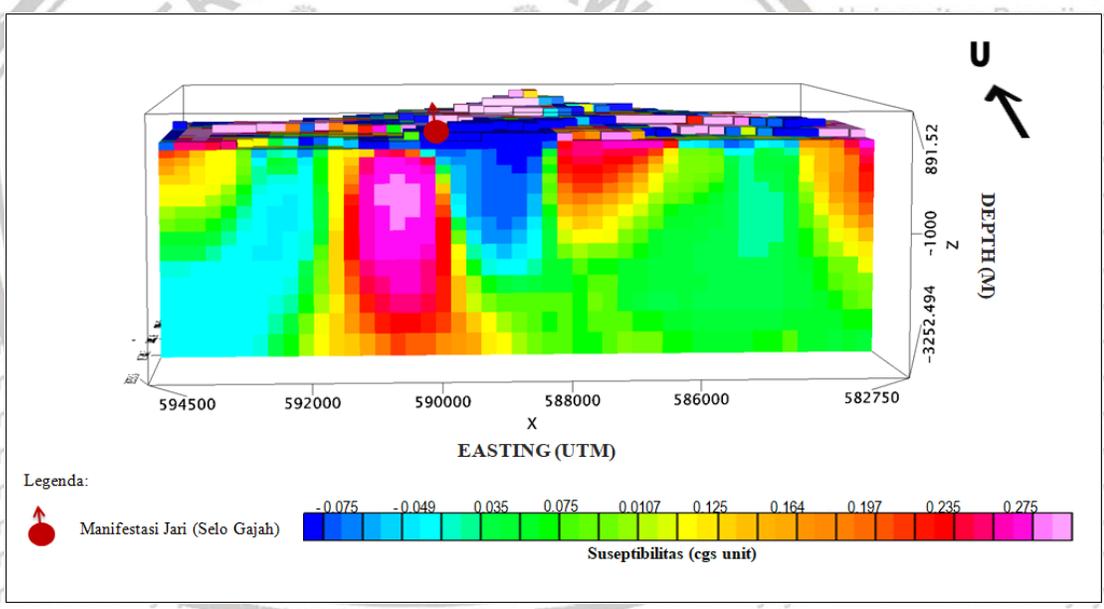
Sayatan BY-JY memotong manifestasi Banyukuning dan Jari (Selo Gajah) yang berarah selatan-timur laut. Hasil pemodelan sayatan BY-JY (Gambar 5.14) yang memperlihatkan bahwa reservoir hidrotermal Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning ditemukan pada kedalaman sekitar 500 m sampai 3252,5 m yang ditunjukkan oleh nilai kontras suseptibilitas rendah (warna biru). Diduga terdapat batuan intrusi gunung Pandan yang ditunjukkan oleh nilai kontras suseptibilitas tinggi (warna merah).



**Gambar 5.14 Hasil Pemodelan 3D Sayatan BY-JY**

**5.3.2.2 Manifestasi Jari (Sayatan JX-JX')**

Sayatan JX-X' berarah utara barat laut-timur tenggara di daerah penelitian. Hasil pemodelan sayatan JX-JX' (Gambar 5.15) memperlihatkan bahwa reservoir hidrotermal manifestasi Jari (Selo Gajah) ditemukan pada kedalaman sekitar 500 m sampai 3252,5 m yang ditandai dengan nilai kontras suseptibilitas rendah (warna biru) dan memiliki kemenerusan dari utara barat laut ke timur laut. Diduga terdapat batuan intrusi gunung Pandan yang ditunjukkan oleh nilai kontras suseptibilitas tinggi (warna merah).

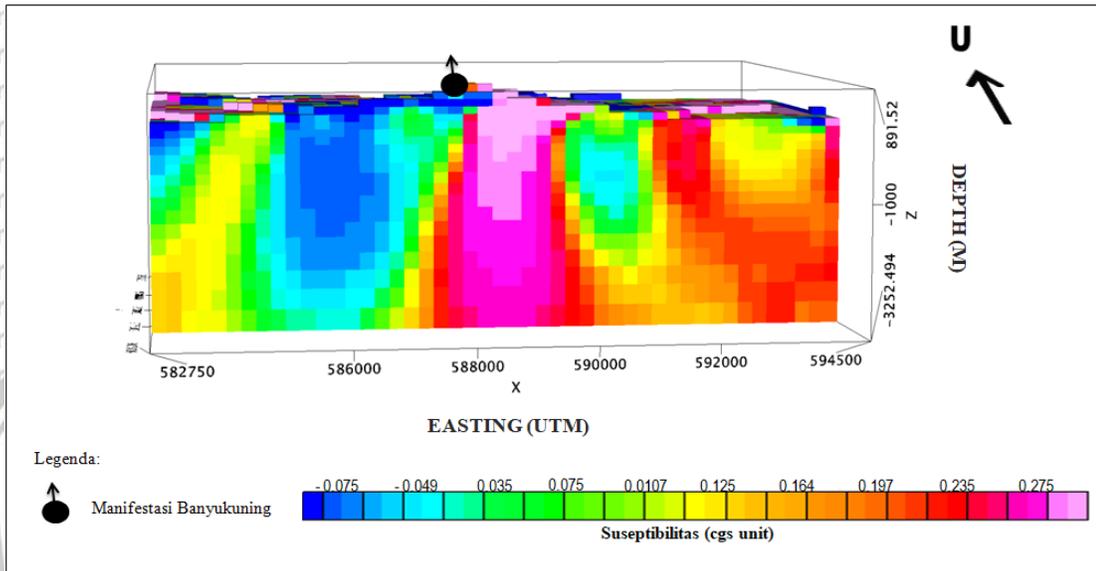


**Gambar 5.15** Hasil Pemodelan 3D Sayatan JX-JX'

**5.3.2.3 Manifestasi Banyukuning (Sayatan BX-BX')**

Sayatan BX-BX' berarah barat-tenggara di daerah penelitian. Hasil pemodelan sayatan BX-BX' (Gambar 5.16) memperlihatkan bahwa reservoir hidrotermal manifestasi Banyukuning ditemukan pada kedalaman sekitar 500 m sampai 3252,5 m yang ditunjukkan oleh nilai kontras suseptibilitas rendah (warna

biru) dan memiliki kemenerusan dari selatan ke barat daya. Diduga terdapat batuan intrusi gunung Pandan yang ditandai dengan nilai kontras suseptibilitas tinggi (warna merah).



Gambar 5.16 Hasil Pemodelan 3D Sayatan BX-BX'

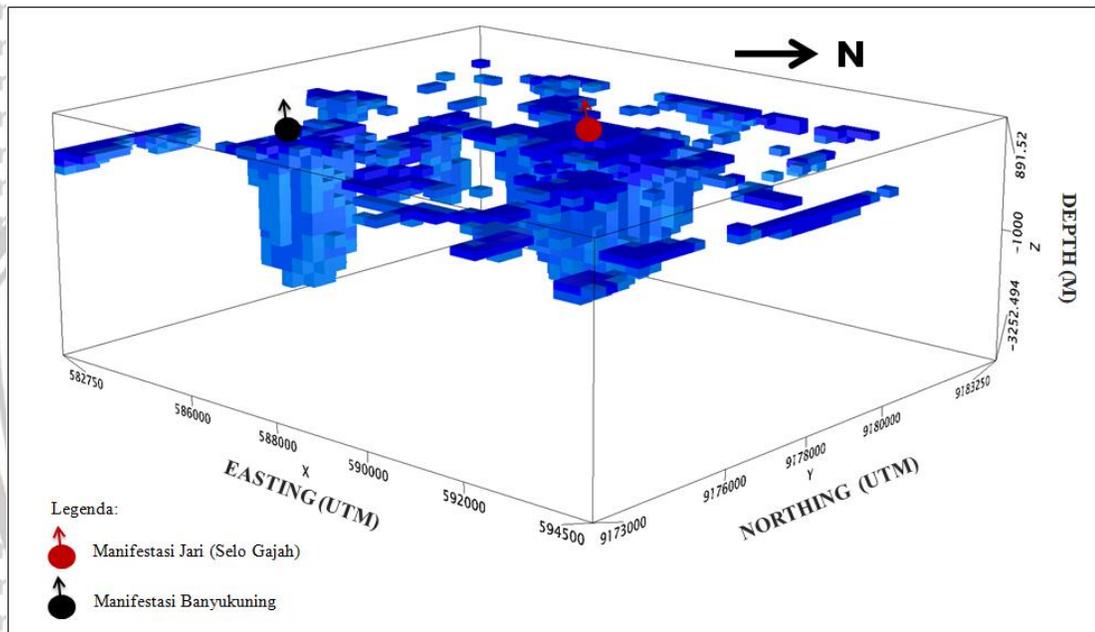
Tabel 5.4 Hasil Pemodelan Sayatan (BY-JY, JX-JY' dan BX-BY')

Sayatan	Kedalaman (m)	Ketebalan (m)	Kontras Suseptibilitas (cgs unit)	Kemenerusan Reservoir
BY-JY				Utara Barat
JX-JY'	500-3252,5	2752,5	-0,075 sampai 0,0009	Laut ke Timur Laut
BX-BX'				Selatan ke Barat Daya

### 5.3.3 Penentuan Lokasi Reservoir Hidrotermal

Penentuan lokasi reservoir hidrotermal, dilakukan dengan memanfaatkan nilai suseptibilitas rendah yang muncul pada hasil inversi. Nilai kontras suseptibilitas yang

digunakan adalah  $-0,075$  sampai  $0,0009$  (cgs unit). Terdapat dua kelompok mata air panas yaitu Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning yang berjarak kurang lebih 3 km. Kelompok mata air panas Jari (Selo Gajah) memiliki suhu yang lebih tinggi dibandingkan di Banyukuning, dengan suhu berkisar antara  $40^{\circ}\text{C}$  sampai  $58^{\circ}\text{C}$  sedangkan pada mata air Banyukuning memiliki suhu  $37^{\circ}\text{C}$ .



**Gambar 5.17** Model Inversi pada Rentang Nilai Kontras Suseptibilitas  $-0,075$  sampai  $0,0009$  (cgs unit)

Berdasarkan Gambar 5.17 memperlihatkan bahwa diduga manifestasi Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning memiliki reservoir hidrotermal yang berbeda. Hal ini menunjukkan bahwa terdapat perbedaan asal air panas dari kedua manifestasi tersebut. Reservoir hidrotermal dari manifestasi Jari (Selo Gajah) diduga berada di bagian timur laut, sedangkan reservoir hidrotermal dari manifestasi Banyukuning diduga berada di bagian barat daya daerah penelitian.

**5.4 Manifestasi Panas Bumi Kompleks Gunung Pandan**

Manifestasi panas bumi yang ditemukan pada daerah penelitian tersebar di dua lokasi yaitu di Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning berupa mata air panas.

Terdapat empat lokasi mata air yang tersebar di Jari dan satu lokasi mata air di Banyukuning dapat dilihat pada (Tabel 5.5) :

**Tabel 5.5** Manifestasi Mata Air Panas di Kompleks Gunung Pandan

Mata Air Panas	Jenis	Koordinat E/ N (UTM)	AP (T°C)	Elevasi (m)	Keterangan
Air Panas Jari I (Selo Gajah)	Air Panas	589988/ 9180578	50	214	Air Jernih, terdapat gelembung-gelembung, debit kecil, sedikit bau belerang,
Air Panas Jari II (Selo Gajah)	Air Hangat	590055/ 9180661	40	209	Air Jernih, terdapat gelembung-gelembung, debit kecil, sedikit bau belerang, ditemukan batuan karbonat
Air Panas Jari III (Selo Gajah)	Air Panas	590276/ 9180647	48	204	Air Jernih, terdapat gelembung-gelembung, debit kecil, sedikit bau belerang
Air Panas Jari IV (Selo Gajah)	Air Panas	590284/ 9180174	58	270	Air Keruh, bau belerang, terdapat gelembung-gelembung, debit sedang, bau belerang
Air Panas Banyukuning	Air Hangat	589139/ 9176787	37	500	Air Jernih, terdapat gelembung-gelembung, sedikit bau belerang debit sedang



Mata Air Panas Jari (Selo Gajah) I



Mata Air Panas Jari (Selo Gajah) II



Mata Air Panas Jari (Selo Gajah) III



Mata Air Panas Jari (Selo Gajah) IV



Mata Air Panas Banyukuning

Gambar 5.18 Mata Air Panas di Kompleks Gunung Pandan

### 5.4.1 Hasil Analisis Geokimia Air

Data geokimia air yang digunakan adalah dari lima sampel air panas di kompleks gunung Pandan. Hasil dari analisis geokimia air adalah konsentrasi unsur-unsur yang terkandung dalam sampel air untuk menentukan tipe air panas dan temperatur reservoir (Tabel 5.6), yang selanjutnya digunakan untuk menghitung potensi panas bumi di daerah penelitian. Hasil analisis geokimia dari lima mata air panas ditunjukkan oleh Tabel 5.6:

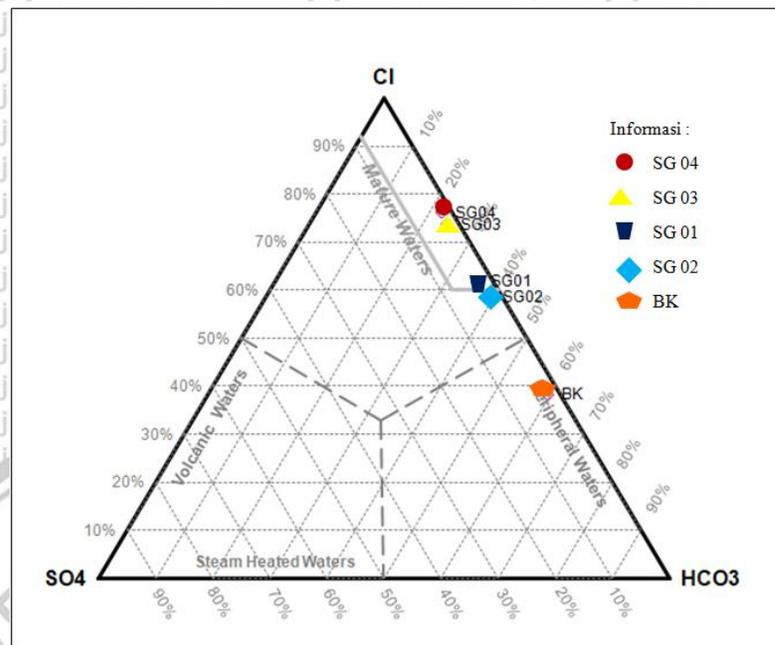
**Tabel 5.6 Hasil Analisis Geokimia Air**

Unsur	SG 01	SG 02	SG 03	SG 04	BK	Satuan
pH	6,6	6,5	6,8	6,6	6,2	
Cl	2877	2977	5317	7897	577	mg/L
SO <sub>4</sub>	128,9	114,8	158,0	183,6	31,34	mg/L
Na	2,571	1,2571	0,9570	1,455	0,7543	mg/L
K	0,9551	0,9775	0,8551	1,2430	0,9324	mg/L
Ca	1,4321	2,250	2,1431	1,255	1,342	mg/L
Al	< 0,1011	< 0,1011	< 0,1011	< 0,1011	< 0,1011	mg/L
HCO <sub>3</sub>	1649	1996	1745	2282	896,3	mg/L
SiO <sub>2</sub>	16,57	18,67	15,48	19,28	20,57	mg/L

Berdasarkan data Tabel 5.6 menunjukkan bahwa pH air panas di kompleks gunung Pandan berkisar 6,2 sampai 6,8 yaitu bersifat asam sampai mendekati netral.

### 5.4.2 Tipe Air Panas

Penentuan tipe air panas dapat dilakukan dengan *ploting* pada diagram segitiga Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> untuk mengetahui konsentrasi unsur yang paling dominan pada setiap sampel air panas. Tipe air panas berupa air klorida (Cl), air bikarbonat (HCO<sub>3</sub>) dan air sulfat (SO<sub>4</sub>) tergantung unsur yang paling dominan. Diagram segitiga Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> dapat dilihat pada Gambar 5.19 :



**Gambar 5.19** Hasil Analisis Geokimia pada Diagram CI-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>

Berdasarkan Gambar 5.19 diketahui tipe air pada daerah penelitian merupakan air klorida dan bikarbonat. Tipe air klorida ditandai dengan unsur CL (Klorida) yang paling dominan sedangkan air bikarbonat anion utamanya adalah HCO<sub>3</sub>. Air klorida ditemukan pada mata air Jari (Selo Gajah) (SG 01, SG 02, SG 03 dan SG 04) sedangkan air bikarbonat ditemukan pada mata air Banyukuning (BK).

Air klorida (Cl) menunjukkan bahwa fluida air panas berasal langsung dari reservoir tanpa mengalami pencampuran dengan batuan sampling dan air permukaan serta muncul ke permukaan dengan kandungan Cl yang dominan, sehingga dapat digunakan untuk menentukan temperatur reservoir panas bumi. Pada sistem yang didominasi oleh batuan vulkanik, air bikarbonat (HCO<sub>3</sub>) umumnya terbentuk di daerah marginal dan dekat permukaan, dimana gas CO<sub>2</sub> bersama dengan uap air terkondensasi ke dalam air tanah, kondensasi uap tersebut dapat memanaskan air tanah atau terpanaskan oleh uap (*steam heated*) sehingga membentuk larutan HCO<sub>3</sub>.

Air bikarbonat ( $\text{HCO}_3$ ) terbentuk di bawah muka air tanah yang umumnya bersifat asam lemah, tetapi dengan hilangnya  $\text{CO}_2$  terlarut, derajat keasamaan air ini dapat meningkat menjadi netral atau sedikit basa (Aribowo,2012).

### 5.4.3 Temperatur Reservoir Panas Bumi

Penentuan temperatur reservoir dapat dilakukan dengan menggunakan geotermometer unsur. Geotermometer yang tepat digunakan adalah geotermometer Na-K-Ca. Geotermometer ini digunakan untuk sistem entalpi rendah ketika fluida panas bumi memiliki kandungan kalsium (K) yang tinggi. Selain itu unsur aluminium (Al) dalam kondisi solid atau konsentrasi dalam fluida sangat sedikit. Temperatur reservoir hasil perhitungan dengan menggunakan geotermometer Na-K-Ca dapat dilihat pada Tabel 5.7:

**Tabel 5.7** Hasil Perhitungan Geotermometer Na-K-Ca

Mata Air	Tipe Air	Unsur	ppm	Geotermometer (°C)
SG 01	Air Klorida	Na	2,571	108,1
		K	0,9551	
		Ca	1,4321	
SG 02	Air Klorida	Na	1,2571	138,5
		K	0,9775	
		Ca	2,250	
SG 03	Air Klorida	Na	0,9570	130,3
		K	0,8551	
		Ca	2,1431	
SG 04	Air Klorida	Na	1,455	139,2
		K	1,2430	
		Ca	1,255	

Berdasarkan hasil analisis pada (Tabel 5.7), menunjukkan bahwa temperatur reservoir hasil perhitungan geotermometer Na-K-Ca berkisar antara 108,1°C sampai 139,2°C. Rata-rata temperatur dari tipe air klorida menunjukkan bahwa temperatur reservoir panas bumi kompleks gunung Pandan sekitar 130°C, sehingga termasuk dalam klasifikasi sistem panas bumi bertemperatur sedang.

### 5.5 Potensi Energi Panas Bumi Kompleks Gunung Pandan

Perhitungan potensi energi panas bumi di daerah penelitian menggunakan metode volumetrik yang sesuai SNI No.13-6171-1999 dengan parameter dari metode magnetik dan geokimia. Parameter dari metode magnetik adalah luasan area panas bumi dan ketebalan reservoir. Sedangkan parameter geokimia berupa temperatur reservoir. Selain itu, terdapat beberapa parameter lainnya (Tabel 5.4). Daerah panas bumi kompleks gunung Pandan termasuk dalam kelas sumber daya terduga, sehingga dapat diasumsikan angka parameter pada Tabel 5.8:

**Tabel 5.8** Asumsi dan Acuan yang digunakan untuk Perhitungan Parameter

Parameter	Kondisi Awal	Kondisi Akhir	Acuan
Porositas batuan reservoir	0,1		SNI No.13-6171-1999
Kapasitas batuan (kJ/kgC)	1		SNI No.13-6482-2000
Densitas batuan (kg/m <sup>3</sup> )	2,5x10 <sup>3</sup>		SNI No.13-6482-2000
Saturasi air (fraksi)	1		SNI No.13-6171-1999
Saturasi uap (fraksi)	0		SNI No.13-6171-1999
Temperatur akhir reservoir (°C)	120		SNI No.13-6171-1999
Densitas air (kg/m <sup>3</sup> )	909,1	909,1	Tabel uap
Densitas uap (kg/m <sup>3</sup> )	2,5	1,1	Tabel uap
Energi dalam air	631,6	504,1	Tabel uap
Energi dalam uap (kg/m <sup>3</sup> )	2560,2	2529,8	Tabel uap
Waktu pembangkitan (tahun)	30		SNI No.13-6171-1999
Faktor perolehan (%)	0,25		Saptadji (2002)
Faktor konversi listrik (%)	0,1		SNI No.13-6171-1999

Perhitungan energi potensi panas bumi pada kelas sumber daya terduga dapat digunakan Pers. (2.17). Persamaan tersebut membutuhkan parameter berdasarkan metode magnetik dan geokimia yaitu  $A$  (luas area potensi panas bumi),  $h$  (ketebalan reservoir) dan  $T$  (temperatur reservoir). Luas area potensi panas bumi daerah penelitian adalah  $90 \text{ km}^2$ , ketebalan reservoir  $2752 \text{ m}$  dan temperatur reservoir  $\pm 130^\circ\text{C}$ . Terdapat dua kondisi yaitu kondisi awal ( $H_{ei}$ ) dan kondisi akhir reservoir ( $H_{ef}$ ). Kondisi awal reservoir menyatakan kondisi kandungan energi di dalam reservoir pada keadaan awal pemanfaatan. Sedangkan kondisi akhir reservoir menyatakan kondisi kandungan energi di dalam reservoir pada keadaan akhir atau kondisi air yang telah berubah menjadi uap. Berdasarkan hasil perhitungan geotermometer Na-K-Ca diperoleh temperatur reservoir rata-rata sekitar  $130^\circ\text{C}$  yang merupakan temperatur awal. Sedangkan temperatur reservoir akhir adalah  $120^\circ\text{C}$  (Tabel 5.8). Energi panas bumi yang tersedia dihitung berdasarkan kandungan energi yang tersimpan dalam reservoir pada keadaan awal (Pers. 2.18) dan keadaan akhir (Pers. 2.19). Hasil perhitungan potensi listrik pada daerah penelitian yang dihasilkan per sekon sebesar  $0,2378 \text{ MW}_e$ , dapat dilihat pada Tabel 5.9.

**Tabel 5.9** Hasil Perhitungan Potensi Energi Panas Bumi Gunung Pandan

Perhitungan	Kondisi Awal	Kondisi Akhir
Kandungan energi yang tersimpan dalam reservoir (kJ)	$8,7 \times 10^{13}$	$7,8 \times 10^{13}$
Energi panas bumi maksimal yang tersedia (kJ)	$9 \times 10^{12}$	
Energi panas bumi yang dapat diproduksi (kJ)	$2,25 \times 10^{12}$	
Energi panas bumi yang dapat dimanfaatkan ( $\text{MW}_{th}$ )	2,378/s	
Potensi Listrik ( $\text{MW}_e$ )	0,2378/s	

## 5.6 Analisis Temporal

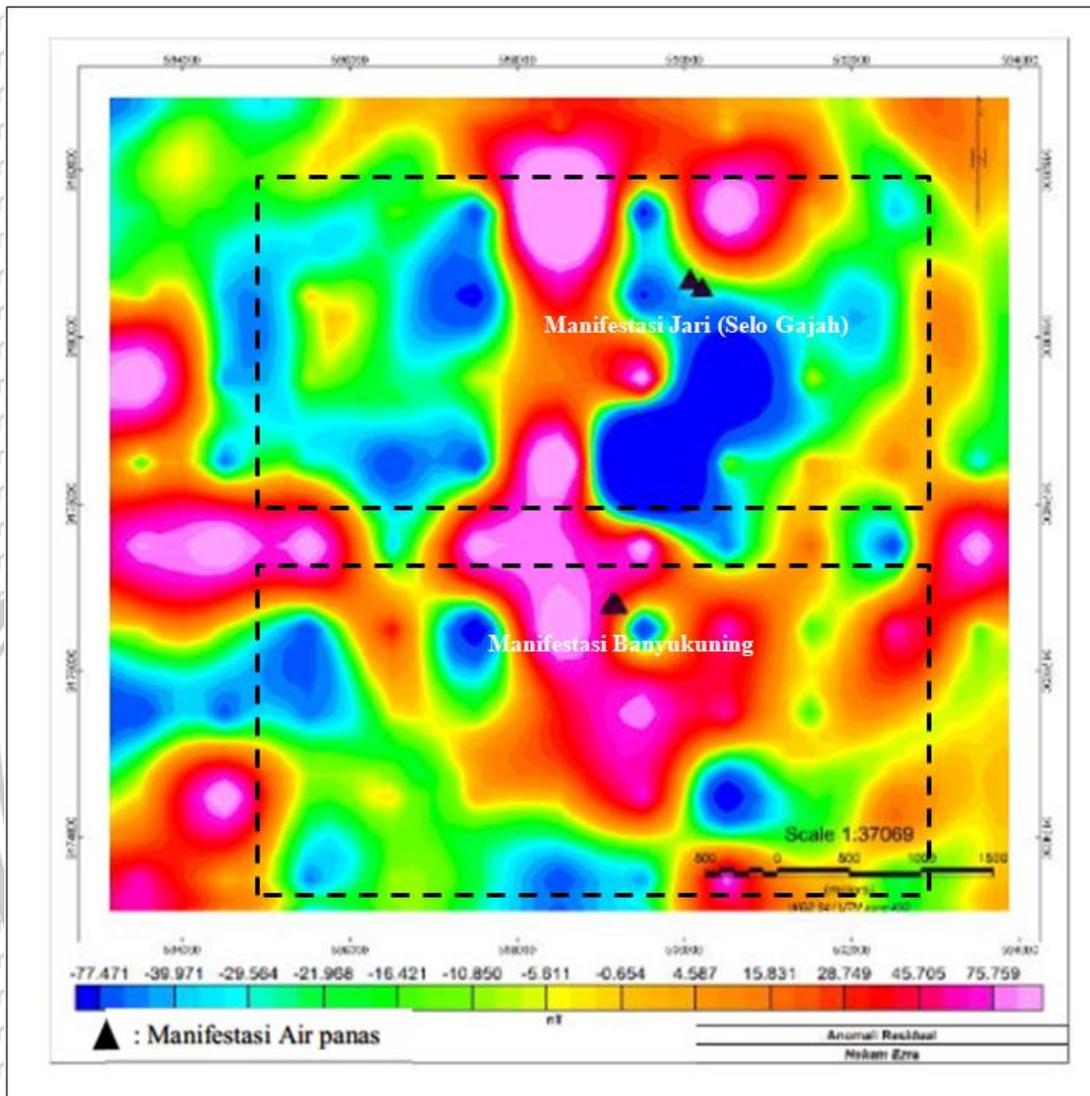
### 5.6.1 Data Magnetik

Analisis temporal pada data magnetik didasarkan pada peta anomali residual tahun 2012 dan 2018. Kedua peta tersebut kemudian dibandingkan untuk mengetahui aktivitas hidrotermal di daerah penelitian. Perbandingan menggunakan peta anomali residual dipilih untuk mengetahui perubahan dari daerah penelitian secara lokal.

Parameter yang digunakan pada kedua data dalam pengolahan disamakan agar memperoleh hasil perbandingan yang menunjukkan sumber anomali yang sama pada daerah penelitian.

#### 5.6.1.1 Data Magnetik Tahun 2012

Peta kontur anomali residual tahun 2012 dapat dilihat pada Gambar 5.20. Pola anomali ini terlihat bahwa rentang nilai anomali magnetik berkisar  $-77,471$  nT sampai  $75,752$  nT. Berdasarkan peta kontur anomali residual (Gambar 5.20) menunjukkan bahwa manifestasi Jari (Selo Gajah) dan manifestasi Banyukuning berada pada area dengan anomali rendah. Anomali tinggi pada daerah penelitian dapat dijumpai di bagian utara, barat dan selatan. Sedangkan anomali rendah berada pada wilayah barat daya-timur laut yang berada di sekitar bagian tengah daerah penelitian.

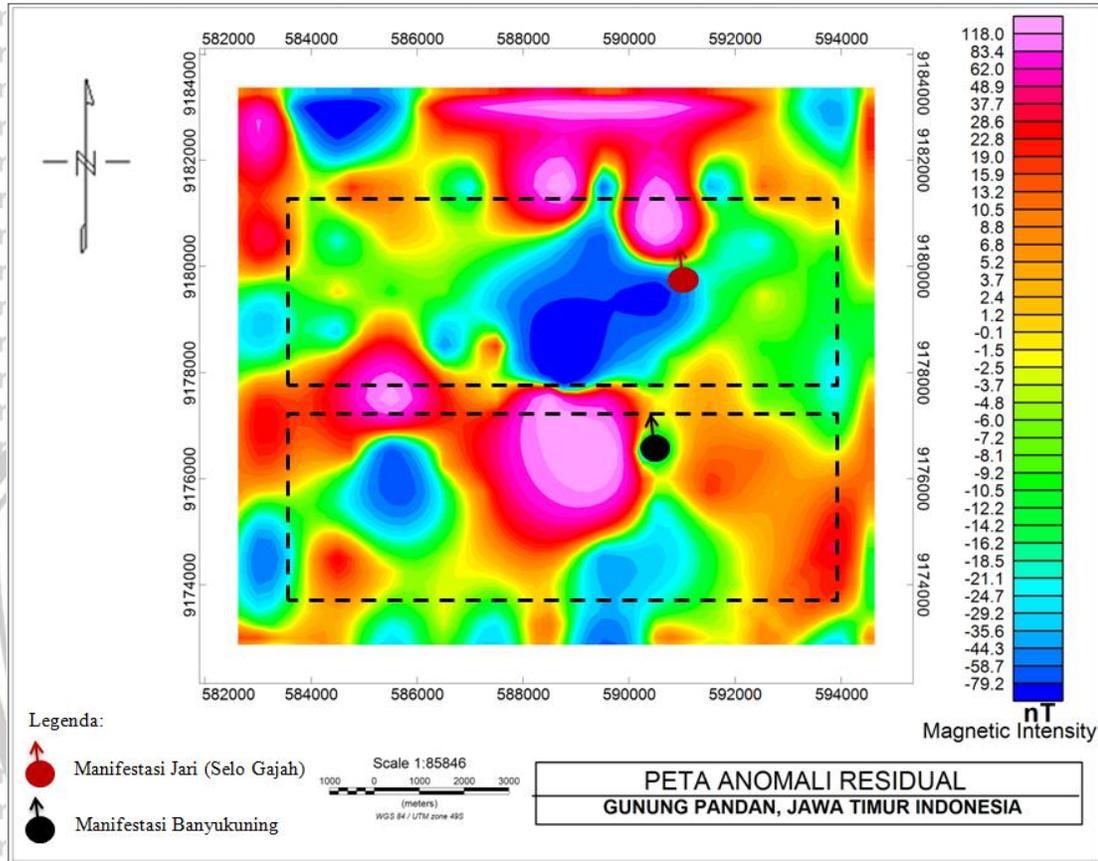


Gambar 5.20 Peta Kontur Anomali Residual Tahun 2012

### 5.6.1.2 Data Magnetik Tahun 2018

Peta kontur anomali residual tahun 2018 dapat dilihat pada Gambar 5.21. Pola anomali ini terlihat bahwa rentang nilai anomali magnetik berkisar -79,2 nT sampai 118,0 nT. Berdasarkan peta anomali residual (Gambar 5.21) menunjukkan bahwa manifestasi Jari (Selo Gajah) dan manifestasi Banyukuning berada pada anomali rendah. Anomali tinggi berada pada bagian utara, barat dan selatan daerah

penelitian. Anomali sedang dan rendah memiliki persebaran pada bagian barat laut-timur laut dan selatan tenggara-barat daya daerah penelitian.



Gambar 5.21 Peta Kontur Anomali Residual Tahun 2018

### 5.6.1.3 Perbandingan Data Magnetik Tahun 2012 dan 2018

Hasil perbandingan dari peta residual pada tahun 2012 dan 2018 menunjukkan adanya penurunan nilai anomali magnetik pada daerah penelitian. Selain itu pola kontur anomali residual mengalami perubahan yang ditandai oleh garis putus-putus (Gambar 5.20 dan Gambar 5.21). Pada tahun 2012, anomali tinggi memiliki kemenerusan dari utara daerah penelitian sampai bagian selatan dan anomali rendah yang berada di bagian timur manifestasi Banyukuning tidak memiliki kemenerusan.

Sedangkan pada tahun 2018, anomali tinggi pada bagian utara daerah penelitian tidak memiliki kemenerusan dan anomali rendah pada manifestasi Banyukuning memiliki kemenerusan ke arah selatan daerah penelitian. Hal ini disebabkan oleh aktivitas tektonik berupa gempa bumi yang terjadi pada tahun 2015 dan 2016.

Berdasarkan surat Badan Geologi Nomor 2156/45/BGL.V/2015 tanggal 6 Juli 2015 yang ditulis oleh Drs. Edi Haryanto, M.Si sebagai berikut :

1. Berdasarkan informasi BMKG yang merupakan hasil relokasi dari dugaan sebelumnya bahwa gempa bumi utama yang terjadi pada tanggal 25 Juni 2015 pukul 10:35 WIB, berpusat di koordinat  $7^{\circ}64'43''$  LS dan  $111^{\circ}66'7''$  BT pada kedalaman 1 km dengan magnitudo  $<4,5$ . Gempa memiliki mekanisme dominan sesar geser dan sedikit sesar turun dengan  $srike = 245,8^{\circ}dip = 74,3^{\circ}$  dan  $slip = 2,2^{\circ}$ .
2. Guncangan maksimum (skala MMI VI) terjadi di lereng barat daya dan selatan gunung Pandan. Menurut masyarakat telah terjadi 8 gempa bumi dengan skala kecil dalam 1 bulan. Setelah gempa utama masih terjadi gempa susulan.
3. Di sebelah barat daya gunung Pandan disusun oleh batuan breksi gunungapi dan formasi kabuh berumur plistosen yang bersifat memperkuat efek guncangan. Retakan tanah akibat gempa bumi antara N30 E sampai N50 E (barat daya-timur laut).
4. Berdasarkan data kerusakan di lapangan dan focal mekanismenya gempa bumi dipicu oleh aktivitas tektonik pada patahan aktif (sesar utama) gunung Pandan dengan orientasi barat laut-timur laut, dan mekanisme patahan/sesar mengiri (sinistral).

Gempa bumi tahun 2016, terjadi selama tiga hari (14-15 Februari 2016), BMKG mencatat adanya aktivitas gempa bumi sebanyak 35 kali dengan kekuatan Magnitudo  $<3,1$ . Aktivitas gempa bumi yang berlangsung, episenternya tampak bergeser, tersebar di sebelah utara dan timur laut zona gunung Pandan.

Berdasarkan informasi tersebut, menunjukkan bahwa aktivitas tektonik berupa gempa bumi (2015 dan 2016) menghasilkan struktur sekunder baru yang menyebabkan nilai anomali magnetik dan pola kontur anomali residual mengalami perubahan dari sebelumnya (2012). Pada manifestasi Jari (Selo Gajah) memiliki kemenerusan panas dari timur laut ke barat laut di bagian tengah daerah penelitian sedangkan pada manifestasi Banyukuning memiliki kemenerusan panas ke arah selatan.

### 5.6.2 Geokimia

Hasil analisis geokimia air pada tahun 2012 dan 2018 dapat dilihat pada Tabel 5.10. Tabel tersebut menunjukkan bahwa hasil geokimia pada tahun 2012 dan 2018 tidak jauh berbeda. Dimana pada tahun 2012 ditemukan enam mata air panas pada dua lokasi yaitu tiga mata air panas berada di Jari dan tiga lainnya terdapat di Banyukuning. Sedangkan pada tahun 2018 sebenarnya ditemukan lebih dari empat mata air panas di Jari, namun karena debitnya kecil sehingga hanya digunakan empat sampel dari mata air Jari. Demikian juga pada mata air Banyukuning, awalnya ditemukan tiga mata air panas, namun dua diantaranya telah mengalami pencampuran dengan air sungai, sehingga sampel air yang digunakan pada mata air panas Banyukuning hanya berasal dari satu sumber mata air yang dianggap dapat

memberikan informasi yang lebih akurat, karena sampel air yang diambil langsung dari sumbernya tanpa bercampur dengan air sungai.

**Tabel 5.10** Hasil Analisis Geokimia Air Tahun 2012 dan 2018

Tahun	Mata Air panas	pH	Suhu (°C)	Tipe Air	Temperatur Reservoir (°C)
2012	SG 01	7,1	40	Air Klorida	139
	SG 02	7,4	35,4		
	SG 03	7,6	43,1		
	BK 01	6,7	35,5	Air Bikarbonat	
	BK 02	7,0	36,7		
	BK 03	6,8	33,1		
2018	SG 01	6,6	50	Air Klorida	130
	SG 02	6,5	40		
	SG 03	6,8	48		
	SG 04	6,6	58		
	BK	6,2	37	Air Bikarbonat	

**5.7 Pembahasan**

Berdasarkan hasil pemodelan 2D (Gambar 5.7, 5.9 dan 5.11), dan pemodelan 3D (Gambar 5.14, 5.15 dan 5.16) menunjukkan bahwa diperkirakan adanya batuan diamagnetik dan batuan intrusi yang menjadi sumber anomali di bawah permukaan daerah penelitian. Batuan intrusi ini diduga menembus lapisan batuan hingga ke permukaan, sehingga menyebabkan munculnya *crack*/rekahan yang menjadi jalan keluarnya fluida panas ke permukaan. Batuan intrusi ini diduga merupakan batuan andesit piroksen (Qia).

Hasil *clipping* data magnetik (Gambar 5.17) memperlihatkan bahwa manifestasi Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning diduga memiliki reservoir

hidrotermal yang berbeda. Reservoir hidrotermal pada daerah penelitian diduga berada pada breksi vulkanik dan batupasir tufaan, yang ditemukan pada kedalaman 500 m sampai 3252,5 m dan ketebalan  $\pm$  2752,5 m dengan temperatur reservoir sebesar 130 °C. Manifestasi Jari (Selo Gajah) diduga memiliki kemenerusan reservoir hidrotermal dari utara barat laut menuju timur laut, sedangkan manifestasi Banyukuning diduga memiliki kemenerusan reservoir hidrotermal dari selatan ke barat daya. Lapisan penundung/*caprock* dalam sistem panas bumi gunung Pandan diduga berupa lapisan napal lempung.

Hasil pengolahan data magnetik didukung oleh hasil analisis geokimia air, yang menunjukkan bahwa kedua manifestasi mata air panas memiliki reservoir hidrotermal yang berbeda jika dilihat dari tipe air, pH air dan rata-rata suhu air permukaan pada setiap manifestasi. Mata air Jari (Selo Gajah) bersifat air klorida yang merupakan aliran secara langsung (*upflow*) karena unsur kimia yang dominan adalah klorid, dengan pH air bersifat asam mendekati netral yaitu 6,6 dan rata-rata suhu air permukaan mencapai 49°C. Sedangkan mata air Banyukuning memiliki pH air bersifat asam yaitu 6,2, dengan rata-rata suhu air permukaan adalah 37°C dan bersifat air bikarbonat yang merupakan permunculan secara *outflow* atau aliran lateral yang dibuktikan dengan unsur  $\text{HCO}_3$  yang paling dominan. Hasil pengolahan data magnetik dan geokimia dapat dilihat pada Tabel 5.11.

**Tabel 5.11** Hasil Analisis Data Magnetik dan Geokimia Air

Parameter	Manifestasi	
	Jari (Selo Gajah)	Banyukuning
Kontras Suseptibilitas (cgs unit)	-0,075 sampai 0,0009	
Reservoar Hidrotermal	Utara Barat Laut – Timur Laut	Selatan – Barat Daya
Kedalaman Reservoar (m)	500-3252,5	
Ketebaran Reservoar (m)	2752,5	
Temperatur Reservoar (°C)	130	
Tipe Air	Air Klorida	Air Bikarbonat
Aliran	<i>Upflow</i>	<i>Outflow</i>
Rata-rata pH air	6,6	6,2
Rata-rata suhu air permukaan (°C)	49	37

Perhitungan potensi energi panas bumi di daerah penelitian menggunakan metode volumetrik yang sesuai SNI No.13-6171-1999 dengan parameter dari metode magnetik dan geokimia diperoleh potensi listrik yang dihasilkan per sekon sebesar 0,2378 MW<sub>e</sub>.

Berdasarkan hasil analisis temporal data magnetik dan geokimia menunjukkan adanya perubahan nilai anomali magnetik dan konsentrasi unsur di setiap manifestasi.

Hasil pengolahan data magnetik menunjukkan bahwa aktivitas tektonik berupa gempa bumi (2015 dan 2016) menghasilkan struktur sekunder baru berupa rekahan-rekahan yang menyebabkan nilai anomali magnetik dan pola kontur anomali residual mengalami perubahan dari sebelumnya (2012). Akibat aktivitas tektonik menghasilkan mata air panas baru di Jari (Selo Gajah). Kemunculan mata air panas

baru menyebabkan energi dari sumber panas (*heat source*) melemah dan menghasilkan nilai temperatur reservoir yang lebih rendah. Selain itu, pH air juga mengalami perubahan dari netral menjadi asam. Hal ini diduga karena adanya rekahan-rekahan baru, menyebabkan air mengalir dan melewati batuan-batuan di sekelilingnya yang dapat melepaskan silica sehingga memberikan konsentrasi yang tinggi dalam air. Kenaikan konsentrasi unsur silica akan menghasilkan air bersifat asam (Aribowo, 2012).

Hasil penelitian sebelumnya oleh (Elyusa, 2018), memperoleh persebaran nilai residual magnetik rendah berada pada timur laut dan barat daerah penelitian yang menggambarkan adanya aktivitas panas di bawah permukaan. Reservoir hydrothermal diduga berada pada batuan sedimen dan terdapat beberapa struktur berupa *crack*/rekahan yang menjadi jalan keluar fluida panas menuju ke permukaan dan muncul sebagai manifestasi. Penelitian lainnya menggunakan metode gravitasi oleh (Dewi, 2018) memperoleh persebaran nilai anomali rendah berada dibagian timur laut daerah penelitian. Adanya batuan intrusi menunjukkan adanya struktur berupa *crack*/rekahan yang menjadi jalan keluarnya fluida ke permukaan. Reservoir hidrotermal diduga berasal dari batuan sedimen heterogen yang permeabel. Hasil penelitian-penelitian tersebut sesuai dan saling mendukung dengan hasil penelitian ini.

## BAB VI

### PENUTUP

#### 6.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan data magnetik dan geokimia air dapat disimpulkan bahwa:

1. Hasil pengolahan data magnetik menunjukkan bahwa manifestasi Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning diduga memiliki reservoir hidrotermal yang berbeda. Manifestasi Jari (Selo Gajah) diduga memiliki kemenerusan reservoir hidrotermal dari utara barat laut menuju timur laut, sedangkan manifestasi Banyukuning diduga memiliki kemenerusan reservoir hidrotermal dari selatan ke barat daya. Terdapat beberapa struktur berupa *crack*/rekahan yang menjadi jalan keluarnya fluida panas ke permukaan dan muncul sebagai manifestasi air panas di Jari (Selo Gajah) dan Banyukuning.
2. Hasil analisis geokimia air menunjukkan bahwa mata air Jari (Selo Gajah) memiliki tipe air klorida, sedangkan mata air Banyukuning merupakan tipe air bikarbonat. Berdasarkan perhitungan dengan geotermometer Na-K-Ca, reservoir pada daerah penelitian memiliki temperatur sebesar 130°C sehingga termasuk dalam klasifikasi sistem panas bumi bertemperatur sedang.
3. Perhitungan potensi energi panas bumi di daerah penelitian menggunakan metode volumetrik yang sesuai perhitungan SNI No.13-6171-1999 diperoleh potensi listrik yang dihasilkan per sekon sebesar 0,2378 MW<sub>e</sub>.

4. Analisis temporal dari anomali residual pada daerah penelitian menunjukkan adanya penurunan nilai anomali magnetik. Sedangkan pada analisis geokimia air menunjukkan perubahan pH air dari netral menjadi asam. Hal tersebut diduga karena adanya aktivitas gempa bumi dan aktivitas hidrotermal pada daerah penelitian.

## 6.2. Saran

Penelitian selanjutnya diharapkan menggunakan metode geofisika lain seperti metode magnetotelurik sehingga memberikan informasi tentang sistem panas bumi di kompleks gunung Pandan yang lebih akurat dan bervariasi.



## DAFTAR PUSTAKA

Afandi, Akhmad, Sukir Maryanto, and Arief Rachmansyah. 2013. "Identifikasi Reservoar Daerah Panasbumi Dengan Metode Geomagnetik Daerah Blawan Kecamatan Sempol Kabupaten Bondowoso." 1–10.

Aribowo, Y. and Heri N. 2012. "Studi Geokimia Air Panas Area Prospek Panas Bumi Gunung Kendalisodo Kabupaten Semarang, Provinsi Jawa Tengah."

Arnórsson, S. 2000. "Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use. Sampling Methods, Data Handling, Interpretation." 351.

Arnórsson, Stefán, Einar Gunnlaugsson, and Hörður Svavarsson. 1983. "The Chemistry of Geothermal Waters in Iceland. III. Chemical Geothermometry in Geothermal Investigations." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47(3):567–77.

Avisena, Novi. 2011. "Daerah Sumber Air Panas Songgoriti Kota Batu." *Jurnal Nitro Profesional* 178–87.

Blakely, Richard J. 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Retrieved (<http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9780511549816>).

Boybul and Iis Haryati. 2009. "Analisis Unsur Pengotor Fe, Cr, Dan Ni Dalam Larutan Uranil Nitrat Menggunakan Spektrofotometer Serapan Atom." *Seminar Nasional V* (November):565–71.

Breiner, S. 1973. *Applications Manual for Portable Magnetometers*, GeoMetrics 395 Java Drive Sunnyvale, California USA.

Broto, Sudaryo. 2011. "Aplikasi Metode Geomagnet Dalam Eksplorasi Panasbumi." *Teknik* 32(1):79–87.

Clark, S.P, Jr. 1971. *Structure of the Earth*, Prentice-Hill, Inc Englewood Cliffs, New Jerse.

Dickson, M. H. and M. Fanelli. 1995. *Geothermal Energy: Utilization and*

Technology.

Dinas Energi dan Sumber Daya Mineral (ESDM) Jawa Timur. 2012. Laporan Pendahuluan Pekerjaan: Survey Pendahuluan Geologi, Geokimia, Geofisika, Gunung Pandan Kab. Nganjuk, Kab. Madiun, dan Kab. Bojonegoro. Provinsi Jawa Timur. Surabaya.

Direktorat Energi Baru Terbarukan dan Konversi Energi. 2017. Buku Potensi Panas Bumi. Jilid 1. Jakarta.

Elyusa, Hakam Ezra. 2018. Pendugaan Lokasi, Kandungan Fluida, dan Temperatur Reservoir menggunakan Metode Magnetik dan Geokimia pada Wilayah Gunung Pandan Jawa Timur. Malang.

ESDM. 2014. "Panasbumi Jawa Timur".

Fournier, R. O. 1979. A Revised Equation for the Na K Geothermometers. Geothermal Resources Council Trans.

Fournier, R. O. 1977. "Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems." Geothermics 5(1-4):41-50.

Fournier, R. O. and A. H. Truesdell. 1973. An Empirical Na-K-Ca Chemical Geothermometer for Natural Waters. Geochimica and Cosmochimica Acta.

Giancoli, Douglas C. 1999. Physics. New Jersey.

Griffiths, D. J. 1999. Introduction to Electrodynamics. Prentice Hall. New Jersey.

Helmi Supriyanto., Drs. Edi Hariyanto, M.Si. 2015. "Gempa Dipicu Aktivitas Patahan Gunung Pandan." Bhirawa Online. 11 Juli 2015.

Karingithi, C. 2009. "Chemical Geothermometer for Geothermal Exploration. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources in United Nation University. Lake Vaivasha."

Kasbani, Edi Suhanto, and Dahlan. 2007. "Kesiapan Data Potensi Panas Bumi

Indonesia Dalam Mendukung Penyiapan Wilayah Kerja.” Pp. 1–7 in Pemaparan Hasil Kegiatan Lapangan dan Non Lapangan Tahun 2007 Pusat Sumber Daya Geologi.

Lynch, P. 2011. “Magnetic Pole Reversal Happens All The (Geologic) Time.”

Moehadi. 2000. “Geofisika. Jurusan Tambang. Fakultas Teknologi Mineral UPN. Yogyakarta.”

Mulyaningsih, Sri, Syarif Hidayat, and Arif Rumanto. 2015. “Identifikasi Karakteristik Aktivitas Gunung Api Merbabu Didasarkan Pada Petrologi Dan Vulkanostratigrafi.”

NOAA. 2018. “Magnetic Field Calculators.” Retrieved May 30, 2018 (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#grfwmm>).

Pringgoprawiro, H. 1992. “Peta Geologi Lembar Bojonegoro.”

Robinson E.S dan Cahit Coruh. 1988. Basic Exploration Geophysics, Jhon Wiley and Sons, New York Chichester Bristane Toronto Singapore.

Saptadji, Nenny Miryani. 2009. “Karakterisasi Reservoir Panas Bumi.” Bandung: Institut Teknologi Bandung Juli:6–17.

SindoNews.com 2016. “Gempa Guncang Madiun, Puluhan Rumah Rusak” 25 Juni 2016.

Siti Zullaikah dkk. 2016. “Pemodelan Inversi Anomali Magnetik 3d Daerah Mata Air Panas Diwak Dan Derekan.” 5(4):399–408.

Skoog, D. A., dan S. M. West. 1971. Principle of Instrumental Analysis. Holt Rinehart and Winston, Inc. New York.

Sukhyar, R. et al. 2014. “Potensi Dan Pengembangan Sumber Daya Panas Bumi Indonesia. Pusat Sumber Geologi.”

Telford, W. M., L. P. Geldart, and R. E. Sheriff. 1990. “Chapter 3-Magnetic

- Methods.Pdf.” Applied Geophysics 62–135.
- Thoha M., Parman P., Prastistho B. and Yudiantoro D. F. 2014. “Geology and Geothermal Manifestations of Mount Pandan, East Java” Bandung: Indonesia. *Proceedings, 3<sup>rd</sup> International ITB Geothermal Workshop Bandung*. 1-13.
- Ting, David S. -K. 2010. Low-Enthalpy Geothermal Resources for Power Generation. Retrieved
- Triyati, Oleh Etty. 1985. “Spektrofotometer Ultra-violet dan Sinar Tampak serta Aplikasinya dalam Oseanologi.” 1:39–47.
- Untung, Mohamad. 2001. “Dasar-Dasar Magnet Dan Gaya Berat Serta Beberapa Penerapannya.” Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI). Jakarta.
- Utama, Andhika Putera, Ariya Dwinanto, Johnnedy Situmorang, Mulkanul Hikmi, and Robi Irsamukhti. 2012. “Green Field Geothermal Systems in Java, Indonesia.” ITB Geothermal Workshop 2012.
- UU RI Nomor 21 Tahun 2014. n.d. “Panas Bumi.”
- Wahab, Abd Wahid dan Nursiah La Nafie. 2014. “Metode Pemisahan Dan Pengukuran 2 (Elektrometri Dan Spektrofotometri). Laporan Hibah Penulisan Buku Ajar. Universitas Hasanuddin. Makasar.”
- Wahyudi. 2004. “Paduan Workshop Eksplorasi Geofisika, Teori Dan Aplikasi Metode Magnetik.”
- White, D. 1970. “Geochemistry Applied to the Discovery, Evaluation, and Exploitation of Geothermal Energy Resource, in Proceedings United Nation Syrnop. On the Development and Utilization of Geothermal Energy, Pisa, 1970, v. 1, Part 2 Geothermics, Spec. Issue 2.”
- Wirasantosa, S. 1984. “Teknik Pengukuran Dalam Metode Geomagnet. Disampaikan Pada Kursus Tenaga Profesional Bidang Analisa Data Geofisika LFN-LIPI, Bandung.”

## L1. Draft Jurnal Publikasi dan Accepted



IJSET - International Journal of Innovative Science, Engineering &amp; Technology, Vol. 6 Issue 1, January 2019

ISSN (Online) 2018 - 7948

www.ijset.com

## Geochemical Analysis of Mount Pandan Geothermal Area in East Java Indonesia

Wenti M. Maubana<sup>1</sup>, Sukir Maryanto<sup>2</sup> and Ahmad Nadir<sup>3</sup><sup>1</sup> Magister Program, Department of Physics, Universitas Brawijaya, Malang 65415, East Java, Indonesia<sup>2</sup> Brawijaya Volcanology and Geothermal Research, Universitas Brawijaya, Malang 65415, East Java, Indonesia<sup>3</sup> Instrumentation Laboratory, Universitas Brawijaya, Malang 65415, East Java, Indonesia

### Abstract

The geochemistry method has been done to analyze the characteristics of geothermal fluid in mount Pandan area, East Java, Indonesia. Water sample was collected at two hot springs, Jari (Solo Gajah) and Banyukuning. The geochemical data was process using the spectrophotometric method to analysis the concentration of anions and cations that contained in hot springs water. The geochemical analysis can shows information about the type and characteristics of the fluid to predict reservoir temperature. The results shown that the type of water is geothermal system from mount Pandan area are chloride and bicarbonate water. Meanwhile, the geothermometer analysis for Na-K-Ca shows the average of reservoir temperature is around 139°C and classified into medium enthalpy system.

**Keywords:** Geothermal, geochemistry method, type of water, reservoir temperature, median enthalpy, mount Pandan

### 1. Introduction

One of the biggest natural resources in Indonesia is geothermal. Geothermal is a source of heat energy contained in water vapor, hot water and rocks. The source of geothermal energy is formed naturally below the surface of the earth. There are 256 geothermal areas with a potential of 27,441 MWe, spread all over Indonesia [1]. According to General Directorate of EBTKE (2017), one of the geothermal potential area in Indonesia is Java island, mount Pandan [2].

Mount Pandan is a geothermal potential area that is estimated to have geothermal energy around 60 MWe, evidenced by the existence of hot springs in several locations, with surface temperature more than 35°C and have a neutral pH of 7 [2]. One of the early stage to identified that the area have geothermal potential, is by determinate the characteristics geothermal fluid. Generally,

one method that proper to used is the geochemical analysis [3]. Based on previous studies [4-9], this method is proven reliable to analyzing characteristics geothermal fluid. The main objective of this geochemical study is to determine the type of fluid manifestation and predict reservoir temperature geothermal from mount Pandan area, East Java, Indonesia.

### 2. Geology of the Research Area

Mount Pandan is located in the southern part of Bojonegara Regency, East Java, Indonesia. This area has two main hot spring as geothermal manifestation. Jari hot spring has the coordinate position on 7°26,48'16" S and 111°48'28,12" E with 225 mdpl in elevation, while Banyukuning hot spring has the coordinate position on 7°24'57,80" S and 111°49'05,27" E with 490 mdpl in elevation. The geothermal manifestation was classified as warm springs, neutral pH, high electrical conductivity, chloride and bicarbonate type of water. Reservoir temperature calculated by silica geothermometer is 158-166°C with average ranges from 150-165°C [2].

Based on the geological map, (Fig. 1) it is known that the constituent rocks in the study area consist mainly of sedimentary rocks such as carbonate clay rocks, clay rocks, and sandstones and volcanic rock units that are associated with geothermal manifestations in the form of alteration rocks. There are two types of geological structures that develop, a normal faults and horizontal faults. In general, mount Pandan geological structure orientation is dominated by the NE-SW and NW-SE directions, although there are several faults in W-E direction [10].



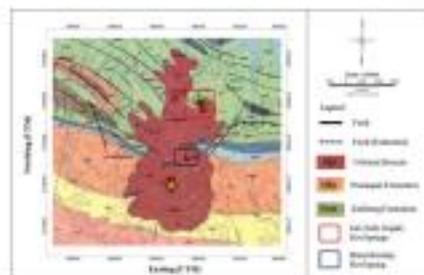


Fig. 1. Geological map of the research area [10].



Fig. 2. Hot springs in mount Pandan area.

### 3. Research Method

#### 3.1 Geochemical Data

The location of this study is in the mount Pandan area. Water samples was collected at two hot springs Jari (Selo Gajah) and Baryukuning. There are four hot springs for water sampling points are located in Jari and one spring in Baryukuning that can be seen in Fig. 1.



Table 1 shows the manifestation in two location Jari (Selo Gajah) and Baryukuning). There are 4 hot springs measured in Jari (Selo Gajah) and 1 warm spring in Baryukuning which have temperature ranges from 37-58°C.

Table 1: Temperature in mount Pandan hot springs

Hot Springs	Coordinate E/N (UTM)	T°C	Elevation (m)
Jari (SG) 01	589988/9180578	50	214
Jari (SG) 02	590055/9180661	40	209
Jari (SG) 03	590276/9180647	48	204
Jari (SG) 04	590284/9180174	58	270
Baryukuning	589178/9176787	37	500

#### 3.2 Geochemical Data Processing

The processing of geochemical data was conducted the spectrophotometric method to analysis the concentration of



anions and cations contained in water sample. The spectrophotometric method is a quantitative measurement method based on absorption of electromagnetic wave radiation [11]. Fig. 3 shows the flow chart for geochemical data processing.

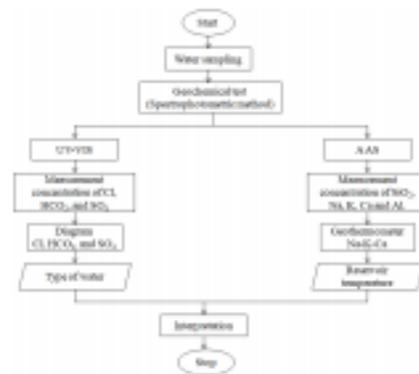


Fig. 3 Flowchart for processing geochemical data.

The chemical elements analysis of Cl, HCO<sub>3</sub>, and SO<sub>4</sub> are used to determine the type of water by the trilinear diagram. The type of water in geothermal systems are usually in the form of chloride water, sulfuric acid water, and bicarbonate water. Chloride water (Cl) shows that hot water fluid comes directly from the reservoir without mixing with sampling rock and surface water. Thus, its appearance on the surface can be used to determine the geothermal reservoir temperature. The pH of common water chloride is close to normal, but can be acidic weak depending on the dissolved CO<sub>2</sub> content [4].

Systems that dominated by volcanic rocks and bicarbonate water (HCO<sub>3</sub>) generally formed in marginal areas and near with the surface, where CO<sub>2</sub> and water vapor condensed into groundwater, condensation of the steam can heat the groundwater or steam thus forming an HCO<sub>3</sub> solution. Bicarbonate water (HCO<sub>3</sub>) is formed below the groundwater level which is generally a little acidic, but with the loss of dissolved CO<sub>2</sub>, the degree of similarity of this water can be increased to neutral or slightly alkaline [5]. Sulfuric acid water is a fluid formed at shallow depths as a result of the condensation process from geothermal gas towards the surface which is characterized by SO<sub>4</sub> high values, and low pH of 2-3 [12].

Furthermore, chemical elements analysis of SiO<sub>2</sub>, Na, K, Ca and Al, used to determine reservoir temperature which is calculated based on geothermometers. The type of geothermometer which will be used, depends on the most dominant chemical elements concentration and adjusted to the applicable limits for each geothermometer type. The right geothermometer used is a geothermometer Na-K-Ca [13].

The geothermometer Na-K-Ca can be used assumption, the presence of excess silica in geothermal fluids. In addition, aluminum (Al) is in a solid condition or very little concentration in the fluid [14]. The formula for calculated the geothermometer Na-K-Ca is [15]:

$$T^{\circ} = \frac{1647}{\log((Na/Ca) + \beta \log((Ca/Na) + 2.0)) + 2.0} - 23.15$$

$$\beta = \frac{1}{\log((Ca/Na) + 2.0)} \text{ positive value and } T < 100^{\circ}C$$

$$\beta = \frac{1}{\log((Ca/Na) + 2.0)} \text{ negative value } T > 100^{\circ}C$$

According to [16], the classification of an area's geothermal system is based on the reservoir temperature. The low temperature systems have a reservoir temperature of <125°C, a medium temperature system has a reservoir temperature range between 125-225°C, while a high temperature system has a reservoir temperature >225°C.

#### 4. Result and Discussion

The results of the geochemical analysis from five hot springs can be seen in Table 2:

Table 2: The result of geochemical analysis

Elements	SG 01	SG 02	SG 03	SG 04	BK
pH	6,6	6,5	6,8	6,6	6,2
Cl	2877	2977	5317	7897	577
SO <sub>4</sub>	128,9	114,8	158,0	187,6	31,34
Na	2,571	1,2571	0,9570	1,455	0,7543
K	0,9551	0,9775	0,8551	1,2430	0,9324
Ca	1,4321	2,250	2,1431	1,255	1,342
Al	<0,101	<0,101	<0,101	<0,101	<0,101
HCO <sub>3</sub>	1649	1996	1745	2282	896,3
SiO <sub>2</sub>	16,57	18,67	15,48	19,28	20,57

Information: Except for pH, all elements are in units of mg/L.



#### 4.1 Type of Water

The results of analysis the type of water can be seen in triangle diagram of Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> (Fig. 4). Fig. 4 shows that the Cl is the most dominant in SG 01, SG 02, SG 03 and SG 04, while BK as the main anion is HCO<sub>3</sub>. According to [4-5], that the type of water in the geothermal system from mount Pandan area are chloride and bicarbonate water, as evidenced by the spring water in the Jari (Selo Gajah) a neutral approximately pH of 6.8 and the Banyukuring spring have a acidic pH of 6.2 (Table 2).

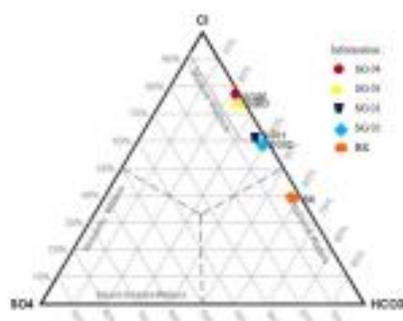


Fig. 4 Results of the geochemical analysis at diagram Cl-HCO<sub>3</sub> vs SO<sub>4</sub>.

#### 4.2 Reservoir Temperature

The results of calculated the geothermometer Na-K-Ca can be seen in Table 3. Table 3 shows that reservoir temperature range from 108.1°C to 139.2°C, with the average of reservoir temperature is around 130°C. Based on [15], the geothermal system from mount Pandan area can be classified into medium enthalpy system.

Table 3: The result of calculated the geothermometer Na-K-Ca

Hot springs	Type of water	Elements	ppm	Geothermometer (°C)
SG 01	Chloride water	Na	2,571	108.1
		K	0,9551	
		Ca	1,4321	
SG 02	Chloride water	Na	1,2571	138.5
		K	0,9775	
		Ca	2,290	
SG 04	Chloride water	Na	0,9570	130.3
		K	0,8551	
		Ca	2,1431	
SG 05	Chloride water	Na	1,455	139.2
		K	1,2430	
		Ca	1,235	

#### 5. Conclusion

The results of geochemical analysis shows that the fluid type in Jari (Selo Gajah) and Banyukuring are chloride and bicarbonate water. Meanwhile, based on the calculated of the geothermometer Na-K-Ca, geothermal system mount Pandan area has a reservoir temperature of 130°C and classified into medium enthalpy system.

#### Acknowledgments

The author wishes to thank to the Team of mount Pandan and also to the member of Brawijaya Vulcanology and Geothermal Research Center, Physics Department, Universitas Brawijaya Malang, Indonesia for support continues during the research.

#### References

- [1] Maryanto S. (2018). "Microseismicity of Blawan hydrothermal complex, Bondowoso, East Java, Indonesia". Journal Physics :Conf. Ser. 997 012019. <http://dx.doi.org/10.1088/1752-1394/997/1/012019>.
- [2] General Directorate of EBTKE. 2017. "Geothermal Potential in East Java, Indonesia". (In Indonesian)
- [3] Arnórsson, Stefán, Einar Gunnlaugsson and Hilmar Svavarsson. 1983. "The Chemistry of Geothermal Waters in Iceland. III. Chemical Geothermometry in Geothermal Investigations". *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47(1):67-77.
- [4] Maryanto, S. 2017 AIP Conference Proceedings. "Geo Techno Park Potential at Arjuno-Wilirang Volcano Hoisted



- Geothermal Area Batu, East Java, Indonesia (Multi geophysical approach). *International Conference Global Resources Conservation*
- [5] Maryanto S, Dewi CN, Syahra V, Rachmanjoh A, Foster JH, Madhar A, Samoso DR. 2017. "Magnetoelliptic-geochemistry investigations of Ilawran Geothermal field, East Java, Indonesia". *Journal Geosciences (Switzerland)* 7(2):41.
- [6] Raharwati, Maryanto, S, Susilo A. 2018. "Identification of Geothermal System and Potential Energy Cagar, East Java using Method Magnetotelluric and Geochemical Data". Universitas Brawijaya Malang, East Java. *Thesis Geophysics. (In Indonesian)*
- [7] Gentilang A and Triandana N. 2015. "Geology and Geochemistry Characteristics of Kepuhang, Bengkulu Province". *Proceeding Indonesia Conference on Geothermal, Mineralogy and Volcanology*. ISSN : 2476-9185. 19-21 October 2015. MIPA Center, Brawijaya University, Malang, Indonesia. Published by Itavosmergoebhas Research Group.
- [8] Widatmoko R. F, Hadi N. M, Kusnadi D, Iwahyudi S, and Fadlan. 2015. "Geology and study characteristic geothermal based on geochemical fluid analysis and land area Wae Sano, Sano Nggauang District, West Manggarai Regency, East Nusa Tenggara Province". *Proceeding Indonesia Conference on Geothermal, Mineralogy and Volcanology*. ISSN : 2476-9185. 19-21 October 2015. MIPA Center, Brawijaya University, Malang, Indonesia. Published by Itavosmergoebhas Research Group.
- [9] Pratama A. B., Yanastjapricana I, Hidayat R. F, Siamari E. P, Iwahyudi S, and Sari N. A. 2016. "Storage system and cycle system on non-volcanic geothermal system in Southern Kuningan, West Java". *Proceeding Indonesia Conference on Geothermal, Mineralogy and Volcanology*. ISSN : 2540-9298. 15-17 September 2016. MIPA Center, Brawijaya University, Malang, Indonesia. Published by Itavosmergoebhas Research Group.
- [10] V. R. Burrellsen, M. Nyhoff, and The Haque. "The Geology of Indonesia". *Nederland*, 1949.
- [11] Armanasasa, H. 2012. "Geochemical Aspects of Geothermal Utilization", *Comprehensive Renewable Energy*, Vol. 7
- [12] Arriboso, Yoga and Heri Nurahman. 2012. "Study Geochemistry of Hot Water Prospect Area Geothermal Mount Kendalisodo Semarang Regency, Central Java, Indonesia". *Journal of Engineering*. 33 (1): 32-36. (In Indonesian)
- [13] Karingithi, C. 2009. "Chemical Geothermometer for Geothermal Exploration. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources in United Nation University, Lake Vaivashu".
- [14] Ernianto, Y.B and Arriboso, Y. 2011. "Study Geochemical of Geothermal Fluid in the Region of Nglirau Prospects, Mount Ungaran Liribangan Subdistrict, Kendal Regency, Central Java, Indonesia". *Journal of Engineering*, Vol. 32 No. 3, pp. 230-233 (In Indonesian)
- [15] Fournier, R. O. and A. H. Truesdell. 1975. *An Empirical Na-K-Ca Chemical Geothermometer for Natural Waters*. *Geochemica and Cosmochimica Acta*.
- [16] Honstain, 1990. "Introduction of Geothermal Prospecting". Geothermal Institute, University of Auckland, New Zealand.

INTERNATIONAL JOURNAL of RENEWABLE ENERGY RESEARCH  
Wenti M. Maubana et al., Vol.8, No.8, 2022

## Reservoir Magnetic Anomaly at Geothermal Area of Mount Pandan, East Java, Indonesia

Wenti M. Maubana\*, Sukir Maryanto\*\*<sup>1</sup>, Ahmad Nadir\*\*\*

\* Magister Program, Department of Physics, University of Brawijaya, Malang 65143, East Java, Indonesia

\*\* Brawijaya Volcanology and Geothermal Research, University of Brawijaya, Malang 65143, East Java, Indonesia

\*\*\* Instrumentation Laboratory, University of Brawijaya, Malang 65143, East Java, Indonesia

(wenti@maubana@student.ub.ac.id, sukir@ub.ac.id, anadir@ub.ac.id)

<sup>1</sup>Corresponding Author; sukir@ub.ac.id, Postal address, Tel: +62 813 2113 7888.

Received: 01.01.2022 Accepted: 01.01.2022

**Abstract-** The magnetic method has been applied in order to identify the geothermal reservoir in the mount Pandan East Java, Indonesia. The magnetic survey was performed using PPM G-856 and measured on 80 magnetic stations that cover an area of  $9 \times 10$  km<sup>2</sup>. The magnetic stations cover two hot springs, Jari and Banyukuning in the mount Pandan. The magnetic data were processed by 2D and 3D data modeling. The results showed that total magnetic intensity ranged from  $-446.7$  nT to  $526.3$  nT. The residual anomaly of contour map revealed that geothermal reservoir was suspected in an area with the low magnetic intensity value around the hot spring and identified as the volcanic breccia and tuffaceous sandstone. The tentative model from magnetic residual anomaly can show location, depth, and the thickness of the geothermal reservoir. The flow pattern the reservoir to manifestation, show the alleged presence of a secondary structure. This indicates that Jari and Banyukuning manifestation have different reservoirs.

**Keywords-** Magnetic method, Geothermal, Reservoir, Manifestation, Mount Pandan.

### 1. Introduction

One of the biggest natural resources in Indonesia is geothermal. Indonesia has around 256 geothermal areas with a potential of 27,441 MW distributed over Indonesia, however only seven geothermal fields that have been utilized optimally [1]. With the decrease of hydrocarbon reserve, geothermal is a potential resource of a relatively renewable energy resource. The advantages of geothermal energy in addition to providing electricity in the future, this energy does not affect pollution to the environment [2]. Geothermal energy is formed naturally through the interaction of rocks and heat flow beneath the earth's surface. In general, geothermal systems in Indonesia consist of five types. The complex of volcanoes and graben-caldera volcano cones is the biggest geothermal energy potential [3-4]. According to the Directorate General of EBTKE (2017), mount Pandan is an area that has geothermal potential, identified by the presence of hot springs in several locations. This area is estimated to have geothermal energy potential of around 60 MW, with a surface temperature of more than 35 °C and a neutral pH of 7 [5]. Areas that have geothermal energy potential need to be investigated further in order to assess the geothermal systems. The identification of geothermal

reservoirs is one of the important stages and has a very significant influence on the geothermal system [6].

Generally, there are several geophysical methods used to identify geothermal reservoirs, one of them is the magnetic method. This method is very sensitive to a thermal activity. Magnetic methods is applied to measure variations in the value of magnetic field intensity. The variation of magnetic intensity is caused by the distribution of rocks and magnetization under the earth's surface which can be caused by changes in the geological structure under the earth's surface. The ability of rocks to magnetize depends on the magnetic susceptibility of each rock. Rocks with the content of certain minerals can be known as an anomaly. For geological purposes, anomalies are targeted by magnetic surveys [6-7]. Based on previous studies, [8-13] this method is proven reliable in analyzing geothermal reservoirs. This research has been conducted in the Western Desert, Egypt [14], Turkey [15], several locations in Indonesia, Aceh [16], Papua [17] and several other areas. The main purpose of this magnetic survey is to identify geothermal reservoirs includes of the reservoir location, depth and the thickness of geothermal reservoirs, the presence of the secondary structures, and fluid flow patterns from the reservoir to manifestation.

2. Regional Geology In The Study Area

Mount Pandan is located in the southern part of Bojonegara Regency, East Java, Indonesia. The physiography of the study area is the Kendeng line in the south, which consists of rough hills with steep slopes [18]. In the Pleistocene Period in Kendeng Mandala, removal and dispersion occurred, thus at the end of the Pleistocene, land was formed which then followed by sedimentation of land-based sediments until now. In the late of Pleistocene-Holocene period, intrusive rocks appeared in the form of andesite pyroxene (Qia) and Pandan breccia, which is a young volcanic activity [18]. Mount Pandan has two main hot spring as the geothermal manifestation, Jari and Banyukuning. Jari hot spring has the coordinate position on 7°26'48.16" S and 111°48'28.12" E and located on the elevation of 270 mdpl, while Banyukuning hot spring has the coordinate position on 7°24'37.80" S and 111°49'05.27" E with the elevation is 500 mdpl [18].

Based on the geological map, (Figure 1) it is known that the study area is dominated by pandan volcanic eruption rocks namely Pandan Breccia (Qpa) and intrusive rocks in the form of Andesite Pyroxene (Qia). Pacargan Formation (QTp) including volcanic breccia, claystone, and Tuffaceous Sandstone. Sunde Formation (Tpsu) consists of the alternative of claystone, tuffaceous sandstone, and limestone intercalation. Klink Formation (Tpk) in the form of clastic limestone, with marl and claystone intercalation. Kalibeng Formation (Tpkb) in the form of marl locally with intercalations of tuff, tuffaceous sandstone, and calcarenite. While, Kerok Formation (Trk) consists alternation of sandstone, claystone, silt, marl, and limestone. There are two types of geological structures that develop, normal faults and horizontal faults. In general, mount Pandan geological structure orientation is dominated by the NE-SW and NW-SE directions, although there are several faults in the W-E direction [18].

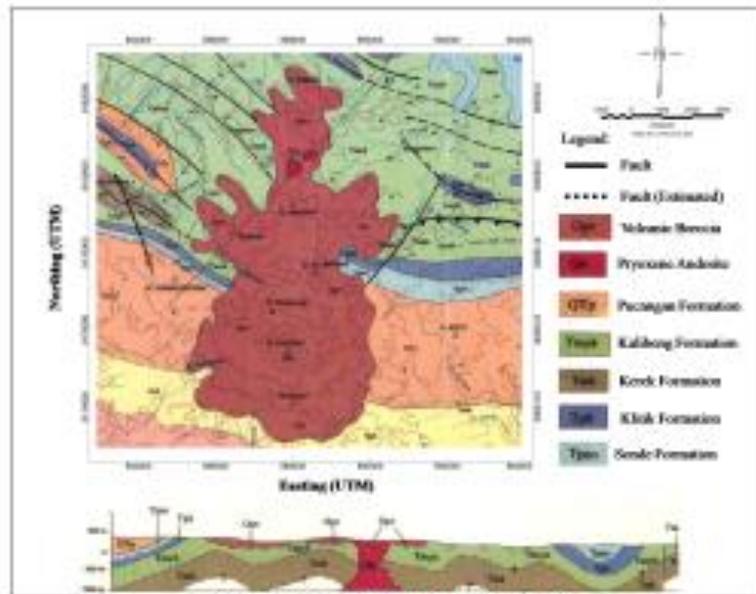


Figure 1. Geological map in the study area [18].

3. Research Method

3.1. Magnetic Data Measurement

A preliminary survey is needed before the data acquisition in order to identify the condition of study area and used as a consideration for design survey for data acquisition. Magnetic data acquisition was carried out in the area of 9 x 10 km<sup>2</sup>. The magnetic survey was performed using PPMS G-856 with 1 nT of sensitivity and measured on

80 magnetic stations with the space range between each station is 1000 meter, depending on the topography condition. The data acquisition was done by looping method. Data were obtained in the form of total magnetic intensity, time, latitude, longitude, and elevation. The necessary corrections for the measured magnetic data have been applied, which were diurnal correction and IGRF correction. The figure below shows all the measurement data points (Figure 2).



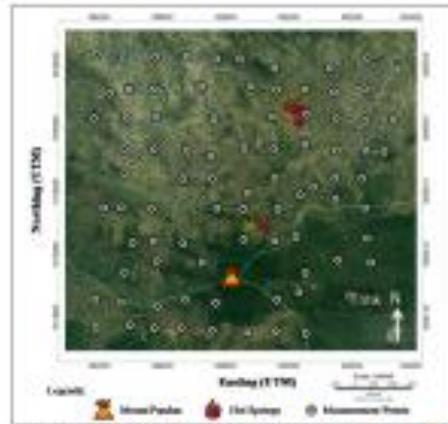


Figure 2. The measurement data point of the research in the study area.

3.2. Magnetic Data Processing

The magnetic data that has been obtained in the field were then processed in order to obtain the total magnetic anomalies. There were several corrections applied, the diurnal correction and IGRF correction. Diurnal correction must be done in order to eliminate the differences in measurement time and the effect of sunlight in a day which causes a deviation in the intensity of the earth's magnetic field. The formula for calculating the diurnal correction is shown by formula 1 [7]:

$$N_{Dn} = \frac{I_n - I_{n_{start}}}{I - I_{n_{start}}} (N - N_{n_{start}}) \quad (1)$$

Where  $N_{Dn}$  is diurnal correction,  $t_n$  is time at point  $n$ ,  $t_{n_{start}}$  is time at the start and end point,  $N$  is the magnetic field value

at the end point and  $N_{n_{start}}$  is the magnetic field value at the starting point.

IGRF (International Geomagnetic Reference Field) correction is needed to eliminate the effects of internal earth by using magnetic field calculator in the website NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), IGRF value 44984.1 nT, inclination -30.26 and declination 4.92 [19].

The magnetic data that has been corrected by diurnal and IGRF correction then followed by upward continuation. The upward continuation process aims to eliminate the effects of local magnets originating from various sources of magnetic objects scattered on the surface of the topography. Upward continuation process has resulted in the regional anomaly and residual anomaly. These anomalies have been used in the interpretation and delineation of the subsurface structure of the study area. The information from the residual contour map used as the consideration to determine the position of the slicing data for interpretation process.

The interpretation of this study consists of qualitative and quantitative interpretations. The qualitative interpretation has been carried out to determine the value of the subsurface magnetic intensity of the data we have measured, based on reading patterns from regional and residual anomaly contour maps. Meanwhile, quantitative interpretations have been used to investigate the depth of sub-surface structures such as faults and dikes, intrusive rocks, and basement complex from the area under consideration. Quantitative interpretation is done creating by 3D inversion model and 2D forward modeling data in the area suspected of being the location of a geothermal reservoir from magnetic residual anomaly contours. Furthermore, the susceptibility value of reservoir rock is obtained. Forward modeling was constructed by build the estimation of the body shape. The main parameter is to observe at the shape of the data curve in the form of a magnetic anomaly curve and modeling curve. The parameters were determined by trial and error method in order to obtain a match between the two curves. Figure 3 shows the flowchart for magnetic data processing.

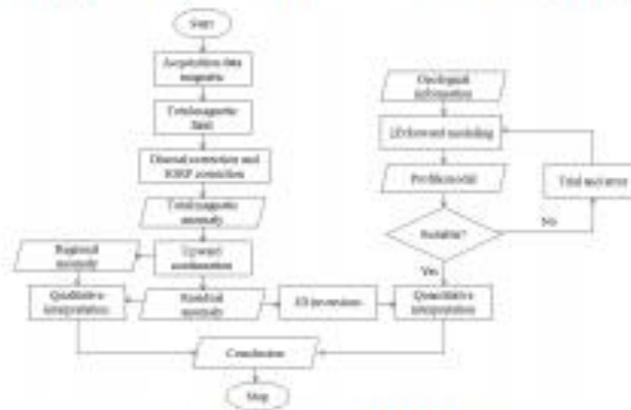


Figure 3. Flowchart for processing magnetic data

4. Result and Discussion

Figure 4 showed the distribution of the total magnetic intensity of the study area ranged from -446.7 nT to 528.3 nT. The difference in these total magnetic intensity value was caused by the differences in the mineral content in the subsurface. A positive-negative pattern and a rather close contour pattern can be indicated that the area has a fault [6]. The low magnetic anomalies is become our research focus since the investigation of geothermal systems using magnetic methods that based on the magnetic properties of rocks. If the rocks are located around a heat source, then the rock will experience a degradation in magnetism [6-7]. Therefore, in areas where there is a heat source, the intensity of rock magnetic field will be lower than the surrounding area.

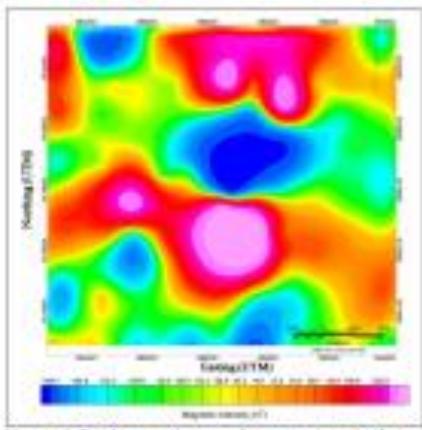


Figure 4. Total magnetic anomaly contour map in the study area.

The purpose of the separation process is to obtain regional magnetic anomalies and residual magnetic anomalies. Regional magnetic anomalies are thought to be caused by extensive and deep geological structures. Residual anomalies explain the distribution of closer and more specific sub-surface geological structures. In this study, residual magnetic anomalies were used because they were considered the most appropriate for the interpretation of magnetic anomalies because the results are correlated using the correlation coefficient [6]. The residual contour map showed in Figure 5.

Figure 5 shows that low magnetic intensity ranges from -79.2 nT to -16.2 nT which is oriented to the NE and SE of the map. This value decreases for the area around the Jari and Banyukuning manifestations. We estimated the negative anomalies are due to the presence of grabens and hydrothermal activity below the surface, whereas positive anomalies can be assumed to be recent Pandan intrusive rocks and high magnetic susceptible materials. The anomaly used as a focus for geothermal reservoir study is

an area with a low-intensity magnetic value pattern. The map of residual anomalies shows that magnetic intensity may be very low compared to non-magnetic rocks. Therefore, it makes a strong assumption that rocks within the subsurface have undergone a demagnetization process.

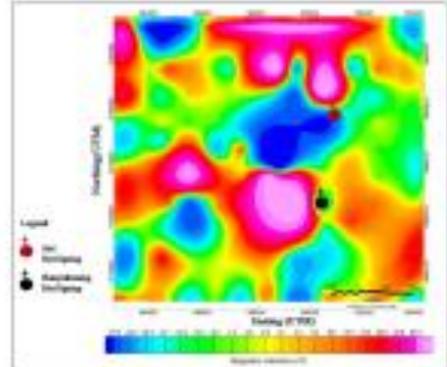


Figure 5. Residual anomaly contour map in the study area.

Inversion modeling was carried out to obtain residual magnetic anomaly contour maps. Furthermore, this process was used to obtain the distribution of subsurface susceptibility values, reservoir location, the depth and thickness of the geothermal reservoir, to determine the presence of the secondary structures, and also to identify the fluid flow pattern from below the surface in the study area. The result of inversion modeling is presented in Figure 6. There are two hot spring groups namely Jari and Banyukuning which are separated by 3 km. The Jari hot spring group has a higher temperature than Banyukuning, with temperatures ranges from 40 °C to 58 °C while the Banyukuning, the temperature is 37 °C. From the inversion modeling result, we can make a slice that cut off the two manifestation points.

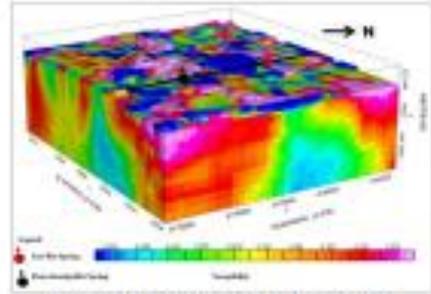


Figure 6. Model 3D inversion in the study area.

BY-JY is a slice oriented to the S-NE direction of the Jari and Banyukuning manifestations. This snipper shows that the manifestation is located above the area with a low susceptibility value. The reservoir rock is found at a depth

INTERNATIONAL JOURNAL of RENEWABLE ENERGY RESEARCH  
 Wenti M. Maubana et al., Vol.6, No.3, 2020

of 500 m to 3252.5 m from the surface, with a thickness about 2752.5 m. Based on the BV-JV model it was found that the main faults were trending NE-SW and two secondary structures are located in the SW and NE of the study area. This structure is suspected as a structure that affect the appearance of hot water manifestations. The formation of the main fault is estimated to cause the formation of a secondary structure. This secondary structure is estimated to affects hydrothermal activity in the study area. This secondary structure is estimated to be the outlet of the fluid to the surface and appears as a manifestation in the villages of Jari and Banyuwuning. This assumption is consistent with results the geology survey and gravity method of previous studies that found a structure which controls a hydrothermal activity in the study area [20-21].

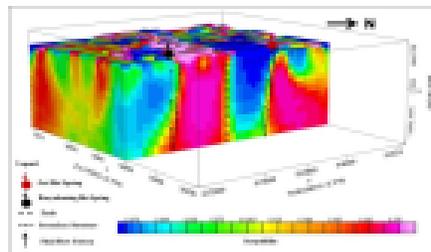


Figure 7. 3D inversion model that shows BV-JV slice in the study area.

Figure 7 shows that the Jari and Banyuwuning manifestations have different reservoirs rock. This shows the difference in the origin of hot water in each manifestation. These results are in agreement with the results from geochemical data analysis. Depending on the CH-LI-B diagram were used to find out the water flow's direction it has been revealed that the samples from the Jari manifestation indicate that the water originates from the different reservoir with Banyuwuning manifestation. To strengthen this assumption confirmed by the results of clipping data in inversion data the model shown in Figure 8. To clip inversion data, the data selected is low data susceptibility values which are interpreted as a part of the heat source and part of the reservoir rock.

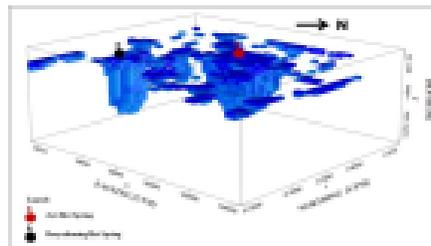


Figure 8. 3D inversion model of clipping data in the study area.

The deeper identification of geothermal reservoir was made by forward modeling that shown in Figure 9. The forward model was made on magnetic residual anomaly contour map with a slice length of 6 km that connecting Jari manifestation and Banyuwuning manifestation. Based on the results of the forward modeling (Figure 9), it shows that estimated as diamagnetic rocks and intrusive rocks are the sources of subsurface anomalies of the study area.

Forward modeling shows that there are intrusive rocks that expected to arise due to the presence of secondary structures. This intrusion rock is considered as andesitic pyroxene (Qtz). In addition, there are rocks with low susceptibility values in the third layer which are estimated to be geothermal reservoirs. Since we can also consider the geothermal reservoir from its susceptibility value of rocks beside its porosity. If we correlated with the geological maps, these rocks are estimated to be in the Pacangan Formation (QTP) located in the Southern part of the research area and the Kerak (Trak) Formation located in the North which are volcanic breccias and tuffaceous sandstone sills. The second layer is estimated to be in the Pacangan Formation (QTP) located in the south of the research area and the Kalibeng (Tirpk) Formation in the North where is clay rockies. This rock is indicated as a cap rock from a geothermal system in the study area, while the first layer is considered as Pandan Breccia (QJp).

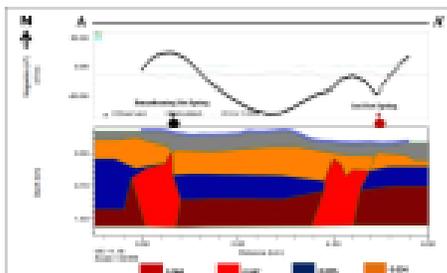


Figure 9. Forward modeling for magnetic anomaly in the study area.

The results of this study have provided information about the location, depth, and thickness of the geothermal reservoir in the study area. This information can be used to estimate geothermal energy reserves in the future electricity supply, taking into account several factors such as reservoir temperature in the research area. Several studies has been conducted by [22-26], regarding the determination of geothermal energy reserves in an area that can vary, not only the energy content but also continuity and stability during utilization. From the results of their study, it is recommended that geothermal energy reserves as a renewable energy source be combined in a hybrid system.

5. Conclusion

The magnetic method is capable to identify the geothermal reservoir. The data processing shows that the total magnetic intensity ranged from -446.7 nT to 528.3 nT.

INTERNATIONAL JOURNAL of RENEWABLE ENERGY RESEARCH  
 Wendi M. Maubana et al., Vol.8, No.4, 2018

Qualitative interpretations indicate that the geothermal reservoir tend to lie in an area with a low magnetic intensity value. Quantitative interpretation based on the 3D inversion and 2D forward modeling, shows that the reservoir rocks are found at a depth of 300 m to 3252.5 m from the surface, with a thickness of 2732.5 m. By considering the range of susceptibility value and the information from the regional geological map, the type of reservoir rock for Mount Pandan geothermal system are volcanic breccia and rhyolitic sandstone. The presence of the secondary structure act as pathway of the hot fluid to move up to the manifestation. Based on the inversion data modeling, we expected that Jari and Banyuwuning manifestations have different reservoir rocks.

Future research is expected to use other geophysical methods that magnetotelluric method to provide information about the geothermal system in the mount Pandan complex which is more accurate and varied. A motivating topic of future research is as literature in the field of science, additional information on geothermal potential in the mount Pandan complex, East Java and next geophysical survey reference.

Acknowledgements

The author wishes to thank the Team of Mt. Pandan which help in the data acquisition process, and also to the member of Itrawijaya Volcanology and Geothermal Research Center, Physics Department, University of Itrawijaya Malang, Indonesia for continues support during the research.

References

[1] Maryanto S, Dewi CN, Syahri V, Rachmaniyah A, Foster JH, Nadhir A, Samoso DR., 2017, "Magneto-telluric-geochemistry investigations of Blawan Geothermal field, East Java, Indonesia". *Journal of Geosciences* 7 (2):41.

[2] Samotarto U, "Geothermal Energy Potential of Arjuno and Wilering Volcanoes Area, East Java, Indonesia", *International Journal of Renewable Energy Research (IJRER)*, vol. 8, no. 1, pp. 1309-0127, March, 2018.

[3] Maryanto S., 2018, "Microseismicity of Blawan hydrothermal complex, Bondowoso, East Java, Indonesia". *Journal of Physics: Conference Series*, Volume 997, Issue 1, article id. 012019.

[4] Maryanto S, Saetmangtyas IKLN, Chirantya ND, Rachmaniyah A. 2018, "Integrated Resistivity and Ground Penetrating Radar Observations of Underground Seepage of Hot Water at Blawan-Jen Geothermal Field". *International Journal of Geophysics*. (1), 1-14.

[5] General Directorate of EBTKE., 2017, "Geothermal Potential in East Java, Indonesia".

[6] Maryanto, S. AIP Conference Proceedings, 2017, "Geo Techno Park Potential at Arjuno-Wilering Volcano Hosted Geothermal Area Data, East Java, Indonesia (Multi geophysical approach)".

[7] Haskely RL., 1998, "Potential theory in gravity and magnetic application". Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom.

[8] Afandi A, Maryanto S, and Rachmaniyah A., 2016. "Identification of geothermal reservoir with the geomagnetic method of the Blawan area in the sub-district of Bondowoso," *Journal Neutrino* pp. 1-10.

[9] H. Zeyen., 2015, "Geothermal Anomalies and Analysis of Gravity, Fracturing and Magnetic Features in Morocco," *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005*.

[10] Al-Gami MA., 2010, "Magnetic survey for delineating subsurface structures and estimating magnetic sources depth". *Journal of King Saud University (Science)* (2010) 22-96.

[11] Janitari E., 2017, "Identification of Reservoir Geothermal at Kawah Wajung-Jen complex, Bondowoso, East Java using magnetic and remote sensing method". Thesis, Itrawijaya University, Malang.

[12] Naha DYU, Avisera N., 2012, "Modeling of the subsurface structure in songgoriti hot spring, Batu region based on the geomagnetic data". *Journal Neutrino* 4(2):178-187. 2012.

[13] Vincent O., 2014, "Ground magnetic survey in Otukpa area benue state Nigeria". *Journal of Natural Sciences Research* 4(6): 76-82.

[14] E. A. El Ali, A. Khalil, T. Rabeh, and S. Osman., 2015, "Geophysical contribution to evaluate the subsurface structural setting using magnetic and geothermal data in El-Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt," *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics* (2015) 4,236-248.

[15] Ö. Balak, E. Oval, and M. Ergün., 2015, "Geothermal Potential of the Siliçli Gulf (Seliçliözü) and Preliminary Investigations with Seismic and Magnetic Surveys," *EGU General Assembly*, held 12-17 April, 2015 in Vienna, Austria, id. 148.

[16] M. Syahri., 2012, "Magnetic Method Used in Geothermal Exploration in Ie-Sau'Um, Aceh Besar (Indonesia)," *International Journal of Engineering Innovation & Research*, pp.2149-2157. 2012.

[17] K. K. A. Anwar, C. Abdul, and S. Thiel., 2002, "Reservoir characterization and basement estimates in the Papuan Fold belt (Papua New Guinea-PNG), from reanalysis of the PNG MT data set," *Surveys in Geophysics* 23: 133-205, 2002.

[18] V. R. Bennenden, M. Nyhoff, and The Hague. "The Geology of Indonesia". Nederland, 1949.

[19] NOAA., "Magnetic Field Calculases," [Online]. Available: <http://www.ngdc.noaa.gov/pmagweb/06gyfoss>. 2018.

[20] Dewi I, Maryanto S, Wiyono, and Pratiwin S., 2017, "Interpretation of subsurface structure to determine the geothermal system based on gravitation data from mount Pandan, East Java Indonesia". *Journal of Software Engineering and Simulation*, Volume 3- Issue 7 (2017) pp: 01-13.

[21] Thoiba M, Purman P, Pratiwinho B, Yudiantoro DF., 2014, "Geology and geothermal manifestations of mount Pandan, East Java". Bandung: Indonesia.

INTERNATIONAL JOURNAL of RENEWABLE ENERGY RESEARCH  
 Wendi M. Maubana et al, Vol.3, No.3, 2015

Proceedings, 3<sup>rd</sup> International ITB Geothermal Workshop Bandung.

[22] He, J., Zhao, T., Jing, X., & Demandash, N.A.O., 2014, Application of wide bandgap devices in renewable energy systems - Benefits and challenges, 2014 IEEE International Conference, Milwaukee, WI, USA, 19-22 Oct. 2014

[23] Turker, H. & Favre-Perrot, P., 2016, Management, optimal sizing and technical-economic analysis of batteries for constant production in photovoltaic systems, Renewable Energy Research and Applications (ICRERA), 2016 IEEE International Conference, Birmingham, UK, 20-23 Nov. 2016.

[24] Verdugo, C., Candela, J.L, Rodriguez, P., 2016, Grid support functionalities based on modular multilevel converters with synchronous power control, Renewable Energy Research and Applications (ICRERA), 2016 IEEE International Conference, Birmingham, UK, 20-23 Nov. 2016.

[25] Khodaparastan, M, & Mohamed, A., 2017, Supercapacitors for electric rail transit systems, Renewable Energy Research and Applications (ICRERA), 2017 IEEE 6th International Conference, San Diego, CA, USA, 5-8 Nov. 2017

[26] Paragoud, L.S., Kurian, C.P., & Singh, H.K., 2015, Design and simulation of solar and wind energy conversion system in isolated mode of operation, 2015 IEEE International Conference, Palermo, Italy, 22-25 Nov. 2015.



## L2. Contoh Hasil Pengolahan Data Anomali Medan Magnetik Total

Nama Titik	Tanggal	Waktu			Total	Rata-rata pembacaan Alat	Koordinat (UTM)		Elevasi (m)	Koreksi Diurnal	Koreksi IGRF	Anomali Total
		Jam	Menit	Detik			Northing	Easting				
M1	28 OKT 2018	8	46	45	31605	45128,12	9173554	583542	242	-3,8117	44658,2	473,731
M2		9	49	20	35360	45081,2	9173641	584672	245	-5,1808	44656,9	429,480
M3		10	5	45	36345	45012,32	9173553	585503	347	-5,5399	44654,4	363,459
M46	29 OKT 2018	8	55	30	32130	45012,28	9182639	583570	197	-0,52	44619,2	393,6
M47		9	25	35	33935	44615,56	9182527	584447	175	-0,6354	44619,6	-3,40455
M48		10	10	27	36627	44814,56	9182536	585523	219	-0,8076	44617,8	197,567
M72	30 OKT 2018	13	23	50	48230	45221,48	9177498	587596	481	-4,1347	44632,3	593,314
M73		13	46	43	49603	45529,28	9177482	588476	510	-4,3626	44631,1	902,542
M74		14	13	32	51212	45328,68	9177479	589608	412	-4,6296	44632,6	700,709
M76	31 OKT 2018	9	13	10	33190	45035,52	9177787	591516	260	0,9993	44633,4	401,120
M78		11	13	52	42140	44982,56	9178474	586461	383	1,9488	44631,0	349,611
M79		11	42	20	40432	44986,4	9178481	587451	420	1,7676	44629,5	355,132
M33	1 NOV 2018	15	13	10	54790	45020,4	9178676	584537	329	-4,2278	44632,7	391,927
M36		14	41	50	52910	44999,42	9179493	584501	303	-3,9697	44629,7	373,689
M39		14	10	35	51035	45061,28	9180507	583508	308	-3,7122	44625,8	439,192
M80	2 NOV 2018	15	47	32	56852	44503,52	9178003	588628	543	2,3019	44627,8	-126,581
M82		16	35	03	59703	44918,24	9178212	590768	272	2,4790	44631,6	284,160
M87		14	47	53	53273	44806,2	9179230	587392	406	2,0795	44626,4	177,720
M14	3 NOV 2018	14	22	28	51748	45048,16	9174514	586565	524	-13,210	44644,9	416,470
M23		11	24	10	41050	45130,2	9175706	592679	313	-8,5932	44640,3	498,493
M26		11	45	45	42345	45114,48	9176505	592561	306	-9,1521	44637,0	486,632
M66	4 NOV 2018	15	9	10	55520	44888,52	9176761	588728	534	-4,9495	44633,2	260,269
M67		14	10	0	51000	45972,4	9176435	589503	539	-4,3706	44634,0	1342,770
M68		15	25	20	54550	45231,56	9176579	590209	452	-5,1077	44634,9	601,767

**L3. Hasil Perhitungan Geotermometer Na-K-Ca**

**SG 01**

$$T^{\circ}C = \frac{1647}{\log\left(\frac{2,571}{0,9551}\right) + \frac{4}{3}\left(\log\left(\sqrt{\frac{1,4321}{2,571}}\right) + 2,06\right) + 2,47} - 273,15 = 108,1^{\circ}C(L2.1)$$

**SG 02**

$$T^{\circ}C = \frac{1647}{\log\left(\frac{1,2571}{0,9775}\right) + \frac{4}{3}\left(\log\left(\sqrt{\frac{2,250}{1,2571}}\right) + 2,06\right) + 2,47} - 273,15 = 138,5^{\circ}C(L2.2)$$

**SG 03**

$$T^{\circ}C = \frac{1647}{\log\left(\frac{0,9570}{0,8551}\right) + \frac{4}{3}\left(\log\left(\sqrt{\frac{2,1431}{0,9570}}\right) + 2,06\right) + 2,47} - 273,15 = 130,3^{\circ}C(L2.3)$$

**SG 04**

$$T^{\circ}C = \frac{1647}{\log\left(\frac{1,455}{1,2430}\right) + \frac{4}{3}\left(\log\left(\sqrt{\frac{1,255}{1,455}}\right) + 2,06\right) + 2,47} - 273,15 = 139,2^{\circ}C(L2.4)$$

**BK**

$$T^{\circ}C = \frac{1647}{\log\left(\frac{0,7543}{0,9324}\right) + \frac{4}{3}\left(\log\left(\sqrt{\frac{1,342}{0,7543}}\right) + 2,06\right) + 2,47} - 273,15 = 148,3^{\circ}C(L2.5)$$



**L4. Hasil Perhitungan Potensi Panas Bumi di Daerah Penelitian**

1. Menghitung kandungan energi di dalam reservoir pada keadaan awal (Pers. 2.18 dan 2.19)

$$H_{el} = A \times h \times [(1 - \Phi) \rho_r \times c_r \times T_i + \Phi \times (\rho_L \times U_L \times S_L + \rho_v \times U_v \times S_v)]_i \quad (L3.1)$$

$$H_{ef} = A \times h \times [(1 - \Phi) \rho_r \times c_r \times T_f + \Phi \times (\rho_L \times U_L \times S_L + \rho_v \times U_v \times S_v)]_f \quad (L3.2)$$

a) Kondisi Awal

$$H_{el} = 90 \times 10^3 \times 2752 [(1 - 0,1)(2500 \times 1 \times 130) + 0,1((909,1 \times 631,6 \times 1) + (2,5 \times 2560,2 \times 0))]$$

$$H_{el} = 247680 \times 10^3 [(292500) + ((57418,8))]$$

$$H_{el} = 247680 \times 10^3 \times 349918,4$$

$$H_{el} = 8,7 \times 10^{13} \text{ kJ}$$

b) Kondisi Akhir

$$H_{ef} = 90 \times 10^3 \times 2752 [(1 - 0,1)(2500 \times 1 \times 120) + 0,1((909,1 \times 504,1 \times 1) + (2,5 \times 2529,8 \times 0))]$$

$$H_{ef} = 247680 \times 10^3 [(270000) + (45827,7)]$$

$$H_{ef} = 247680 \times 10^3 \times 315827,7$$

$$H_{ef} = 7,8 \times 10^{13} \text{ kJ}$$

2. Energi panas bumi maksimal yang tersedia (Pers. 2.20)

$$H_{th} = H_{el} - H_{ef} \quad (L3.3)$$

$$H_{th} = 8,7 \times 10^{13} - 7,8 \times 10^{13} = 9 \times 10^{12} \text{ kJ}$$

3. Energi panas bumi yang dapat di produksi (Pers. 2.21)

$$H_{de} = R_f \times H_{th} \quad (L3.4)$$

$$H_{de} = 0,25 \times 9 \times 10^{12} = 2,25 \times 10^{12} \text{ kJ}$$

4. Energi panas bumi yang dapat dimanfaatkan (Pers. 2.22)

$$H_{re} = \frac{H_{de}}{t \times 365 \times 24 \times 3600 \times 1000} \quad (L3.5)$$



$$H_{re} = \frac{2,25 \times 10^{12}}{30 \times 365 \times 24 \times 3600 \times 1000} = 2,378 MW_{th} / s$$

5. Potensi energi listrik (Pers. 2.23)

$$H_{el} = \frac{H_{ed} \times \eta}{t \times 365 \times 24 \times 3600 \times 1000} \quad (L3.6)$$

$$H_{ei} = \frac{2,25 \times 10^{12} \times 0,1}{30 \times 365 \times 24 \times 3600 \times 1000} = 0,2378 MW_e / s = 14,268 MW_e / m$$

$$= 856,08 MW_e / h = 20.545,92 MW_e / d = 7.499.260,8 MW_e / y$$

L5. Dokumentasi Pengambilan Data





Gambar L4.1 Dokumentasi Proses Akuisisi Data dan Kondisi Daerah Penelitian

L6. Sertifikat Bebas Plagiasi

19 0670 T

KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI, DAN PENDIDIKAN TINGGI  
UNIVERSITAS BRAWIJAYA  
PASCASARJANA

**SERTIFIKAT BEBAS PLAGIASI**  
Nomor: 1024/UN10.F40/PN/2019  
Sertifikat ini diberikan kepada:

Nama : Wenti M. Maubana  
NIM : 176090300111006  
Program Studi : Program Magister Ilmu Fisika  
Fakultas : Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Universitas : Universitas Brawijaya

Dengan Judul Tesis  
**Identifikasi Reservoir Panas Bumi di Kompleks Gunung Pandan Jawa Timur Menggunakan Metode Magnetik dan Geokimia**

Telah dideteksi tingkat plagiasinya secara online pada tanggal **17 Mei 2019** dan dinyatakan **bebas plagiasi** dengan kriteria toleransi  $\leq 5\%$ .

Malang, 17 Mei 2019  
Ketua Badan Penerbitan Jurnal

Prof. Dr. Marjono, M.Phil.  
NIP. 196211161988031004

Indah Yanti, S.Si., M.Si.  
NIP. 19791129 200501 2 002

plagiarism-detector  
Cutting-edge class tool for plagiarism detection and prevention

