



UNIVERSITAS INDONESIA

**PEMODELAN SISTEM GEOTHERMAL DAERAH SIBAYAK
MENGUNAKAN DATA MAGNETOTELLURIK DAN
GRAVITASI**

SKRIPSI

RIRI OKTOBIYANTI

0606040066

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

PROGRAM STUDI FISIKA

DEPOK

JUNI 2009



UNIVERSITAS INDONESIA

**PEMODELAN SISTEM GEOTHERMAL DAERAH SIBAYAK
MENGUNAKAN DATA MAGNETOTELLURIK DAN
GRAVITASI**

SKRIPSI

Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar sarjana

RIRI OKTOBIYANTI

0606040066

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

PROGRAM STUDI FISIKA

PEMINATAN GEOFISIKA

DEPOK

JUNI 2009

HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

**Skripsi ini adalah hasil karya saya sendiri,
dan semua sumber baik yang dikutip maupun dirujuk
telah saya nyatakan dengan benar.**

Nama : RIRI OKTOBIYANTI

NPM : 0606040066

Tanda Tangan :

Tanggal : Juni 2009

HALAMAN PENGESAHAN

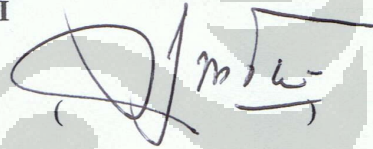
Skripsi ini diajukan oleh :

Nama : Riri Oktobiyanti
NPM : 0606040066
Program Studi : Geofisika
Judul Skripsi : Pemodelan Sistem Geothermal Daerah Sibyak
Menggunakan Data Magnetotellurik dan Gravitasi

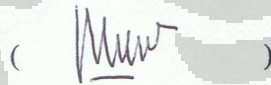
Telah berhasil dipertahankan di hadapan Dewan Penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Science pada Program Studi Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia

DEWAN PENGUJI

Pembimbing : Dr. Eng. Yunus Daud, M. Sc.



Penguji : Dr. Djatmiko



Penguji : Drs. Lingga Hermanto, MMSI, M.Si



Ditetapkan di : Depok

Tanggal : 18 Juni 2009

...

KATA PENGANTAR

Dengan mengucapkan syukur alhamdulillah ke hadirat Allah SWT, karena hanya atas izin dan ridho-Nya penulis dapat menyelesaikan skripsi dengan judul "INTERPRETASI MODEL SISTEM GEOTHERMAL DAERAH SIBAYAK MENGGUNAKAN DATA MAGNETOTELLURIK DAN GRAVITASI" yang dibuat sebagai salah satu syarat kelulusan dari Program Studi Sarjana Ekstensi Fisika FMIPA UI.

Dalam pembuatan skripsi ini penulis telah mendapatkan bimbingan dan bantuan dari berbagai pihak, oleh karena itu pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan ucapan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada:

1. Dr. Eng. Yunus Daud, M.Sc, selaku pembimbing tugas akhir yang bersedia meluangkan waktunya dan dengan penuh kesabaran untuk berdiskusi dengan penulis serta memberikan bantuan, dorongan, motivasi, semangat, dan arahan di kala waktunya yang begitu padat.
2. Dr. Santoso S, selaku ketua Departemen Fisika yang mengatur jalannya program studi ini dan tetap eksis, sehingga penulis dapat belajar menimba ilmu di bangku kuliah.
3. Bapak Dr. Syamsu Rosid, MST, Dr. Eng. Supriyanto Suparno, Dr. Abd. Haris dan bapak Yayan Sofyan, MSi yang telah memberikan ilmu dan pengetahuannya kepada penulis mengenai ilmu geofisika.
4. Kedua orang tua dan adik-adikku yang tersayang atas doa dan dukungannya yang tak terhingga.
5. Fitri S sebagai teman seperjuangan dan telah membantu penulis dalam menyelesaikan pengolahan data gravitasi, hatur nuhun pisan ya teh...
6. Rahman S yang telah membantu penulis dalam pemodelan MT terima kasih.
7. Kawan-kawan seperjuangan geofisika ekstensi irul, rahman , candra, susan, aziz, ridwan, pak rohadi, indra, asrim dan haekal, terima kasih atas kerjasamanya selama kuliah.

8. Kawan-kawan seperjuangan angkatan 2006, atas kenang-kenangan selama di kampus tercinta.
9. Seseorang yang selalu memberikan motivasi kepada penulis, terima kasih untuk segalanya.
10. Mas Rizky, Mba Lastri dan Mba Ratna, staf sekretariat atas segala Bantuannya.
11. Seluruh pihak yang tidak bisa disebutkan satu-persatu atas segala bantuan dan dukungannya.

Harapan penulis, skripsi ini dapat bermanfaat bagi semua pihak yang membacanya. Kritik dan saran yang bersifat membangun untuk skripsi yang masih jauh dari sempurna ini sangat diharapkan oleh penulis, karena dengan terbatasnya pengetahuan yang ada pada penulis sehingga masih terdapat banyak kekurangan dalam skripsi ini.

Depok, Juni 2009

Penulis

Riri Oktobiyanti

**HALAMAN PERNYATAAN PERSETUJUAN PUBLIKASI
TUGAS AKHIR UNTUK KEPENTINGAN AKADEMIS**

Sebagai sivitas akademik Universitas Indonesia, saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Riri Oktobiyanti
NPM : 0606040066
Program Studi : Geofisika
Departemen : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Jenis karya : Skripsi

demikian pengembangan ilmu pengetahuan, menyetujui untuk memberikan kepada Universitas Indonesia **Hak Bebas Royalti Noneksklusif (*Non-exclusive Royalty-Free Right*)** atas karya ilmiah saya yang berjudul :

“Interpretasi Model Sistem Geothermal Daerah Sibayak Menggunakan Data Magnetotellurik dan Gravitasi” beserta perangkat yang ada (jika diperlukan). Dengan Hak Bebas Royalti Noneksklusif ini Universitas Indonesia berhak menyimpan, mengalihmedia/formatkan, mengelola dalam bentuk pangkalan data (*database*), merawat, dan memublikasikan tugas akhir saya selama tetap mencantumkan nama saya sebagai penulis/pencipta dan sebagai pemilik Hak Cipta.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya.

Dibuat di : Depok

Pada tanggal : Juni 2009

Yang menyatakan

(Riri Oktobiyanti)

ABSTRAK

Nama : Riri Oktobiyanti
Program Studi : Geofisika
Judul : Pemodelan Sistem Geothermal Daerah Sibayak Menggunakan Data Magnetotellurik dan Gravitasi

Lapangan geothermal Sibayak terletak di kawasan utara *Great Sumatra Fault Zone* (GSFZ) yang memiliki topografi yang tinggi di dalam kaldera Singkut. Ditinjau dari kondisi geologinya, lapangan ini memiliki prospek geothermal yang ditandai dengan keberadaan manifestasi panas berupa solfatara, fumarole, *chloride springs* dan *silica sinters*. Untuk menginvestigasi struktur bawah permukaan secara lebih detail, maka dilakukan reinterpretasi data magnetotellurik dan gravitasi. Dari pemodelan 2-Dimensi MT yang menggunakan software MT2Dinv dan 3-Dimensi MT menggunakan software GeoSlicer-X maka dapat diketahui *clay cap* mempunyai nilai resistivitas 5-10 Ωm . Zona reservoir diindikasikan dengan harga resistivitas 50-200 Ωm yang terdapat di bawah zona clay cap dan berada pada kedalaman sekitar 1600m. Pusat reservoir terdapat pada daerah yang meliputi Gunung Sibayak dan Gunung Pratektekan dengan luas yang diperkirakan sekitar 4 km². Pemodelan data gravitasi mendukung gambaran stuktur utama yang berupa kaldera Singkut dan sesar-sesar yang berarah barat laut-tenggara. Berdasarkan studi ini dapat direkomendasikan sumur produksi diarahkan pada pusat reservoir, sedangkan reinjeksi ditempatkan di daerah dekat reservoir tetapi yang diduga memiliki hubungan permeabilitas, yaitu di sekitar batas kaldera sebelah selatan.

Kata kunci:
Geothermal, gravitasi dan magnetotellurik

ABSTRACT

Name : Riri Oktobiyanti

Study Program : Physics

Title : Geothermal System Modeling of Sibayak Area Using
Magnetotelluric and Gravity Data

Sibayak geothermal field is situated in the northern *Great Sumatra Fault Zone* (GSFZ), which has high topography inside Singkut caldera. From the geological point of view, Sibayak field is a potential geothermal area supported by the occurrence of surface manifestations such as solfataras, fumaroles, chloride springs and silica sinters. To investigate subsurface geological structure, reinterpretation of the Magnetotelluric and gravity data were carried out. Two-dimensional modeling of MT data using MT2Dinv software and 3-D visualization of the MT data using GeoSlicer-X have delineated clay cap with resistivity of 5-10 ohm. Reservoir zone is indicated by slightly higher resistivity (50 – 200 ohm-m) below the clay cap located in the depth of about 1600m. Center of reservoir is probably located in the area between Mt Sibayak and Mt Pratektekan covering about 4 km². The gravity data modeling supports the existence of main structures, those are Singkut caldera and faults zone oriented in the northwest –southeast direction. Based on this study, it is recommended that the production wells should be located to the central of reservoir and reinjection wells should be sited to the area close to the main reservoir which has permeability connection, that is in the southern caldera boundary.

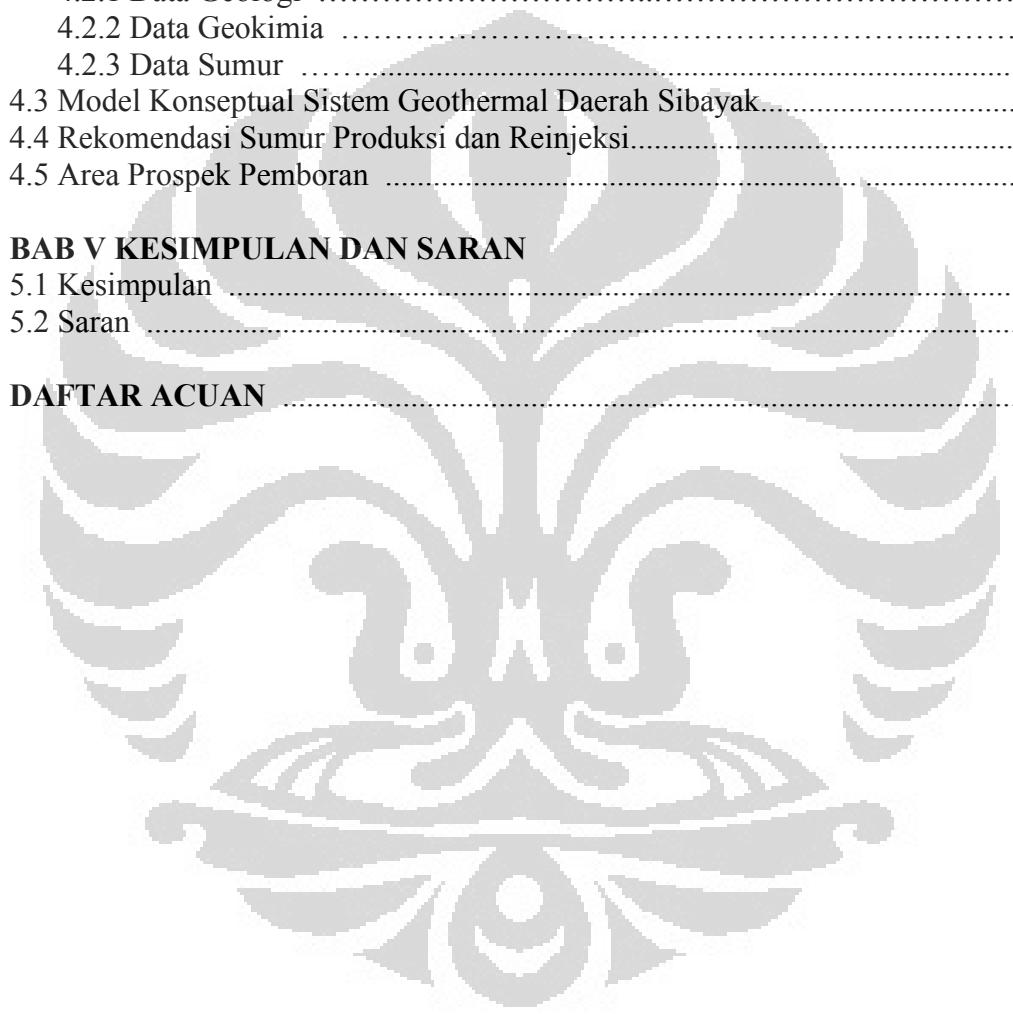
Key word:

Geothermal, gravity dan magnetotelluric

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL.....	i
HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS.....	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
KATA PENGANTAR.....	iv
LEMBAR PERSETUJUAN PUBLIKASI TUGAS AKHIR	vi
ABSTRAK	vii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xi
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian	3
1.3 Ruang Lingkup Masalah	3
1.4 Konsep Umum Geothermal	3
1.5 Tinjauan Daerah Penelitian	5
1.6 Metode Penelitian	6
1.7 Sistematika Penulisan	8
BAB II TEORI DASAR	
2.1 Metode Magnetotelurik	9
2.1.1 Persamaan Maxwell Untuk Medan Elektromagnetik	10
2.1.2 Fenomena Magnetotellurik	10
2.1.3 <i>Apparent resistivity</i> dan Fase Impedansi	12
2.1.4 Atenuasi Medan Elektromagnetik	13
2.1.5 Tensor Impedansi	14
2.2 Metode Gravitasi	15
2.2.1 Hukum Newton tentang Gravitasi	15
2.2.2 Reduksi dan Anomali Gravitasi.....	17
2.2.2.1 Reduksi Harga Gravitasi Pengamatan	17
2.2.2.2 Koreksi Harga Gravitasi Normal	18
2.2.2.3 Anomali Bouguer	20
2.2.3 Penentuan Nilai Densitas	21
2.2.4 Pemisahan Anomali Regional dan Residual	22
BAB III PEMODELAN 2-DIMENSI MAGNETOTELURIK & GRAVITASI	
3.1 Pendahuluan	23
3.2 Pemodelan 2-Dimensi Magnetotelurik	24
3.2.1 Data Magnetotelurik (MT)	24
3.2.2 Pemodelan Inversi MT	24
3.2.3 Model dan Interpretasi Data MT.....	26
3.2.4 Model Penampang MT Secara 3-Dimensi	33
3.3 Pemodelan 2-Dimensi Gravitasi	36
3.3.1 Data Gravitasi	37

3.3.2 Penentuan Densitas	37
3.3.3 Pemisahan Anomali Bouguer	42
3.3.4 Pemodelan Forward Gravitasi	45
3.3.5 Interpretasi Data Gravitasi	47
BAB IV INTERPRETASI TERPADU	
4.1 Pendahuluan	49
4.2 Data Pendukung	49
4.2.1 Data Geologi	48
4.2.2 Data Geokimia	51
4.2.3 Data Sumur	52
4.3 Model Konseptual Sistem Geothermal Daerah Sibayak.....	54
4.4 Rekomendasi Sumur Produksi dan Reinjeksi.....	57
4.5 Area Prospek Pemboran	57
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN	
5.1 Kesimpulan	59
5.2 Saran	59
DAFTAR ACUAN	60



DAFTAR GAMBAR

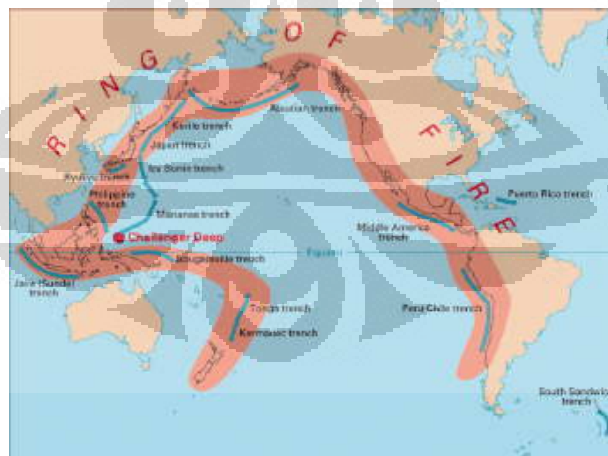
Gambar 1.1 : Sebaran gunung api yang dilewati oleh "Ring Of Fire" sebagai akibat aktivitas tektonik	1
Gambar 1.2 : Model konseptual sistem geothermal.....	5
Gambar 1.3 : Penelitian Daerah Sibayak.....	6
Gambar 1.4 : Bagan Alir Penelitian.....	7
Gambar 2.1 : Interaksi magnetosfer dengan solar wind penyebab fenomena magnetotellurik.....	11
Gambar 2.2 : Gaya tarik antara dua benda bermassa m_1 dan m_2	16
Gambar 3.1 : Lintasan-lintasan MT yang diambil untuk pengolahan data.....	25
Gambar 3.2 : Diagram Alir pemodelan inversi dengan MT2Dinv.....	26
Gambar 3.3 : Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-1 (arah barat laut-tenggara).....	27
Gambar 3.4 : Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-2 (arah barat-tenggara)	28
Gambar 3.5 : Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-3 (arah barat-timur)	29
Gambar 3.6 : Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-4 (arah bart daya-timur laut).....	30
Gambar 3.7 : Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-5 (arah barat laut-timur laut).....	31
Gambar 3.8 : Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-6 (arah barat laut-timur laut).....	32
Gambar 3.9 : Model Penampang MT Secara 3-Dimensi.....	33
Gambar 3.10 : Model Penampang MT Secara 3-Dimensi.....	34
Gambar 3.11 : Model Penampang MT Secara 3-Dimensi (ke arah utara).....	34
Gambar 3.11 : Model Penampang MT Secara 3-Dimensi (ke arah timur).....	35
Gambar 3.12 : Model Penampang MT Secara 3-Dimensi (berdasarkan elevasi).....	35

Gambar 4.13 : Model Penampang MT Secara 3-Dimensi (lintasan 1).....	36
Gambar 3.14 : Kontur Elevasi.....	38
Gambar 3.15 : Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 1.....	39
Gambar 3.16 : Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 2.....	40
Gambar 3.17 : Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 3.....	41
Gambar 3.18 : Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 4.....	42
Gambar 3.19 : Kontur Anomali Bouguer.....	43
Gambar 3.20 : Kontur Anomali Regional.....	44
Gambar 3.21 : Kontur Anomali Residual.....	44
Gambar 3.22 : Lintasan Gravitasi ABC	45
Gambar 3.23 : Penampang Model 2-Dimensi Gravitasi.....	46
Gambar 4.1 : Peta Geologi Lapangan Geothermal Daerah Sibayak	51
Gambar 4.2 : Stratigrafi dan Indikasi Zona Sirkulasi Yang Hilang Pada Lapangan Geothermal Sibayak.....	54
Gambar 4.3 : Model Konseptual Sistem Geothermal Daerah Sibayak.....	56

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Suatu sistem geothermal biasanya berasosiasi dengan sistem vulkanik yang terbentuk sepanjang busur kepulauan sebagai akibat pergerakan lempeng di permukaan bumi (Gambar 1.1) yang menyebabkan terjadinya gunung berapi. Keberadaan gunung berapi ini dapat menjadi sumber energi panas bumi. Sumber panas dalam sistem geothermal sangat penting, sehingga tidak hanya gunung api aktif yang dapat dimanfaatkan, tetapi juga gunung api tua yang masih memiliki sumber panas yang cukup untuk astronomi $94^{\circ} - 141^{\circ}$ BT dan 6° LU – 11° LS terletak di wilayah *Ring Of Fire* dapat dimanfaatkan. Indonesia dengan letak (Gambar 1.1) yaitu daerah pertemuan 3 lempeng tektonik (lempeng Indo-Australia, Eurasia dan Pasifik) dan 1 lempeng tektonik kecil (lempeng Filipina). Lempeng-lempeng tektonik ini saling bergerak satu sama lain dengan sangat lambat yaitu 0–20 cm pertahun (Gunawan, 2005), yang nantinya bisa mengakibatkan terbentuknya gunung berapi.



Gambar 1.1 Sebaran gunung api yang dilewati oleh "Ring Of Fire" sebagai akibat aktivitas tektonik (sumber: http://whyfiles.org/094quake/images/ring_of_fire.gif)

Indonesia tercatat ke dalam negara-negara yang mempunyai vulkanik utama di dunia dan Indonesia adalah negara yang dianugerahi sumber energi geothermal yang terbesar di dunia. Diperkirakan potensi geothermal Indonesia

memiliki cadangan potensi geothermal terbesar yaitu sekitar 40% dari sumber potensial geothermal di dunia adalah sekitar 27.000 Mwe (Daud, et al., 2000). Perkembangan geothermal di Indonesia hanya terpusat di Sumatra, Jawa-Bali dan Sulawesi Utara karena wilayah tersebut mempunyai infrastruktur yang sesuai dan belum lama ini pertumbuhan permintaan listrik meningkat, khususnya di Sumatra Utara. Oleh karena itu pemerintah berencana mengembangkan kapasitas pemasangan untuk 12 MWe (Sudarman et al, 2000., Fauzi et al., 2000) pada tahun 2005.

Penelitian ini dilakukan dengan pengolahan data survei geofisika yang memanfaatkan metode magnetotellurik dan gravitasi yang bertujuan memberikan rekomendasi survei untuk pengembangan selanjutnya dan area prospek pemboran.

Metode magnetotellurik merupakan metode eksplorasi bawah permukaan yang memanfaatkan variasi gelombang elektromagnetik alam yang menginduksi bumi (Simpson dan Bahr, 2005). Metode ini sangat efektif untuk memberikan gambaran struktur resistivitas bawah permukaan bumi karena mempunyai penetrasi kedalaman yang cukup dalam. Dalam suatu sistem geothermal, pada umumnya terbentuk *clay cap* yang merupakan produk ubahan dari *host rock*, yang memiliki resistivitas sangat rendah ($\rho < 10$ Ohm-meter) akibat terjadinya proses interaksi antara batuan dengan fluida panas (*hydrothermal*) yang terjadi pada bagian atas reservoir, sedangkan reservoir sendiri mempunyai resistivitas yang cukup tinggi pada kedalaman yang relatif dalam. Oleh karena itu, metode ini diharapkan dapat memberikan gambaran mengenai struktur resistivitas sistem geothermal untuk mengetahui keberadaan *clay cap* hingga reservoir. Sedangkan metode Gravitasi digunakan untuk mengetahui struktur dibawah permukaan seperti adanya kaldera, basin, graben, dan patahan, ditinjau dari variasi harga densitas batuan. Dalam sistem geothermal, perkiraan struktur bawah permukaan ini dapat berfungsi sebagai pengontrol sirkulasi fluida yang dapat membantu penentuan model sistem daerah geothermal daerah penyelidikan.

1.2 Tujuan Penelitian

1. Memahami lebih dalam prosedur dan pemodelan dari *reprocessing* data Magnetotellurik dan Gravitasi sehingga didapatkan model sistem geothermal yang optimal.
2. Memodelkan sistem geothermal agar dapat memberikan gambaran mengenai letak keberadaan reservoir sistem geothermal dan mengetahui arah perluasan reservoirnya.
3. Mengevaluasi model sistem geothermal untuk didapatkan kesimpulan dan rekomendasi lebih lanjut serta area prospek pemboran.

1.3 Ruang Lingkup Masalah

Ruang lingkup yang dibahas dalam skripsi ini yang utama adalah mengenai pemodelan daerah prospek geothermal berdasarkan data ulang (*reprocessing*) dan reinterpretasi data magnetotellurik dan gravitasi ditunjang dengan data geologi, geokimia dan data sumur. Pengetahuan secara mendalam mengenai proses pengolahan data akan membantu interpretasi mendalam pemodelan secara kuantitatif.

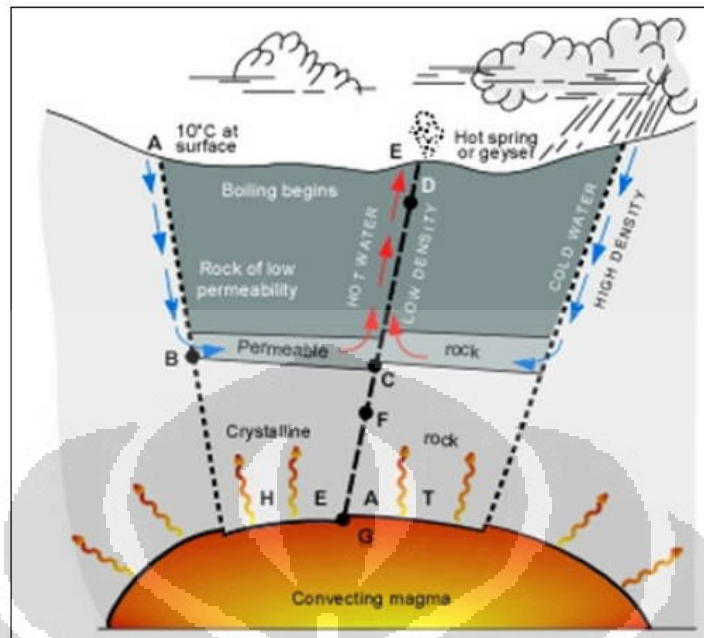
1.4 Konsep Umum Geothermal

Suatu sistem geothermal pada umumnya ditunjukkan pada Gambar 1.2 model dari White (1967) yang memperlihatkan idealnya sirkulasi fluida di suatu sistem hidrothermal. Pada umumnya batuan penudung (*cap rock*) biasanya berupa clay yang terbentuk akibat proses alterasi hidrothermal yaitu lapisan batuan yang mengalami alterasi akibat reaksi dengan fluida dan aliran panas dari reservoir. Sehingga batuan tersebut menjadi mineral argilitik seperti smectite dan illite yang bersifat impermeable. Tahanan jenis pada lapisan ini secara umum memiliki harga kurang dari 10 Ωm . Pada batuan reservoir yang tersusun dari mineral propilitik memiliki tahanan jenis berkisar antara 20 – 100 Ωm . Pada lapisan *bed rock* yang merupakan *heat source* memiliki tahanan jenis lebih dari 1000 Ωm . Sedangkan formasi di luar sistem geothermal pada batuan vulkanik biasanya memiliki nilai tahanan jenis antara 200 – 500 Ωm .

Fluida geothermal dapat memberikan efek yang besar terhadap batuan di sekitarnya. Di dalamnya dapat terjadi kontras densitas batuan, perubahan intensitas magnetik total dan arah magnetisasi batuan, perubahan tahanan jenis batuan dan lain-lain. Dengan adanya struktur berupa bidang sesar atau rekahan yang menjadi jalan masuknya air meteorik ke dalam bumi maupun keluarnya fluida panas yang menjadi manifestasi di permukaan dalam bentuk mata air panas, kubangan lumpur panas, solfatara atau fumarol. Hal ini mengindikasikan struktur yang permeable sehingga fluida panas muncul ke permukaan.

Sistem geothermal terdiri dari empat komponen, yaitu:

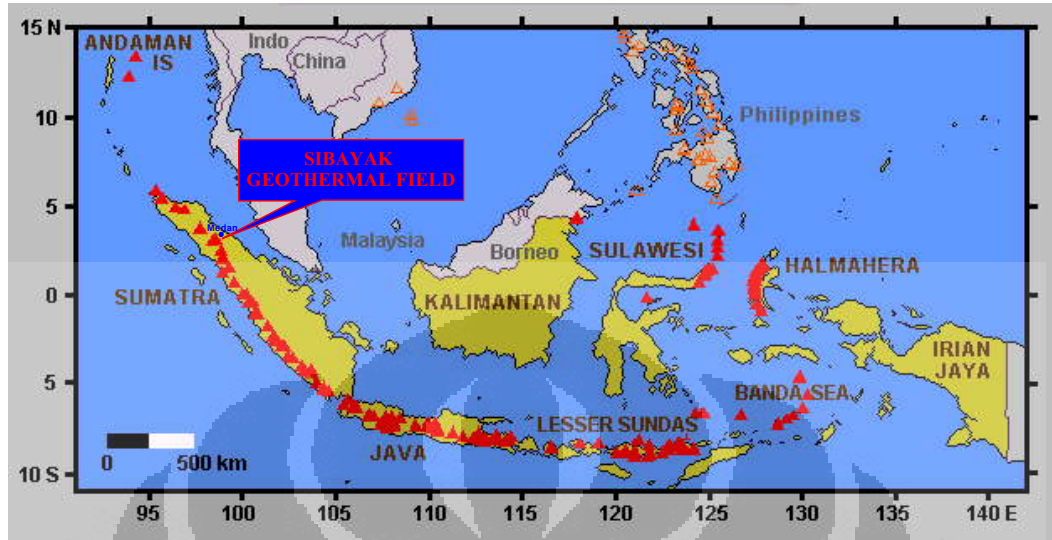
1. Sumber panas (*heat source*) berupa magma chamber maupun batuan beku (batolit) yang masih memiliki energi panas
2. Adanya batuan reservoir yang memiliki permeabilitas dan porositas tinggi sehingga memungkinkan terjadinya aliran fluida.
3. Batuan penudung (*cap rock*) yang bersifat impermeable, sehingga fluida panas dalam reservoir tertahan dan terakumulasi yang juga berfungsi menjaga tekanan reservoir agar memiliki tekanan tinggi dan berpotensi untuk menggerakkan turbin listrik.
4. Adanya aliran fluida panas yang biasanya berupa air meteorik yang terkumpul di reservoir dan terpanaskan.



Gambar 1.2 Model konseptual sistem geothermal (White, 1967)

1.5 Tinjauan Daerah Penelitian

Lapangan geothermal Sibayak adalah salah satu lapangan geothermal yang ada di Pulau Sumatera terletak di bagian utara Indonesia sekitar 65 km ke arah barat daya dari kota Medan dan merupakan lapangan geothermal pertama yang dikembangkan (Daud, et al., 2001). Keadaan lapangan geothermal daerah Sibayak berada pada lokasi sesar Semangko atau Great Sumatra Fault Zone (GSFZ), merupakan daerah medan yang tinggi di dalam kaldera Singkut. Struktur geologi di daerah ini sebagian besar dikontrol dari proses vulkanik dan tektonik yang berupa struktur kaldera dan beberapa struktur patahan. Daerah ini berasosiasi dengan endapan vulkanik kwarter hasil aktivitas beberapa gunung disekitarnya yang berupa dasit dan andesit. Indikasi daerah *upflow* dapat ditemukan dibagian pusat kaldera Singkut. Manifestasi yang dijumpai pada lapangan geothermal ini terdiri dari solfatara, fumarole, mata air klorida (*chloride springs*) dan silika sinter.

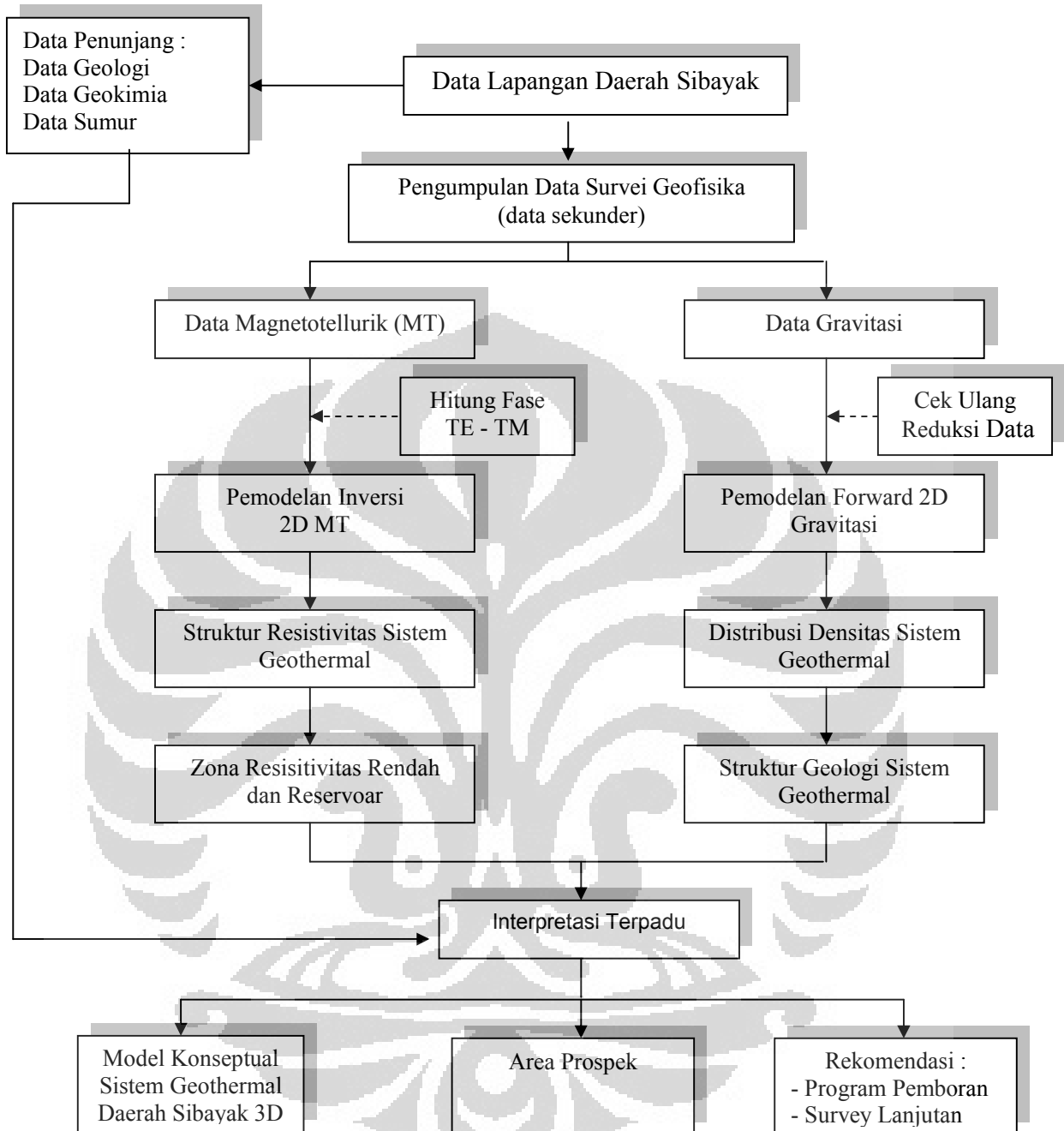


Gambar 1.3 Penelitian Daerah Sibayak (Daud, 2000)

1.6 Metode Penelitian

Berdasarkan tujuan yang ingin dicapai yaitu memberikan gambaran model konseptual sistem geothermal daerah penelitian untuk didapatkan kesimpulan dan rekomendasi lebih lanjut serta area prospek pemboran maka penulis melakukan beberapa langkah penelitian dengan alur penelitian yang seperti pada Gambar 1.3.

Untuk mencapai tujuan tersebut, dengan menggunakan data gravitasi dilakukan pemodelan 2-D secara forward menggunakan *software* Grav2D untuk mengetahui keberadaan struktur dan data magnetotelurik secara inversi menggunakan *software* MT2Dinv agar dapat mengetahui keberadaan *clay cap* hingga reservoir. Dengan bantuan data penunjang berupa data geologi, geokimia dan data sumur hasil penelitian sebelumnya, maka penulis menganalisa data penunjang tersebut serta melakukan re-interpretasi terhadap hasil pengolahan data gravitasi dan magnetotelurik sehingga dapat mengontrol data hasil pengolahan.



Gambar 1.4 Bagan Alir Penelitian

1.7 Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan yang digunakan dalam penulisan ini adalah sebagai berikut:

BAB I : PENDAHULUAN

Pada bab ini dipaparkan gambaran singkat tentang latar belakang penelitian, tujuan penelitian, ruang lingkup masalah, konsep umum geothermal, daerah penyelidikan dan sistematika penulisan.

BAB II : TINJAUAN PUSTAKA

Bab ini memberikan gambaran teori yang mendasari metode magnetotelurik dan gravitasi.

BAB III : PEMODELAN 2-D MAGNETOTELURIK & GRAVITASI

Bab ini memaparkan mengenai tahapan dan hasil pengolahan data magnetotelurik dan gravitasi dengan penjelasan singkat.

BAB IV : INTERPRETASI TERPADU

Seluruh data pendukung yaitu geologi dan geokimia dianalisis sebagai data penunjang untuk melakukan interpretasi data metode magnetotellurik dan gravitasi.

BAB V : KESIMPULAN DAN SARAN

Pokok-pokok utama pada Bab IV kembali dipaparkan dalam bentuk ringkas sebagai kesimpulan. Saran bagi kelanjutan penelitian di daerah ini dan usulan untuk pengembangan daerah penelitian diberikan sebagai penutup.

BAB II TEORI DASAR

2.1 Metode Magnetotelurik

Magnetotellurik (MT) merupakan salah satu metode geofisika eksplorasi bawah permukaan yang memanfaatkan variasi gelombang elektromagnetik alam yang menginduksi bumi. Variasi magnetik pada medan magnetik alami bumi menghasilkan frekuensi DC hingga beberapa kHz, sehingga dapat membantu kita untuk mempelajari struktur elektrik bumi hingga cukup dalam. Keberadaan benda-benda konduktif atau frekuensi lainnya sehingga penetrasinya tidak dalam, tidak akan menghalangi metode ini karena magnetotellurik memiliki range frekuensi yang besar.

Metode ini melibatkan hubungan antara komponen horizontal dari medan magnet dan medan listrik Cagniard (1953) yang membuat rumus dengan memuat hubungan E_x dan H_y pada permukaan lapisan medium. Hubungan antara amplitudo, fase dan arah rambat antara medan listrik (E) dan medan magnet (H) pada permukaan tergantung pada distribusi resistivitas di bawah permukaan. Kemudian Tikhonov (1950) yang menunjukkan pada frekuensi rendah turunan dari medan magnetik (H) sebanding dengan komponen orthogonal medan listrik (E). Menurut Tikhonov dan Cagniard, jika variasi medan listrik dan medan magnet diukur secara bersamaan, maka perbandingan kompleks (impedansi) dapat digunakan untuk mendeskripsikan penetrasi medan elektromagnet (EM) ke dalam bumi (Simpson dan Bahr, 2005). Frekuensi rendah maka panjang gelombang besar sehingga penetrasinya bisa lebih dalam.

Perbandingan medan listrik dan medan magnetik dalam domain frekuensi menunjukkan informasi konduktivitas listrik bawah permukaan. Pemetaan konduktivitas batuan bawah permukaan sangat penting dilakukan untuk mengidentifikasi batuan sebagai pembelajaran dalam struktur geologi dan proses tektonik. Konduktivitas listrik merupakan parameter fisis penting bagi batuan yang digunakan untuk membedakan berbagai jenis batuan.

2.1.1 Persamaan Maxwell Untuk Medan Elektromagnetik

Teori elektromagnetik dasar dapat digunakan untuk gelombang magnetotellurik. Untuk memahami perambatan dan pelemahan gelombang tersebut perlu digunakan persamaan Maxwell dalam bentuk yang menghubungkan vektor medan listrik dan medan magnet yang berhubungan dengan aliran arus tellurik pada waktu dan tempat yang sama Cagniard (1953).

Persamaan Maxwell sebagai berikut:

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2.1)$$

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

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot q = 0 \quad (2.4)$$

Dimana : J = rapat arus (A/m^2), E = intensitas medan magnet (V/m), B = rapat fluks magnet (T), H = intensitas medan magnet (A/m), dan D = pergeseran dielektrik (C/m^2).

Persamaan (2.1) merupakan hukum Ampere dimana arus listrik j membangkitkan rotasi medan magnet H . Variasi perpindahan arus yang ada (*current displacement*) berupa pergerakan ion-ion pada ionosfere akan mengakibatkan perubahan medan magnet H .

Persamaan (2.2) merupakan hukum Faraday dimana variasi medan magnet B terhadap waktu, membangkitkan medan elektrik E .

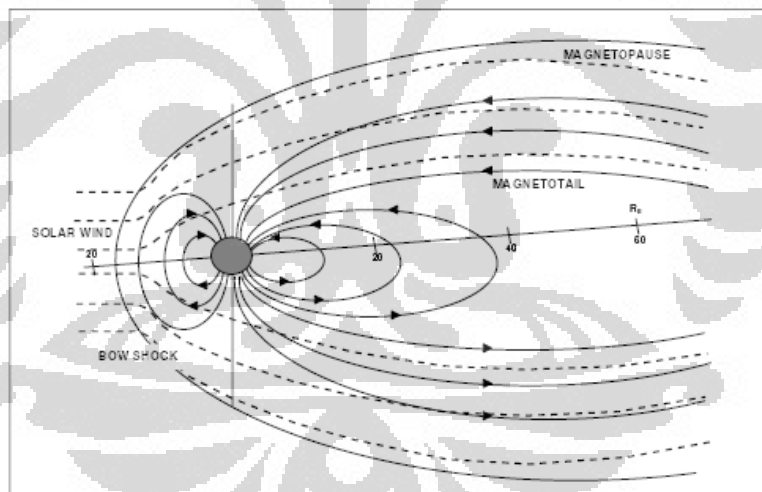
Persamaan (2.3) menyatakan bahwa medan magnet B tidak memiliki sumber.

Persamaan (2.4) menyatakan bahwa adanya muatan listrik q merupakan sumber dari arus perpindahan D .

2.1.2 Fenomena Magnetotellurik

Sinyal magnetotellurik memiliki range frekuensi $\sim 0,001$ Hz sampai 10^4 Hz, ionosfer dan magnetosfer adalah daerah penting sebagai sumbernya. Komponen dengan frekuensi yang lebih tinggi ($1 - 10^4$ Hz) ditimbulkan oleh *badai petir*, umumnya terjadi di dekat khatulistiwa. Energi yang dihasilkan oleh

badai ini merambat ke segala arah sehingga ada juga energi yang masuk ke dalam bumi. Medan magnet bumi yang berinteraksi dengan badai matahari (*solar wind*) menghasilkan variasi medan yang merupakan sumber dalam frekuensi yang rendah ($\sim 0,001 - 1$ Hz). Saat material partikel terionisasi terlempar dari matahari, *solar wind*, menuju ke bumi dengan kecepatan lebih dari 500 km/s dan berinteraksi dengan magnetosfer bumi electron dan proton terdefleksi berlawanan arah sehingga membentuk plasma dan membuat magnetosfer yang berhadapan dengan matahari tertekan dan terjadi perpanjangan pada sisi sebaliknya (malam hari). Batas antara plasma dengan medan magnetik bumi disebut dengan magnetopause. Kecepatan dan kekuatan *solar wind* yang bervariasi menyebabkan magnetopause berfluktuasi. Ukuran magnetosfer berubah dan arus ionosfer baru terbentuk. Saat *solar wind* yang datang sangat besar maka akan terjadi badai magnetik.



Gambar 2.1 Interaksi magnetosfer dengan *solar wind* penyebab fenomena magnetotellurik

Saat fluktuasi magnetik sampai ke bumi, terjadi refleksi dan refraksi. Sinyal magnetik dapat dianggap sebagai gelombang elektromagnetik datar. Walaupun sebagian besar energi datang direfleksikan, ada beberapa yang ditransmisi ke dalam bumi dan bergerak ke bawah dengan lambat. Untuk mengkonduksi batuan, energi ini muncul sebagai medan magnet yang berubah terhadap waktu, dan medan listrik terinduksi sehingga timbul arus telluric. Arus

telluric ini mirip dengan arus eddy dalam trafo berdasarkan perubahan fluks magnet yang disebabkan arus AC dari lilitan primer. Energi yang masuk tersebut terdissipasi menjadi panas. Mekanisme penetrasi dalam hal ini adalah difusi bukan sebagai perambatan gelombang. Rapat arus yang mengalir di dalam bumi bergantung pada resistivitas ρ .

$$j = \frac{E}{\rho} \quad (2.5)$$

ini merupakan bentuk diferensial dari hukum Ohm. Karena medannya sangat kecil maka satuannya mv/km untuk E dan gamma untuk ρ . Pengukuran E dalam prakteknya adalah melalui nilai beda potensial V antara dua elektrode pengukur. Dalam lapisan bumi yang seragam, beda potensial V antara dua elektrode yang berjarak l adalah:

$$V = lE \quad (2.6)$$

dengan asumsi bahwa E konstan sepanjang kabel elektrode.

2.1.3 *Apparent resistivity* dan Fase Impedansi

Karena perambatan medan magnetotellurik di bawah permukaan bumi pada dasarnya merambat dengan frekuensi rendah. Parameter fisika yang digunakan adalah permeabilitas magnetik μ , konduktivitas σ , dan ω . Berdasarkan teori dari Cagniard (1953), untuk gelombang yang terpolarisasi dalam bidang horisontal (x-y) dan merambat ke bawah permukaan, besarnya *apparent resistivity* ρ_a sebanding dengan nilai kuadrat dari impedansi magnetotellurik $Z(\omega)$.

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z(\omega)|^2 \quad (2.7)$$

dengan $Z(\omega)$ sama dengan E_x/H_y atau E_y/H_x , yang merupakan perbandingan komponen ortogonal dari medan listrik dan medan magnetik.

Dari teori tersebut maka diperoleh hubungan suatu rumusan tahan jenis suatu lapisan dengan asumsi bahwa bumi bersifat isotropi dan homogen (dikenal sebagai *apparent resistivity*).

$$\rho = 0.2T \left| \frac{E}{H} \right|^2 \quad \text{atau} \quad \rho = 0.2T |Z|^2 \quad (2.8)$$

dengan ρ merupakan tahanan jenis semu (Ωm), T adalah periode (s), E adalah

medan listrik (mV/km), dan H adalah medan magnetik (nT).

Dalam analisis 2-Dimensi ada dua mode impedansi yaitu *Transverse Electric* (TE) dan *Transverse Magnetic* (TM). TE (*layout* ρ_{xy}) adalah ketika medan listrik sejajar terhadap strike struktur tahanan jenis dengan data berupa ρ_{xy} (nilai resistivity semu pada arah xy) yang baik digunakan untuk pemodelan secara vertikal, sedangkan TM (*layout* ρ_{yx}) adalah ketika medan magnet paralel terhadap strike struktur tahanan jenis dengan data berupa ρ_{yx} (nilai resistivity semu pada arah yx) yang baik digunakan untuk pemodelan secara lateral.

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

dimana

$$\begin{aligned} Z_{yx} &= Z_{TE} = \frac{E_y}{H_x} \\ Z_{xy} &= Z_{TM} = \frac{E_x}{H_y} \end{aligned} \quad (2.10)$$

2.1.4 Atenuasi Medan Elektromagnetik

Konduktivitas mengurangi energi gelombang EM akibat muatan yang bergerak sehingga gelombang tersebut akan sulit merambat pada medium konduktif dan akan lebih mudah untuk mengalir pada medium yang resistif dan tidak mengalami atenuasi jika menjalar melalui *infinite resistor*. Gelombang dengan frekuensi tinggi akan lebih cepat kehilangan energinya dibandingkan gelombang dengan frekuensi rendah karena lebih banyak membawa muatan dalam waktu yang sama. Kedalaman saat amplitudo dari gelombang EM datar berkurang hingga $1/e$ ($\leq 1/3$) dari amplitudonya saat di permukaan disebut skin depth, δ . Skin depth dapat membantu untuk menentukan seberapa dalam penetresi gelombang EM ke dalam bumi.

Skin depth juga memiliki hubungan dengan resistivitas.

$$z = \delta = \left(\frac{2\rho}{\omega\mu_0} \right)^{1/2} = 503\sqrt{\rho T} \quad (2.11)$$

δ merupakan skin depth (km) dan asumsi μ permeabilitas udara bebas $4\pi \times 10^{-7}$

H/m , ρ adalah tahanan jenis medium (Ωm), dan T adalah periode gelombang (s). Dari persamaan di atas dapat diketahui bahwa semakin besar periode yang digunakan maka kedalaman lapisan yang ditembus semakin dalam dan harga tahanan jenis yang digunakan akan mencerminkan sifat fisik batuan pada kedalaman yang lebih dalam.

2.1.5 Tensor Impedansi

Pada pengukuran yang dilakukan di lapangan dalam metode magnetotellurik, sensor yang digunakan dua pasang porospout (E_x dan E_y) diletakan dengan saling tegak lurus untuk mengukur medan listrik dan tiga buah coil (H_x , H_y , dan H_z) yang juga saling tegak lurus untuk mengukur medan magnet. Perbandingan antara intensitas medan listrik dan medan magnet menunjukkan sifat impedansi listrik Z . Persamaan tensor impedansi Z akan di dapat dengan asumsi bahwa gelombang bidang EM planar merambat tegak lurus ke permukaan bumi dan ditangkap oleh rangkaian sensor (Vozoff, 1991). Tensor impedansi bawah permukaan Z yang di dapat dari medan listrik dan medan magnetik sebagai berikut :

$$E = ZH \quad (2.12)$$

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (2.13)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (2.14)$$

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

Dalam lingkungan geologi berlaku :

$$1D : Z = \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \quad 2D : Z = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad 3D : Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

Pada 2-dimensi dimana $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ dan $Z_{xy} = -Z_{yx} = 0$ sehingga dapat mudah dalam menganalisa data magnetotellurik.

Pada 2-dimensi dimana $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ dan $Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0$, harus mengikuti struktur yang lebih dominan.

Pada 3-dimensi dimana $Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq 0$ dan $Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0$, disebabkan elemen tensor impedansi Z masing-masing tidak sama.

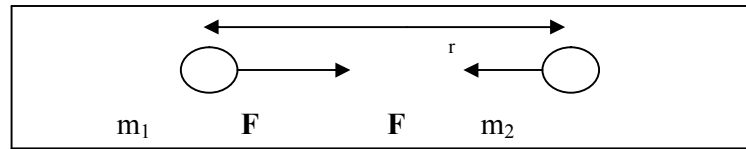
2.2 Metode Gravitasi

Metoda gravitasi adalah metoda penyelidikan geofisika yang didasarkan pada variasi percepatan gravitasi di permukaan bumi. Distribusi densitas yang tidak seragam dapat disebabkan oleh struktur geologi yang ada di bawah permukaan bumi. Kontribusi struktur geologi terhadap variasi nilai percepatan gravitasi di permukaan bumi sangat kecil dibandingkan dengan nilai absolutnya. Variasi nilai percepatan gravitasi tersebut tidak hanya disebabkan oleh distribusi densitas yang tidak merata tetapi juga dipengaruhi oleh posisi titik amat di permukaan bumi. Hal ini disebabkan oleh adanya bentuk bumi yang tidak bulat sempurna dan relief bumi yang beragam.

Metode gravitasi merupakan metode yang berguna untuk menggambarkan bentuk struktur geologi bawah permukaan yang berupa batuan intrusi ataupun cekungan berdasarkan pada variasi medan gravitasi bumi yang ditimbulkan oleh perbedaan rapat masa antar batuan. Dalam pengukuran di lapangan metode ini mempelajari perbedaan medan gravitasi dari satu titik terhadap titik observasi lainnya. Dengan demikian suatu sumber yang merupakan satu zona massa di bawah permukaan, akan menyebabkan satu gangguan dalam medan gravitasi. Gangguan medan gravitasi ini disebut sebagai anomali gravitasi. Karena perbedaan medan gravitasi ini relatif kecil maka diperlukan alat ukur yang mempunyai ketelitian cukup tinggi yaitu alat gravimeter yang sensitive terhadap perubahan besar percepatan gravitasi.

2.2.1 Hukum Newton tentang Gravitasi

Isaac Newton (1687) menerangkan bahwa benda jatuh bebas adalah kasus khusus mengenai gravitasi. Teori dasar yang digunakan pada metode Gravitasi adalah Hukum Newton yang menyatakan bahwa dua benda dengan massa m_1 dan m_2 dengan jarak r saling tarik menarik dengan gaya yang sama besar, namun berlawanan arah seperti pada Gambar 2.2. Semakin besar jarak keduanya maka berpengaruh pada besarnya gaya interaksi keduanya.



Gambar 2.2 Gaya tarik antara dua benda bermassa m_1 dan m_2

Gaya tarik tersebut secara matematis adalah :

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad (2.17)$$

Dengan : F = Gravitasi pada masing-masing partikel (Newton)

G = Konstanta gravitasi ($6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$)

r = Jarak antara titik pusat massa (m_1 dan m_2)

Harga G adalah $6.6720 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}^2$ yang sama dengan besarnya gaya dalam Newton antara 2 bola uniform, masing – masing dengan massa 1 Kg, dan terpisah pada jarak 1 Meter.

Hukum II Newton tentang gerak adalah : $F = m \cdot a$

Dengan a sebagai percepatan yang identik dengan g (kuat medan gravitasi) maka kuat medan gravitasi di benda 2 akibat benda 1 dalam vektor dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\vec{g}(\hat{r}) = \frac{\vec{F}}{m_1} = G \frac{m_2}{r^2} \hat{r} \quad (2.18)$$

Persamaan diatas memperlihatkan besarnya gravitasi sebanding dengan massa penyebabnya, sedangkan massa berbanding langsung dengan rapat massa ρ dan volume benda, sehingga besarnya gravitasi yang terukur akan mencerminkan kedua besaran tersebut dimana volumenya akan berhubungan dengan geometri benda.

2.2.2 Reduksi dan Anomali Gravitasi

2.2.2.1 Reduksi Harga Gravitasi Pengamatan

Harga gravitasi pengamatan adalah harga di titik pengamatan yang telah diikatkan kepada titik acuan secara relatif dengan menggunakan gravimeter setelah dikoreksi oleh pengaruh pasang surut dan koreksi apungan.

$$G_{\text{obs}} = g_{\text{BS}} + \Delta g \quad (2.19)$$

Dimana :

g_{obs} = Harga gravitasi pengamatan

g_{BS} = Harga gravitasi di titik acuan

Δg = Beda gravitasi pada titik pengamatan dan titik acuan dari hasil pengamatan relatif yang telah memperhitungkan juga pengaruh pasang surut dan apungan alat.

a. Koreksi dan pengaruh pasang-surut (*Tide Correction*)

Koreksi ini adalah untuk menghilangkan gaya tarik yang dialami bumi akibat bulan dan matahari, sehingga di permukaan bumi akan mengalami gaya tarik naik turun. Hal ini akan menyebabkan perubahan nilai medan gravitasi di permukaan bumi secara periodik. Koreksi pasang surut juga tergantung dari kedudukan bulan dan matahari terhadap bumi. Koreksi tersebut dihitung berdasarkan perumusan Longman (1965) yang telah dibuat dalam sebuah paket program komputer. Koreksi ini selalu ditambahkan terhadap nilai pengukuran, dari koreksi akan diperoleh nilai medan gravitasi di permukaan topografi yang terkoreksi *drift* dan pasang surut, secara matematis dapat dituliskan sebagai berikut :

$$g_{\text{obs}} = g_{\text{D}} + T \quad (2.20)$$

Dengan g_{obs} adalah medan gravitasi observasi yang telah dikoreksi *drift* dan pasang surut (mGal), T adalah koreksi pasang surut (mGal).

b. Koreksi apungan (*Drift Correction*)

Koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan pengaruh perubahan kondisi alat (gravity meter) terhadap nilai pembacaan. Koreksi apungan muncul karena gravity meter selama digunakan untuk melakukan pengukuran akan mengalami guncangan, sehingga akan menyebabkan bergesernya pembacaan titik nol pada alat tersebut. Koreksi ini dilakukan dengan cara melakukan pengukuran dengan metode *looping*, yaitu dengan pembacaan ulang pada titik ikat (*base station*) dalam satu kali *looping*, sehingga nilai penyimpangannya diketahui. Besarnya koreksi *Drift* dirumuskan sebagai berikut :

$$D_n = \frac{t_n - t_B}{t_{B'} - t_B} (g_{B'} - g_B) \quad (2.21)$$

dimana, D_n : Koreksi *drift* pada titik-n

t_n : Waktu pembacaan pada titik-n

t_B : Waktu pembacaan di titik ikat pada awal *looping*

$t_{B'}$: Waktu pembacaan di titik ikat pada akhir *looping*

g_B : Nilai pembacaan di titik ikat pada awal *looping*

$g_{B'}$: Nilai pembacaan di titik ikat pada akhir *looping*

Setelah dikoreksi *drift* maka diperoleh medan gravitasi observasi terkoreksi *drift*

sebesar :
$$g_D = g - D_n \quad (2.22)$$

dengan g adalah medan gravitasi hasil pengukuran (mGal).

2.2.2.2 Koreksi Harga Gravitasi Normal

Pada saat mengukur percepatan gravitasi di lapangan, akan didapatkan harga g yang berbeda-beda pada setiap titik. Hal ini menyebabkan diperlukannya beberapa koreksi sebagai berikut:

a. Koreksi terhadap Pengaruh Lintang

Koreksi lintang digunakan untuk mengkoreksi gravitasi di setiap lintang geografis karena gravitasi tersebut berbeda, yang disebabkan oleh adanya gaya sentrifugal dan bentuk ellipsoide. Dari koreksi ini akan diperoleh anomali medan gravitasi. Medan anomali tersebut merupakan selisih antara medan gravitasi observasi dengan medan gravitasi teoritis (gravitasi normal).

Menurut (*Sunardy, 2005*) gravitasi normal adalah harga gravitasi teoritis yang mengacu pada permukaan laut rata-rata sebagai titik awal ketinggian dan merupakan fungsi dari lintang geografis. Medan gravitasi teoritis diperoleh berdasarkan rumusan-rumusan secara teoritis, maka untuk koreksi ini menggunakan rumusan medan gravitasi teoritis pada sferoid referensi ($z = 0$) yang ditetapkan oleh *The International of Geodesy (IAG)* yang diberi nama *Geodetic Reference System 1967 (GRS 67)* sebagai fungsi lintang (*Burger, 1992*), yang besarnya adalah :

$$g_n = 978031,846 \left(1 + 0,0053024(\sin^2 \varphi) - (0,0000059(\sin^2 2\varphi))\right) \quad (2.23)$$

dimana :

g_n adalah nilai gravitasi teoritik pada posisi titik amat

φ adalah posisi (derajat lintang) titik amat.

Jadi anomali medan gravitasi dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$\Delta g = g_{obs} - g_n \quad (2.24)$$

dengan Δg adalah anomali medan gravitasi.

b. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Seringkali pengukuran gravitasi dilakukan di daerah tinggi di atas *mean sea level*. Hal ini mengakibatkan bertambahnya jarak dari titik pengamatan ke pusat bumi, sehingga harga g semakin kecil ($g \sim 1/Re^2$). Oleh karena itu, harus dilakukan koreksi terhadap pembacaan gravimeter akibat perbedaan ketinggian sebesar h , dimana selang ketinggian tersebut terisi oleh udara. Besarnya koreksi udara bebas ini adalah:

$$FAC \text{ (Free Air Correction)} = 0.3086h \text{ mgal} \quad (2.25)$$

dengan $h = h_{stasiun} - h_{acuan} =$ ketinggian (meter)

c. Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi Bouguer merupakan koreksi yang dilakukan untuk menghilangkan perbedaan ketinggian dengan tidak mengabaikan massa di bawahnya. Perbedaan ketinggian tersebut akan mengakibatkan adanya pengaruh massa di bawah permukaan yang mempengaruhi besarnya percepatan gravitasi di titik amat. Koreksi tersebut dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$g_B = 2\pi G\rho h = 0.04193 \rho h \quad (2.26)$$

dimana :

G adalah konstanta : 6.67×10^{-9} cgs unit

ρ adalah densitas batuan : 2.67 gr/cm^3

h adalah ketinggian antara titik amat gravitasi dengan suatu datum level tertentu.

Anomali medan gravitasi yang telah dikoreksi oleh koreksi Bouguer disebut anomali Bouguer sederhana di topografi yang dapat dituliskan sebagai berikut :

$$\Delta g_{BS} = \Delta g_{fa} - g_B \quad (2.27)$$

d. Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan digunakan untuk menghilangkan pengaruh efek massa disekitar titik observasi. Adanya bukit dan lembah disekitar titik amat akan mengurangi besarnya medan gravitasi yang sebenarnya. Karena efek tersebut sifatnya mengurangi medan gravitasi yang sebenarnya di titik amat maka koreksi medan harus ditambahkan terhadap nilai medan gravitasi. Besar koreksi medan dihitung oleh Hammer yang dirumuskan seperti pada persamaan berikut:

$$g = G\sigma\theta \left\{ (r_2 - r_1) + \sqrt{r_1^2 + L^2} - \sqrt{r_2^2 + L^2} \right\} \quad (2.28)$$

Persamaan diatas telah disusun oleh Hammer dalam sebuah tabel yang digunakan bersama *Terrain Chart* dengan densitas 2.0 gr/cm^3 . Pada penelitian ini menggunakan densitas rata-rata batuan yaitu 2.67 gr/cm^3 , maka dapat dinyatakan sebagai berikut :

$$TC = \Sigma TC_{\text{Dari berbagai zone}} \times \frac{1}{100} \times \text{Densitas} \quad (2.29)$$

Terrain Chart merupakan lingkaran zone-zone yang digambarkan pada kertas transparant dengan skala tertentu sesuai dengan peta topografi yang dipakai. Dalam penelitian menggunakan peta topografi skala 1: 100.000.

2.2.2.3 Anomali Bouguer

Anomali Bouguer (AB) suatu titik pengamatan didefinisikan sebagai penyimpangan harga gravitasi pengamatan (g_{obs}) terhadap perkiraan harga gravitasi normal di titik tersebut (g_n).

$$AB = g_{\text{obs}} - g_n \quad (2.30)$$

Dengan : AB = anomali bouguer (mgal)

g_n = harga gravitasi normal

g_{obs} = harga gravitasi pengamatan (mgal)

Jika seluruh rumusan koreksi tersebut diatas telah dihitung maka harga anomali bouguer menjadi :

$$AB = g_{obs} - (g_n - 0.3086 h - 0.04193 \sigma h - TC) \quad (2.31)$$

Ini merupakan anomali Bouguer dititik pengamatan pada ketinggian h dimana titik pengamatan berada dan merupakan anomali komulatif akibat semua penyebab anomali yang berada dibawah ketinggian titik pengamatan. Harga g_{obs} merupakan harga pengamatan setelah dikoreksi terhadap apungan pegas alat (drift correction) dan pengaruh gaya tarik bulan dan matahari terhadap bumi (tide correction). Sedangkan harga g_n adalah harga gravitasi normal yang sudah dikoreksi oleh koreksi udara bebas (FAC), koreksi Bouguer (BC) dan koreksi medan (TC).

2.2.3 Penentuan Nilai Densitas

Terdapat beberapa metode yang digunakan untuk menentukan nilai densitas yang tepat yang dapat mewakili nilai densitas batuan bawah permukaan di daerah survey. Nilai rapat massa yang didapat akan digunakan untuk menghitung anomali Bouguer pada daerah observasi. Metode yang digunakan dalam penentuan densitas antara lain:

a. Metode Nettleton

Metoda ini dipakai dengan cara perhitungan Δg_B (Anomali gravitasi Bouguer) dari topografi massa antara titik-titik terendah dan tertinggi dari profil gravity yang dibagi-bagi secara vertikal. Pada metode ini, dibuat grafik anomali Bouguer dengan berbagai macam nilai densitas dan dibandingkan dengan peta topografi. Nilai densitas yang memiliki variasi paling minimum dengan peta topografi dianggap sebagai densitas yang benar. Metoda ini tidak dapat digunakan dalam lapangan/ terrain datar atau dalam daerah yang densitas topografinya bervariasi sangat besar.

b. Metode Parasnis

Pendekatan analitik untuk menentukan densitas telah dikembangkan oleh Parasnis, metode ini memanfaatkan anomali Bouguer dan terrain. Dengan menulis persamaan anomali Bouguer dalam bentuk:

$$\Delta g_B = g_{\text{obs}} - (g_N - 0,308 h + (0,04193 h - T) \rho) \quad (2.32)$$

Dengan mengasumsikan harga anomali Bouguer yang nilai random errornya untuk daerah survey sama dengan nol untuk mendapatkan garis regresi linear yang tepat dengan kemiringan σ yang dianggap sebagai densitas yang benar, maka digunakan persamaan berikut :

$$\begin{matrix} (g_{\text{obs}} - g_N + 0,3086 h) - \Delta g_B = - (0,04193 h - T) \rho \\ y \qquad \qquad \qquad n \qquad \qquad \qquad x \qquad \qquad \qquad m \end{matrix} \quad (2.33)$$

2.2.4 Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Anomali Bouguer merupakan superposisi dari anomali yang bersifat regional dan anomali yang bersifat lokal. Dimana anomali regional berasosiasi dengan kondisi geologi umum yang dominan pada daerah yang bersangkutan, dicirikan oleh anomali berfrekuensi rendah. Anomali ini lebih mencerminkan keadaan struktur batuan dasar. Sedangkan anomali lokal (anomali residual) mengandung informasi kondisi geologi setempat yang telah terdeviasi dari kondisi regionalnya yang dicirikan oleh anomali berfrekuensi tinggi. Dengan kata lain, anomali residual adalah yang paling tepat digunakan untuk menentukan pemodelan gravitasi.

Salah satu metode pemisahan anomali yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode *Trend Surface Analysis* (TSA).

$$R = BA - Z \quad (2.34)$$

$$Z(x,y) = \sum_{n=0}^p \sum_{s=0}^n a_{n-s,s} x^{n-s} y^s \quad (2.35)$$

Dengan : R = Anomali residual

Z = Anomali regional

BA = Anomali bouguer

BAB III

PEMODELAN 2-D MAGNETOTELURIK DAN GRAVITASI

3.1 Pendahuluan

Penulis menggunakan data MT dan gravitasi sebagai data utama dan data geologi, geokimia serta data sumur sebagai data pendukung. Karena penulis tidak melakukan akuisisi di lapangan maka data yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data sekunder. Untuk menganalisis data utama maka dilakukan pemodelan melalui dua cara, yaitu:

a. Inversi (*inverse modelling*)

Dalam menjalankan proses inversi diperlukan sejumlah informasi mengenai kegiatan akuisisi data. Model matematika yang cocok harus ditentukan mana yang akan berperan ketika menghubungkan data eksperimen dan parameter fisis yang hendak dicari. Selanjutnya melakukan interpretasi berdasarkan distribusi parameter fisis hasil olahan proses inversi. Untuk membuat pemodelan inversi, dengan bermodalkan data lapangan dan model matematika berikut rumusan inversi dan membiarkan komputer melakukan iterasinya untuk membuat model.

b. Forward (*forward modelling*)

Teori *forward modelling* digunakan untuk memprediksi data simulasi berdasarkan hipotesa kondisi bawah permukaan. Untuk membuat pemodelan *forward*, dengan memberikan sejumlah informasi parameter struktur geologi untuk membuat hipotetis model bumi. Lalu tentukan bentuk model matematika dengan perhitungan komputer yang akan men-*generate* data simulasi pengukuran. Kemudian, mencocokkan hasil perhitungan komputer dengan parameter tadi diumpankan sehingga diperoleh data sintetik yang dapat diplot sebagai kurva master.

3.2 Pemodelan 2-Dimensi Magnetotelurik

3.2.1 Data Magnetotelurik (MT)

Hasil dari pengukuran data MT dilapangan berupa nilai magnetik (H_x , H_y dan H_z) dan medan listrik (E_x dan E_y) sebagai fungsi waktu yang selanjutnya diolah untuk tahap pengolahan awal. Data yang dipakai untuk interpretasi struktur resistivitas bawah permukaan daerah penelitian adalah data resistivitas pada mode TE (*layout* ρ_{xy}) dan mode TM (*layout* ρ_{yx}) serta fase dari masing-masing set resistivitas sebagai fungsi periode (T). Pada penelitian ini, penulis tidak melakukan akuisisi data dan pengolahan data awal. Data yang penulis peroleh sudah berupa data resistivitas semu TE-TM dan fasa TE-TM yang sudah dikoreksi *static shift*.

Data berupa tahanan jenis dan fasa ini yang digunakan oleh penulis untuk diolah sehingga mendapatkan model struktur tahanan jenis. Data yang siap dimodelkan ini terdiri dari 30 titik sounding.

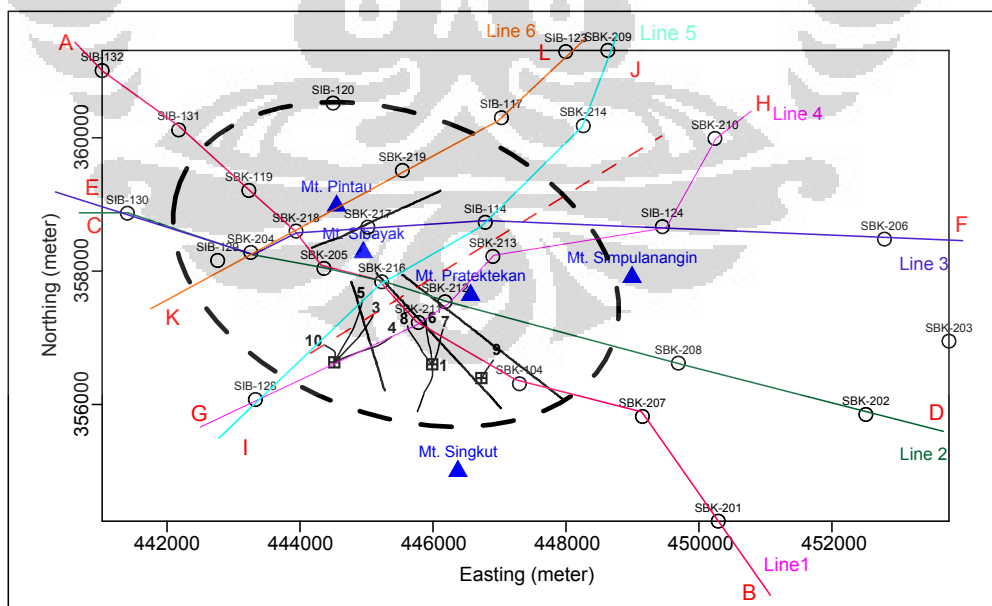
3.2.2 Pemodelan Inversi MT

Lintasan yang digunakan dalam penelitian ditunjukkan pada Gambar 3.1. Ada enam lintasan data MT yang penulis gunakan pada pemodelan inversi, yaitu lintasan-1 (A-B) dengan arah barat laut-tenggara, lintasan- 2 (C-D) dengan arah barat-tenggara, lintasan- 3 (E-F) dengan arah barat-timur, lintasan- 4 (G-H) dengan arah barat daya-timur laut, lintasan- 5 (I-J) dan lintasan- 6 (K-L) dengan arah barat laut-timur laut. Pemilihan lintasan- 1 dan lintasan- 2 dikarenakan lintasan tersebut sejajar dengan struktur sedangkan lintasan- 3, lintasan- 4, lintasan- 5 dan lintasan- 6 dipilih karena tegak lurus struktur sehingga diharapkan dapat diketahui batas *cap rock* dan reservoir.

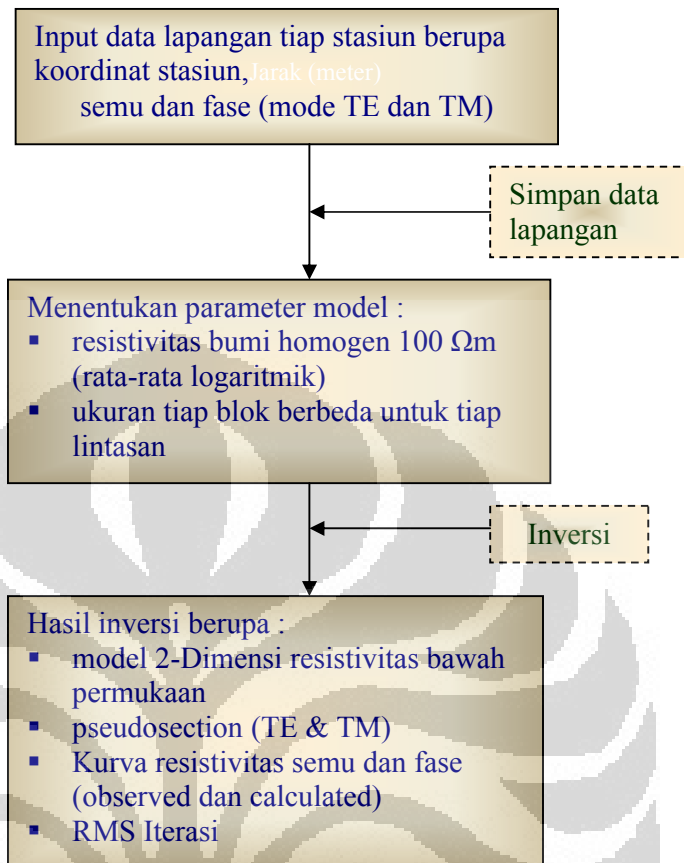
Pemodelan inversi 2-Dimensi dikerjakan dengan menggunakan software MT2Dinv milik Laboratorium Geofisika Eksplorasi. Konsep dasar pemodelan inversi 2-Dimensi menggunakan metode *finite difference* (FD). Metode ini merupakan sebuah pengembangan dari metode matriks untuk menyelesaikan permasalahan analisis struktur. Perhitungan iterasi yang dilakukan secara numerik dilakukan untuk mendapatkan nilai resistivity. Hasil yang terbaik adalah jika error pada proses iterasi yang dilakukan secara berulang-ulang nilainya sekecil

mungkin. Untuk mendapatkan struktur resistivitas penampang 2-Dimensi pada pemodelan inversi ini dilakukan dengan pendekatan mode impedansi yaitu mode *Transverse Electric* (TE) atau mode *Transverse Magnetic* (TM). Pendekatan ini bertujuan untuk mendapatkan gambaran mengenai kondisi distribusi resistivitas secara vertikal (TE) dan lateral (TM).

Proses untuk melakukan pemodelan pada program MT2Dinv yaitu dengan terlebih dahulu memasukkan data setiap stasiun yang berupa koordinat stasiun, Resistivitas semu dan fase (mode TE dan TM). Kemudian menentukan parameter model awal yang dianggap homogen sebesar 100 ohm-m yang merupakan rata-rata logaritmik resistivitas semu untuk setiap stasiun. Dalam perhitungan inversi penampang bawah tanah dibagi menjadi blok-blok kecil dengan ukuran setiap blok sebesar 150 m (horizontal) x 100 m (vertikal). Setelah inversi selesai, diperoleh output hasil inversi berupa model resistivitas 2-Dimensi bawah permukaan, penampang semu (*pseudosection*), kurva resistivitas semu dan fase (*observed dan calculated*) serta RMS iterasi. Tahap-tahap pemodelan hingga didapatkan penampang resistivity inversi 2-Dimensi magnetotelurik dapat dilihat pada Gambar 3.2.



Gambar 3.1 Lintasan-lintasan MT yang diambil untuk pengolahan data (sumber: Daud, 2000)



Gambar 3.2 Diagram Alir pemodelan inversi dengan MT2Dinv (Saputra, 2007 digambar & dimodifikasi kembali)

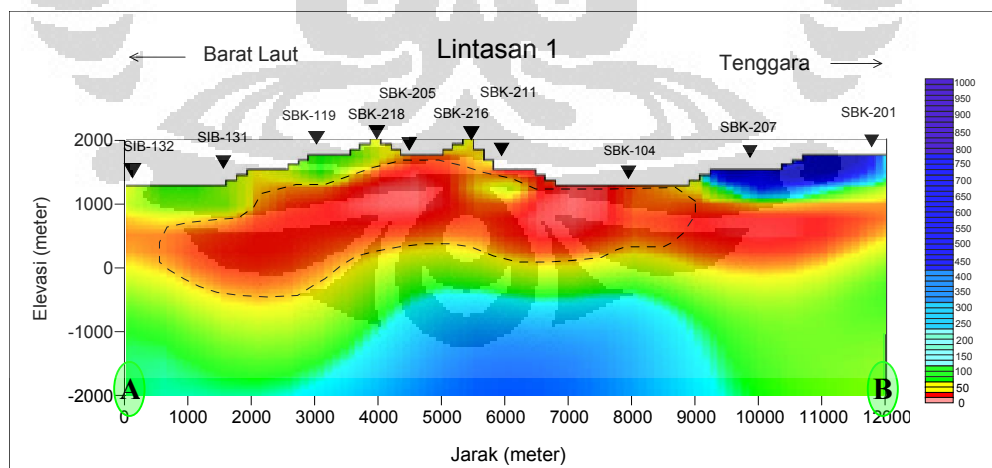
3.2.3 Model dan Interpretasi Data Magnetotelurik

Pada umumnya kurva sounding setiap lintasan menunjukkan kurva tipe-H (terutama untuk data TM), yaitu merupakan kurva sounding yang menunjukkan pada lapisan paling atas adanya perlapisan resistif dengan anomali resistif dan dibawahnya ada anomali positif kemudian di lapisan paling bawah terdapat anomali resistif kembali ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$). Kurva tipe-H merupakan kurva sounding yang umum dijumpai dalam survei di daerah geothermal. Bagian resistif di paling atas adalah *over burden*. Anomali konduktif menunjukkan *clay cap* (batuan tudung). Dan anomali resistif di bawah clay merupakan reservoir.

a. Penampang Lintasan-1 (A – B)

Pada penampang lintasan- 1 (Gambar 3.3), ada sepuluh data titik pengukuran yang dimodelkan yaitu SIB-132, SIB-131, SBK-119, SBK-218, SBK-216, SBK-211, SBK-104, SBK-207 dan SBK-201. Panjang lintasan ± 12 km. RMS (*Root Means Square*) penampang ini adalah 30,207.

Di antara titik SIB-132 dan SIB-131 merupakan batas kaldera pada arah barat laut dan sekitar titik SBK-104 merupakan batas kaldera pada arah tenggara. Clay ditunjukkan dengan nilai resistivitas di bawah 100 ohm-m, tepatnya berkisar ≤ 20 ohm-m. Lapisan clay di bawah titik SBK-205 menunjukkan anomali konduktif yang membentuk suatu penudung (*clay cap*) dan mempunyai ketebalan sekitar 1000 m. Struktur tudung tersebut biasanya diinterpretasikan sebagai daerah *upflow*. Hal ini diperkuat dengan adanya manifestasi berupa fumaol di sekitar titik SBK-205. Selain itu terdapat nilai resistivitas yang cukup tinggi berkisar antara 20-100 ohm-m, yang diduga sebagai reservoir tepat di bawah lapisan clay. Anomali resistif dengan nilai 200-600 ohm-m muncul di sebelah tenggara yaitu di sekitar stasiun SBK-207 dan SBK-201 namun letaknya lebih dangkal dibandingkan letak clay yang telah terbentuk. Ketebalan lapisan resistif ini sekitar 500 m.



Gambar 3.3 Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-1 (arah barat laut-tenggara)

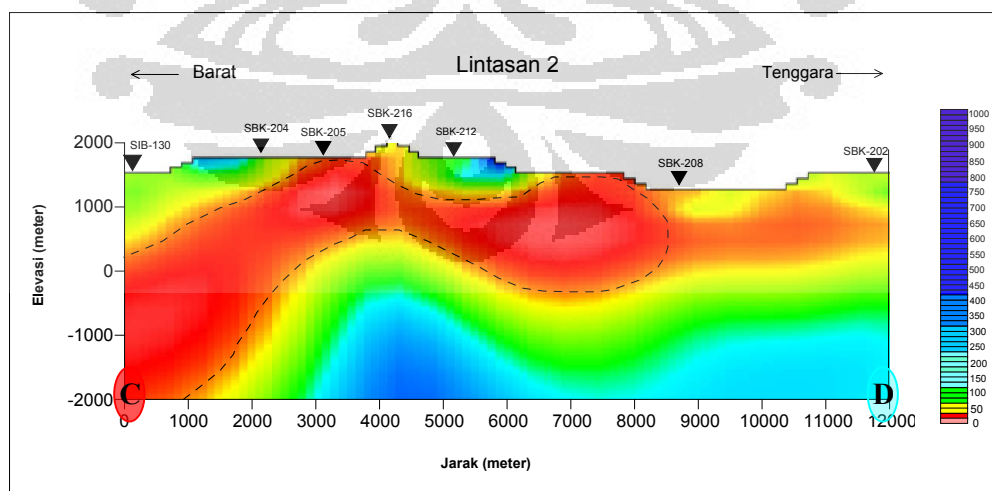
Anomali konduktif yang berada di bawah titik SBK-207 dan SBK-201, berada di luar batas kaldera diinterpretasikan sebagai batuan sedimen dan bukan merupakan

clay yang terbentuk akibat aliran *outflow* karena topografi daerah tersebut lebih tinggi dibanding daerah sekitar batas kaldera. Anomali konduktif yang berarah barat laut di luar batas kaldera yaitu sekitar titik SIB-131 semakin menipis dan diduga sebagai daerah *outflow*.

b. Penampang Lintasan- 2 (C - D)

Pada penampang lintasan- 2 (Gambar 3.4), ada tujuh data titik pengukuran yang dimodelkan yaitu SIB-130, SBK-204, SBK-205, SBK-216, SBK-212, SBK-208, dan SBK-202. Panjang lintasan ± 12 km. RMS penampang ini adalah 20,2462.

Batas barat kaldera berada di sekitar titik SIB-130 sedangkan batas tenggara kaldera sekitar titik SBK-208. Anomali konduktif pada arah barat kaldera hingga ke titik SIB-130 dan anomali ini menerus sampai ke luar batas kaldera sebelah tenggara. Sedangkan anomali resistif (50-200 ohm-m) muncul mulai dari batas kaldera sebelah barat sampai ke luar batas kaldera sebelah tenggara. Anomali konduktif yang membentuk suatu penudung (*clay cap*) berada antara titik SBK-205 dan SBK-216. Bentuk tudung tersebut diduga terbentuk akibat adanya aliran *upflow* dengan adanya manifestasi berupa fumarol. Daerah *outflow* berarah tenggara batas kaldera karena topografi di daerah tersebut lebih rendah dibanding daerah sekitar batas kaldera.

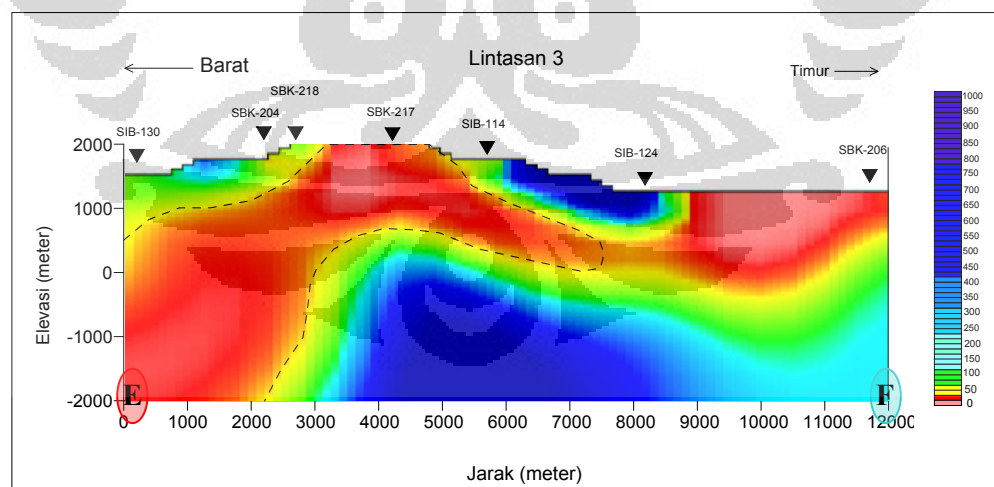


Gambar 3.4 Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-2 (arah barat-tenggara)

c. Penampang Lintasan-3 (E - F)

Pada penampang lintasan-3 (Gambar 3.5), ada tujuh data titik pengukuran yang dimodelkan yaitu SIB-130, SBK-204, SBK-218, SBK-217, SIB-114, SIB-124, dan SBK-206. Panjang lintasan ± 12 km. RMS penampang ini adalah 20,7820.

Batas kaldera pada arah barat berada di sekitar titik SIB-130 dan batas kaldera pada arah timur berada disekitar titik SIB-124. Anomali konduktif yang membentuk suatu penudung (*clay cap*) berada pada titik SBK-217. Anomali konduktif menerus ke arah barat daya sampai titik SIB-130. Di bawah anomali konduktif tersebut terdapat anomali dengan resistivitas tinggi (100-800 ohm-m). Semakin mendekati batas kaldera anomali konduktif cenderung semakin menipis bahkan terlihat seperti terputus hal ini dikarena adanya struktur yang melewati daerah tersebut. Anomali konduktif yang berada di sebelah timur dekat permukaan diinterpretasikan sebagai batuan sedimen karena anomali tersebut berada di luar batas kaldera. Diantara titik SIB-114 dan SIB-124 adanya anomali resistif letaknya dangkal daripada clay yang telah terbentuk yang bernilai sama dengan anomali resistif yang berada di bawah lapisan clay.

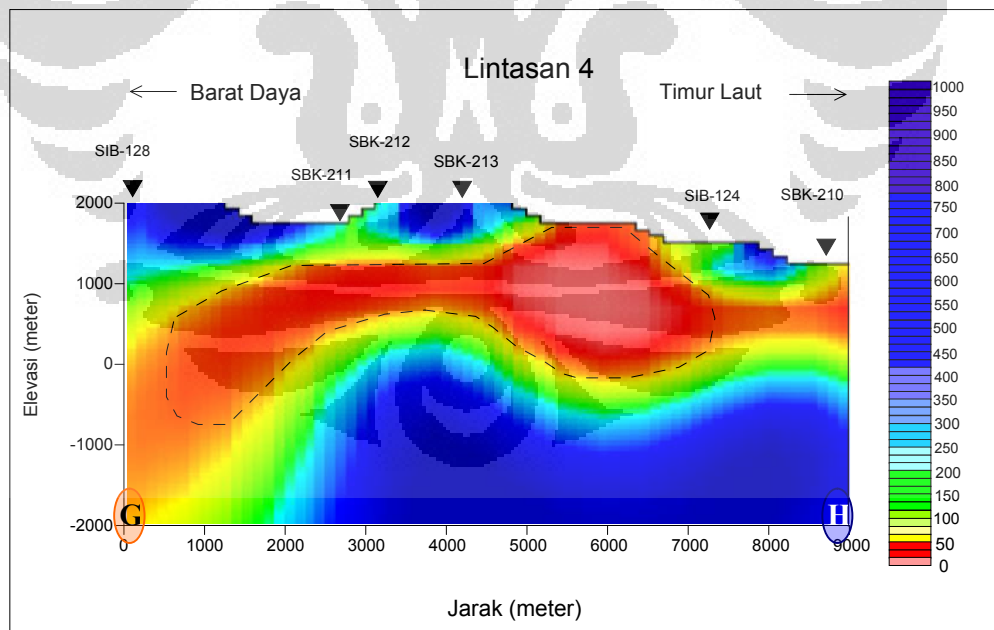


Gambar 3.5 Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-3 (arah barat-timur)

d. Penampang Lintasan- 4 (G - H)

Pada penampang lintasan- 4 (Gambar 3.6), ada enam data titik pengukuran yang dimodelkan yaitu SIB-128, SBK-211, SBK-212, SBK-213, SIB-124, dan SBK-210. Panjang lintasan ± 9 km. RMS penampang ini adalah 15,3587, nilainya paling rendah dibanding litanas lainnya.

Batas barat daya kaldera berada sekitar titik SIB-128 sedangkan batas timur laut kaldera berada sekitar titik SIB-124. Anomali konduktif menerus ke arah barat daya dan menghilang di sekitar titik SIB-128. Anomali konduktif yang berarah timur laut juga menerus sampai ke luar batas kaldera hingga ke titik SBK-210. Aliran *outflow* diduga ke arah timur laut di luar batas kaldera karena topografi daerah tersebut lebih rendah dibanding daerah sekitar batas kaldera dan diperkuat dengan adanya manifestasi yang berupa mata air panas tipe klorida. Anomali resistif dengan nilai 100-800 ohm-m berada di permukaan yang letaknya lebih dangkal dari clay yang telah terbentuk, nilai resistivitas ini sama dengan anomaly resistif yang berada di bawah lapisan clay.

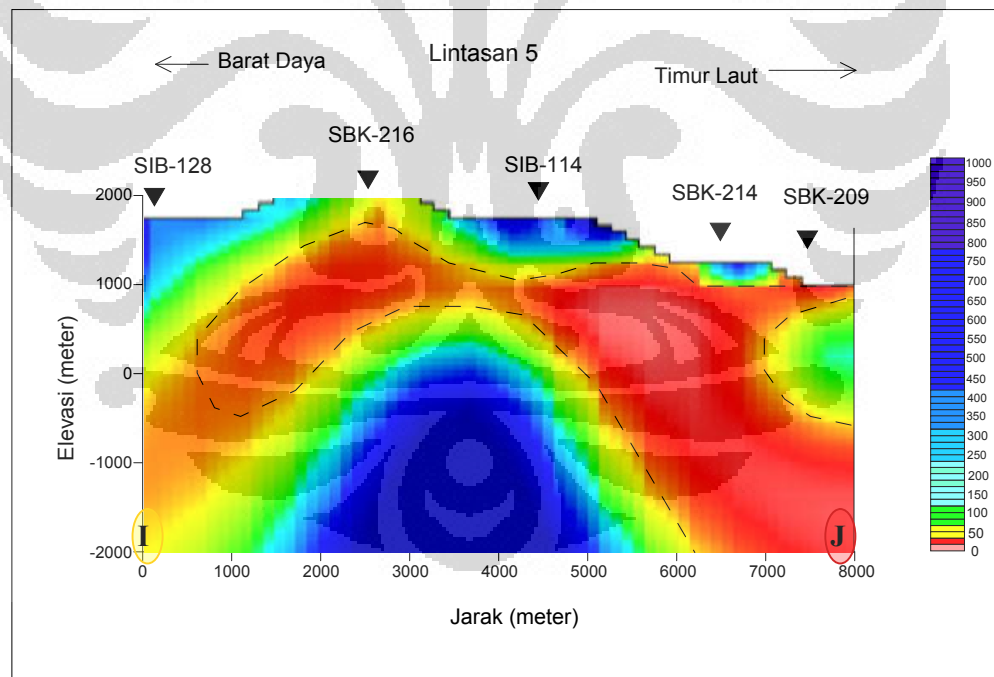


Gambar 3.6 Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-4 (arah barat daya-timur laut)

e. Penampang Lintasan- 5 (I - J)

Pada penampang lintasan- 5 (Gambar 3.7), ada lima data titik pengukuran yang dimodelkan yaitu SIB-128, SBK-216, SIB-114, SBK-214, dan SBK-209. Panjang lintasan ± 8 km. RMS penampang ini adalah 21,8433.

Batas kaldera pada arah barat laut berada di sekitar titik SIB-128 sedangkan di antara titik SIB-114 dan SBK-214 merupakan batas kaldera pada arah timur laut. Lapisan clay di bawah titik SBK-216 menunjukkan anomali konduktif yang membentuk suatu penudung (*clay cap*) dan mempunyai ketebalan sekitar 800 m. Bentuk tudung tersebut diduga terbentuk akibat adanya aliran *upflow*. Hal ini didukung dengan adanya manifestasi berupa fumarol di sekitar titik SBK-216. Anomali konduktif menerus ke arah barat daya dan menghilang di sekitar titik SIB-128. Anomali konduktif yang berarah timur laut juga menerus sampai ke luar batas kaldera hingga ke titik SBK-209.



Gambar 3.7 Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-5 (arah barat laut-timur laut)

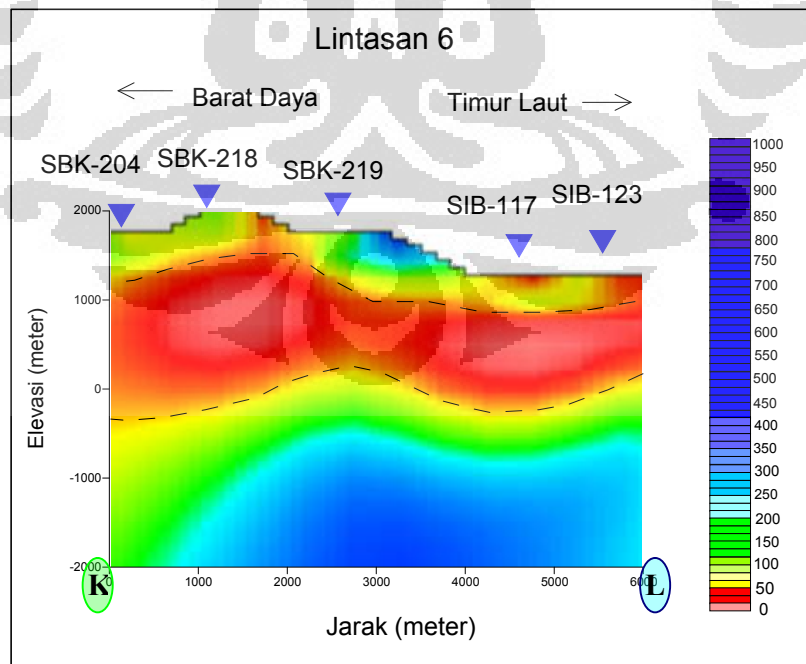
Aliran *outflow* diduga ke arah timur laut di luar batas kaldera karena topografi daerah tersebut lebih rendah dibanding daerah sekitar batas kaldera

sehingga memungkinkan aliran fluida sampai ke luar batas kaldera. Hal ini didukung dengan adanya manifestasi yang berupa mata air panas tipe klorida. Anomali resistif dengan nilai 50-200 ohm-m berada di permukaan yang letaknya lebih dangkal dari clay yang telah terbentuk. Anomali resistivitas tinggi dengan yang terletak dibawah lapisan clay mempunyai nilai 100-1000 ohm-m berada di antara titik SBK-216 dan SIB-114.

f. Penampang Lintasan- 6 (K - L)

Pada penampang lintasan- 6 (Gambar 3.8), ada lima data titik pengukuran yang dimodelkan yaitu SBK-204, SBK-218, SBK-219, SIB-117, dan SIB-123. Panjang lintasan \pm 6 km. RMS penampang ini adalah 30,5522.

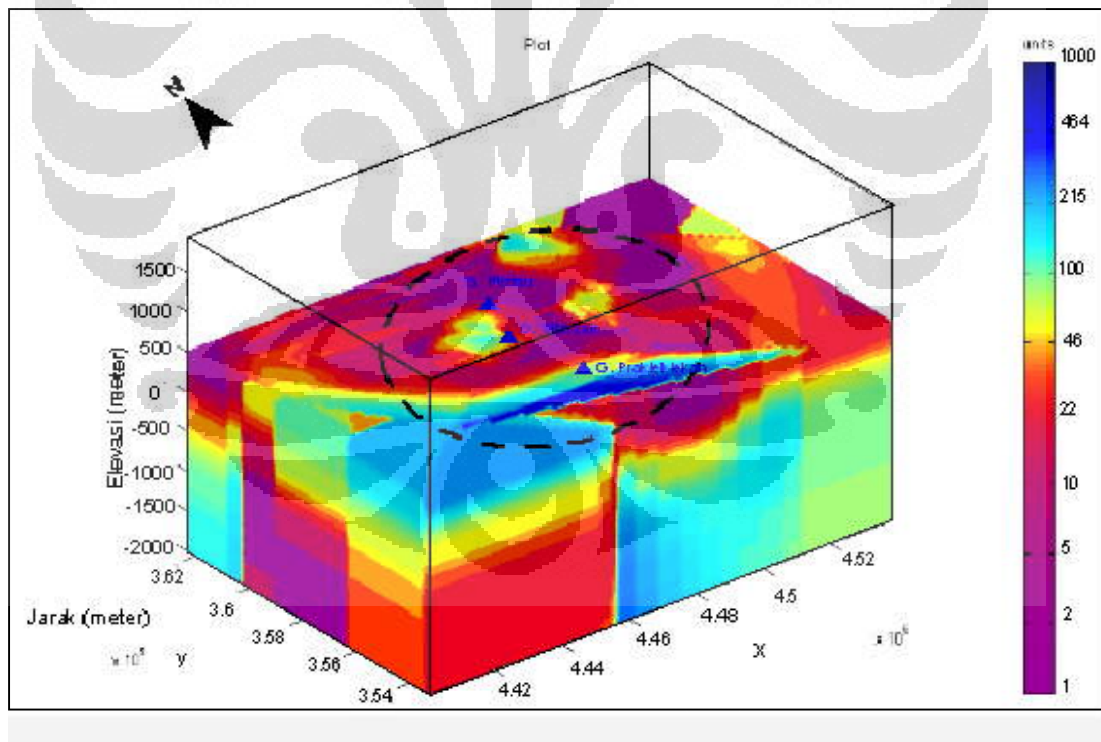
Batas barat laut kaldera sampai ke titik SBK-204 sedangkan batas timur laut kaldera berada di sekitar titik SIB-117. Anomali konduktif yang diinterpretasikan sebagai clay hanya sampai pada batas barat laut dan timur laut kaldera. Sedangkan clay yang berada di luar batas kaldera bukan berasal dari alterasi hidrotermal. Anomali resistif yang berada di bawah lapisan clay berada disepanjang lintasan dengan nilai 50-180 ohm-m.



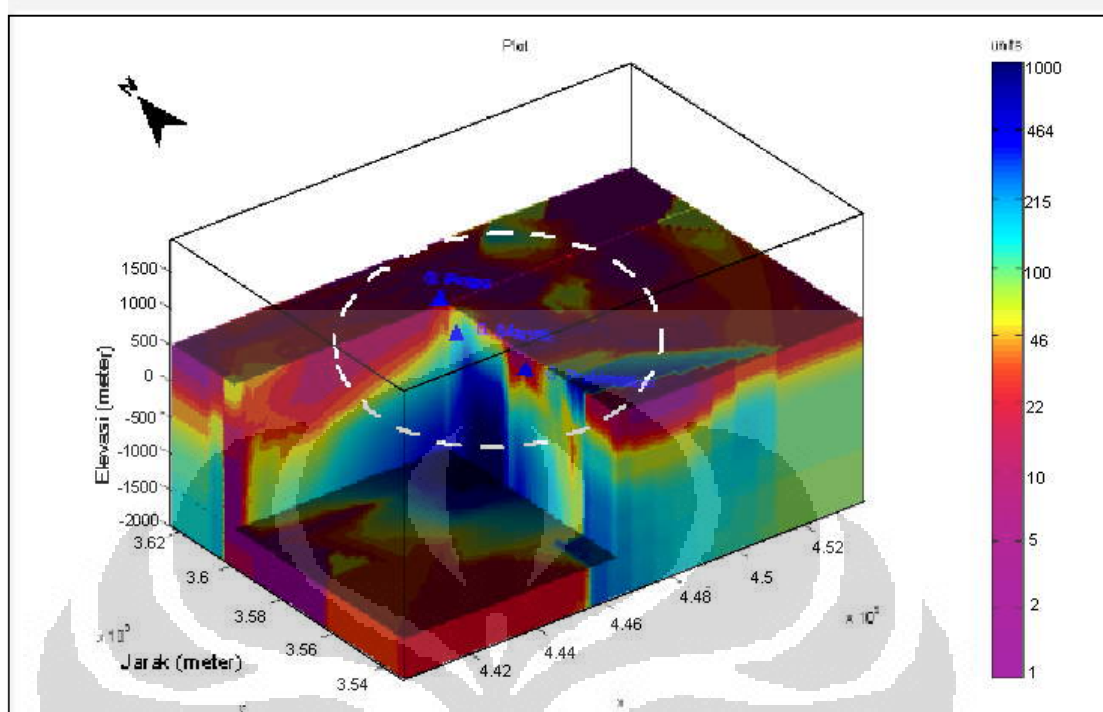
Gambar 3.8 Penampang 2-Dimensi Magnetotelurik Lintasan-6 9arah barat- alaut-timur laut

3.2.4 Model Penampang MT Secara 3-Dimensi

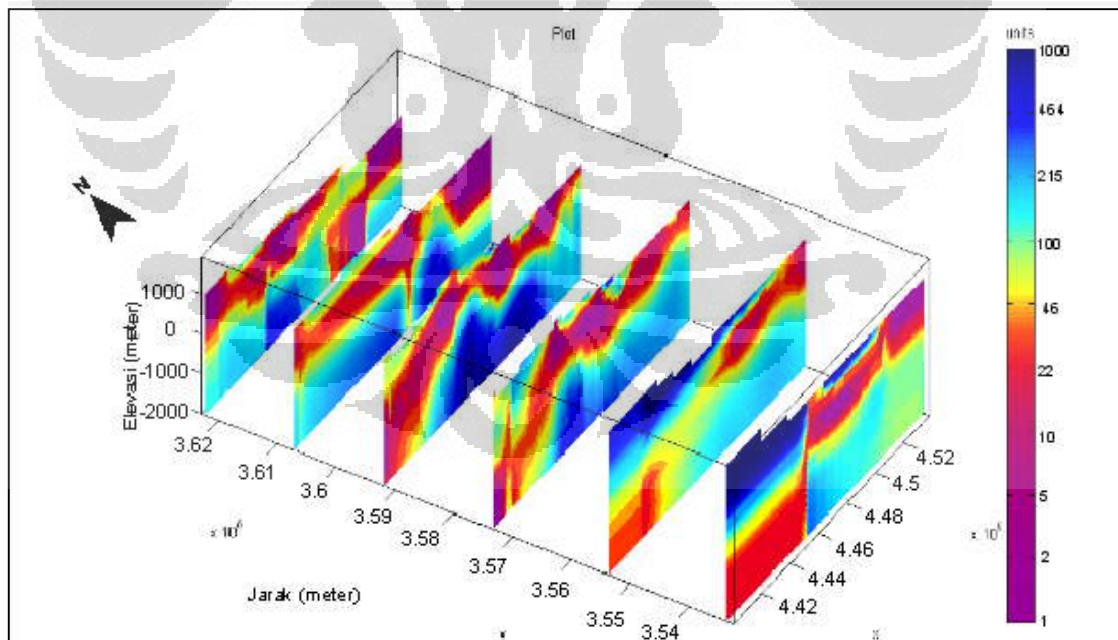
Model penampang MT 3-Dimensi dibuat berdasarkan penampang 2-Dimensi MT. Pada model Gambar 3.9 hanya memperlihatkan tampilan secara keseluruhan. Secara umum pada bagian depan terlihat homogen karena tidak ada data MT. Pada Gambar 3.10 terlihat zona reservoir dengan resistivitas 20-100 ohm-m yang pada bagian atasnya terdapat lapisan clay yang memiliki resistivitas rendah ≤ 20 ohm-m dan pada bagian bawah reservoir terdapat anomali resistivitas tinggi yang bernilai lebih dari 100 ohm-m yang diindikasikan sebagai *hot rock*. Slice penampang MT diperlihatkan pada Gambar 3.11 dan Gambar 3.12. Dan Gambar 3.13 menunjukkan penampang berdasarkan elevasi yang dapat diketahui bahwa semakin dalam semakin anomali resistivitas tinggi semakin luas. Lintasan-1 yang dimodelkan secara 3-Dimensi ditunjukkan pada Gambar 3.14.



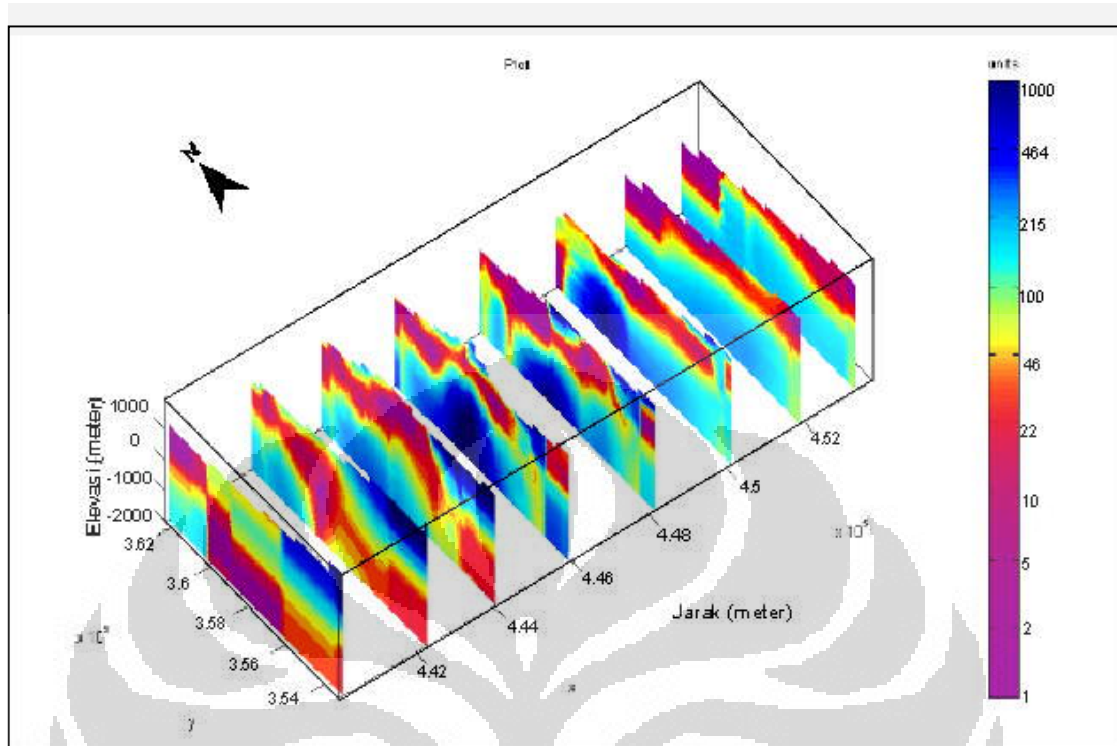
Gambar 3.9 Model Penampang MT 3-Dimensi



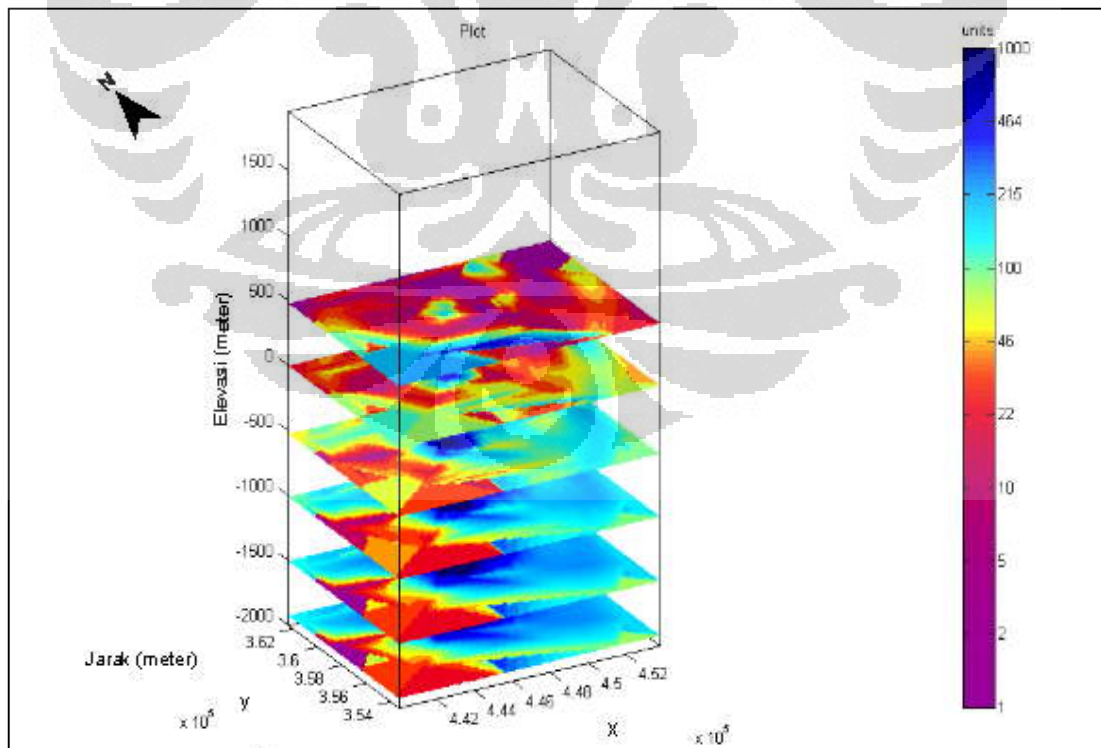
Gambar 3.10 Model Penampang MT 3-Dimensi



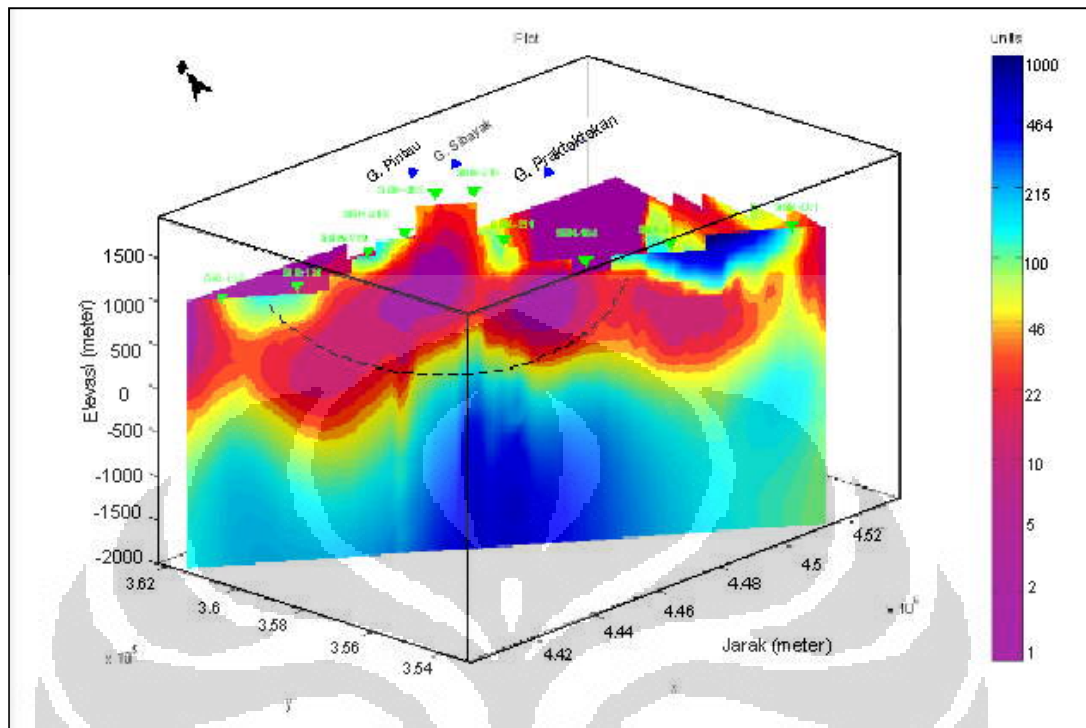
Gambar 3.11 Model Penampang MT 3-Dimensi (arah utara)



Gambar 3.12 Model Penampang MT 3-Dimensi (arah timur)



Gambar 3.13 Model Penampang MT 3-Dimensi (berdasarkan elevasi)



Gambar 3.14 Model Penampang MT 3-Dimensi (Lintasan- 1)

3.3 Pemodelan 2-Dimensi Gravitasi

Pemodelan 2-Dimensi gravitasi merupakan model sebaran densitas dibawah permukaan dari suatu penampang anomali tertentu yang dapat digunakan untuk memperlihatkan bentuk stuktur geologi disertai dimensi dan kedalamannya. Pemodelan gravitasi 2-Dimensi dilakukan dengan menggunakan *software* Grav2D dimana dalam pembuatan struktur bawah permukaan ini tergantung pada harga densitas dan kedalaman berdasarkan hasil perhitungan metode nettleton yang didapatkan sebesar 2.1 gr/cm^3 serta dikontrol oleh data geologi.

Untuk mempermudah dalam menentukan luas penampang, maka pemodelan 2-Dimensi digunakan untuk mendekati benda 3-Dimensi dengan anggapan salah satu dimensinya mempunyai panjang tak hingga sehingga densitas dan bentuk penampang pada arah strike tegak lurus dianggap sama. kondisi geologinya. Apabila anomali dari model yang dibuat tidak berbeda jauh dengan anomali pengamatan maka model yang dibuat akan dianggap benar.

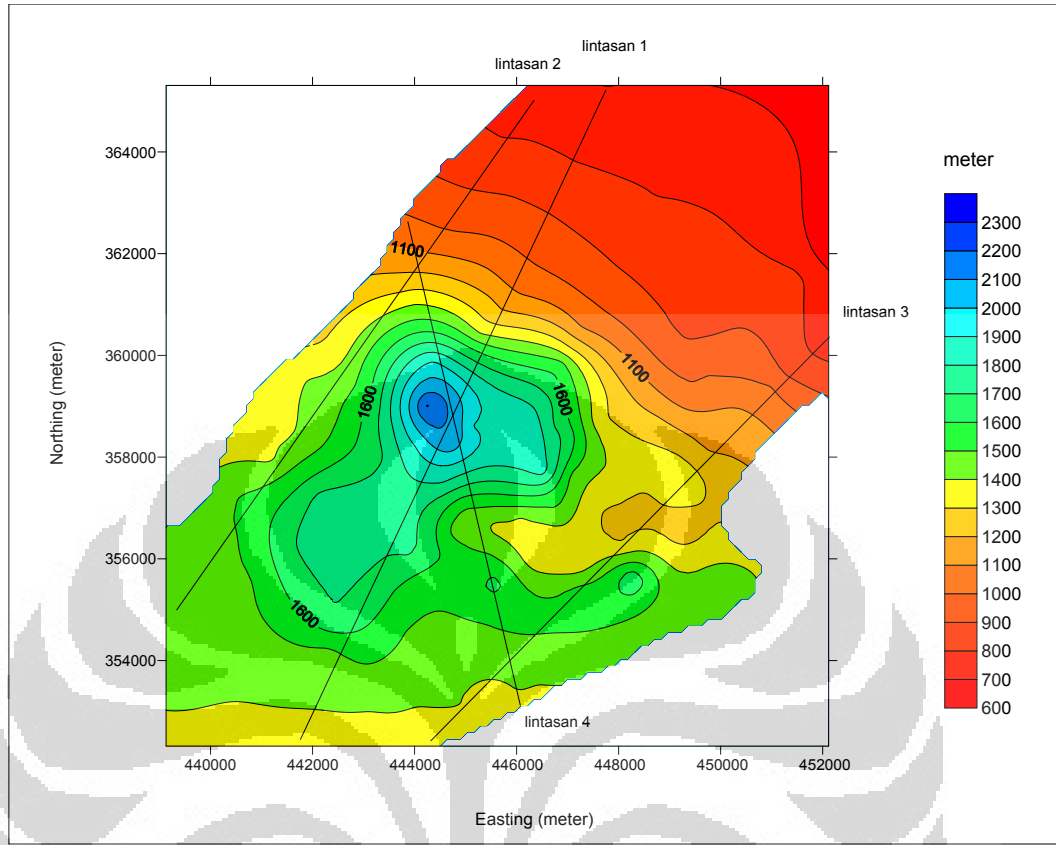
3.3.1 Data Gravitasi

Pengukuran gravitasi dilakukan pada 188 titik ukur yang tersebar di daerah penyelidikan. Pada data yang didapat telah dilakukan koreksi udara bebas, terrain, Bouguer harga gravitasi pengamatan, drift dan pasang-surut sudah dilakukan. Sehingga dari data yang diperoleh sudah bisa dilakukan perhitungan anomali Bouguer dan pemisahan anomali Bouguer untuk mendapatkan anomali residual.

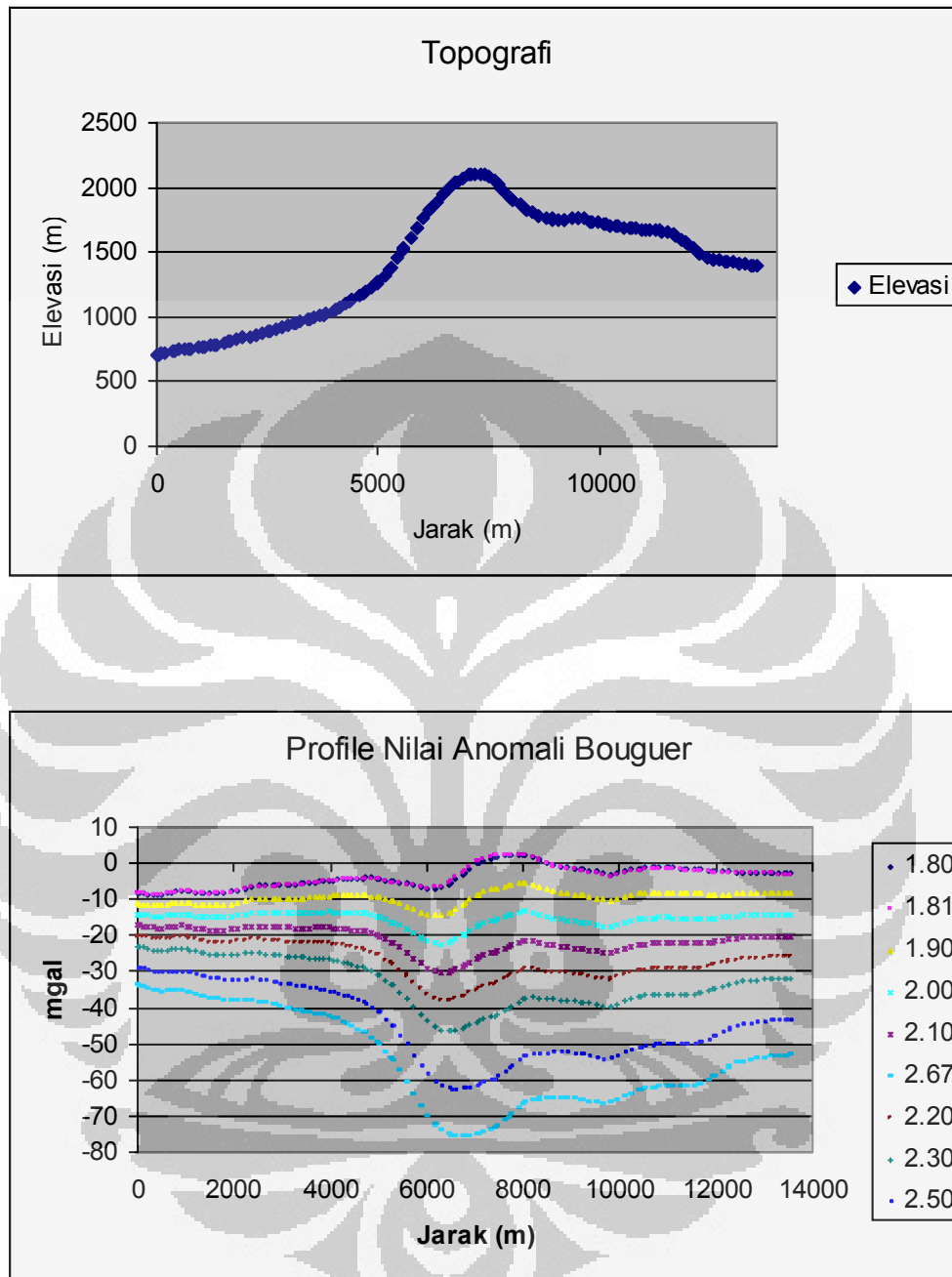
3.3.2 Penentuan Densitas

Dari data gravitasi yang diperoleh terlebih dahulu perlu ditentukan harga densitas batuan rata-rata untuk mewakili densitas daerah penelitian. Untuk menentukan densitas batuan rata-rata permukaan digunakan metode Nettleton (Daud, et al., 2000). Metode Nettleton merupakan salah satu metode untuk perhitungan densitas batuan rata-rata suatu daerah survei yang diturunkan dari gravitasi pada suatu lintasan tertentu.

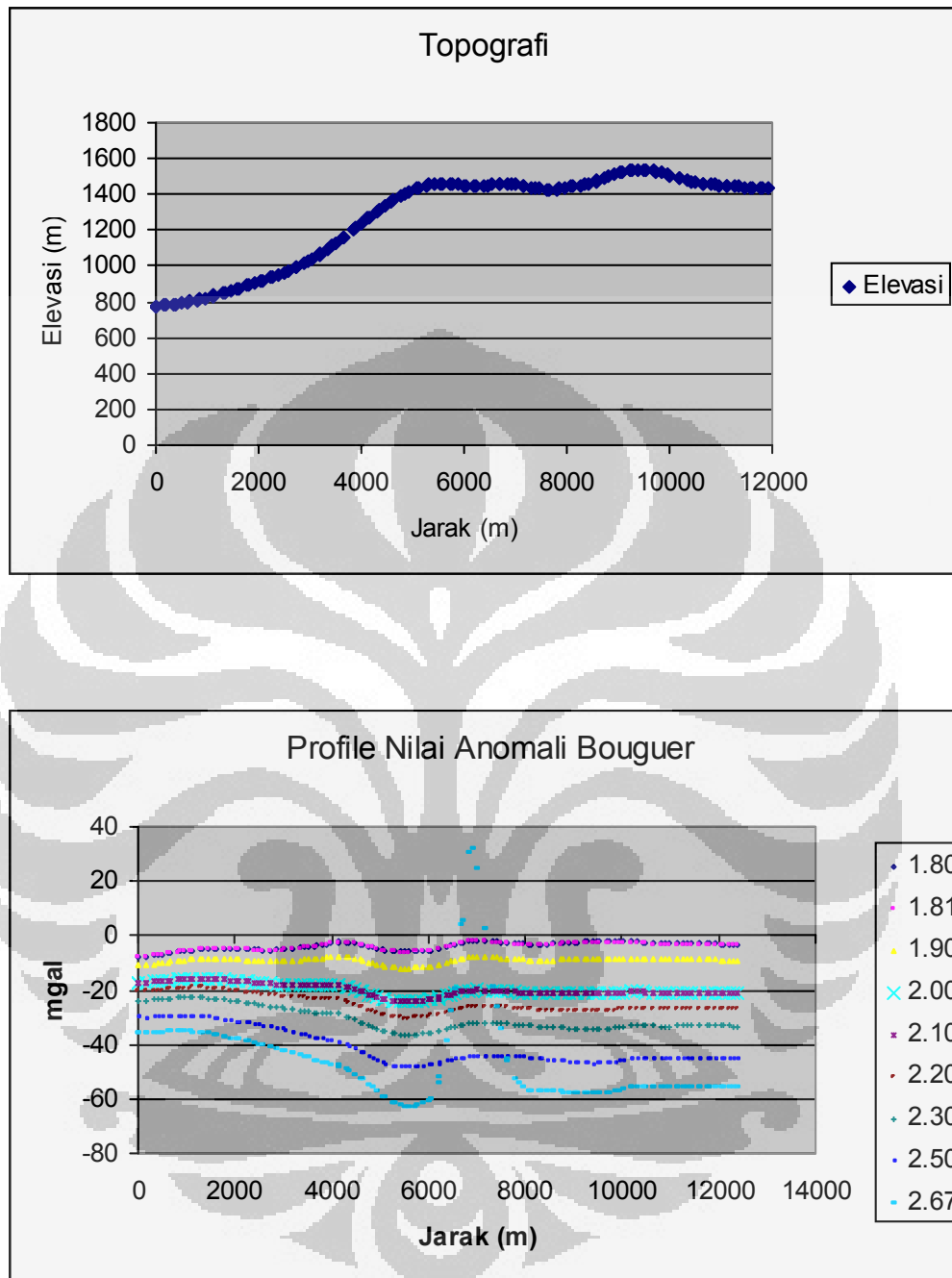
Metode ini mengasumsikan bahwa kondisi geologi tidak terlalu kompleks sehingga anomali bouguer relatif konstan, tidak terpengaruh topografi untuk pemilihan densitas yang sesuai. Berdasarkan metode ini nilai densitas batuan rata-rata dicari dengan membandingkan nilai anomali Bouguer dengan densitas yang berbeda-beda pada penampang topografi daerah penelitian (Gambar 3.15). Anomali Bouguer yang memiliki variasi paling minimum terhadap topografi dianggap sebagai densitas yang benar. Dari pengolahan data dengan menggunakan metode Nettleton dapat diketahui bahwa densitas batuan rata-rata adalah 2.1 g/cm^3 . Hasil penentuan densitas rata-rata dengan metode nettleton diperlihatkan pada Gambar 3.16, Gambar 3.17, Gambar 3.18 dan Gambar 3.19.



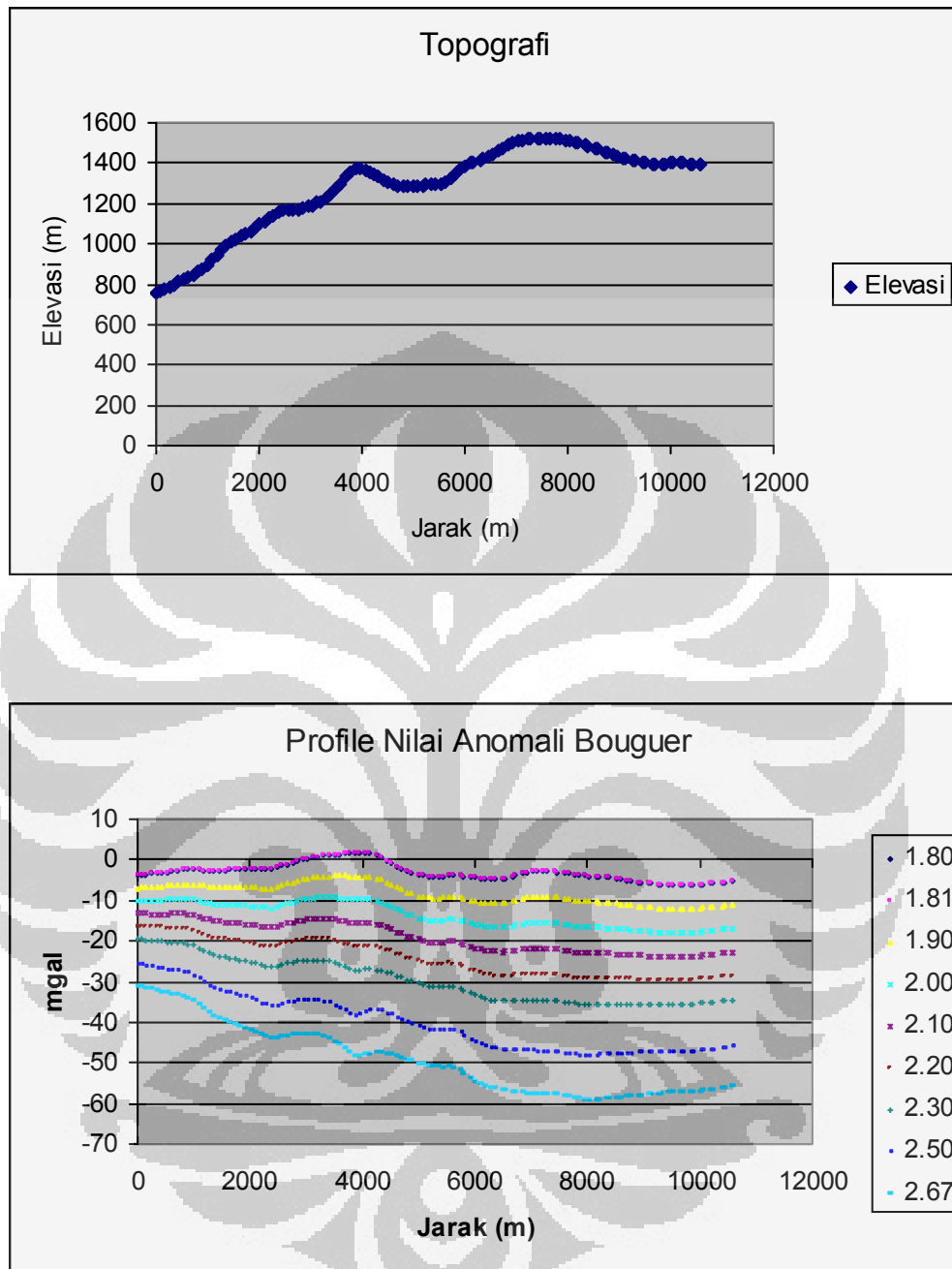
Gambar 3.15 Kontur Elevasi



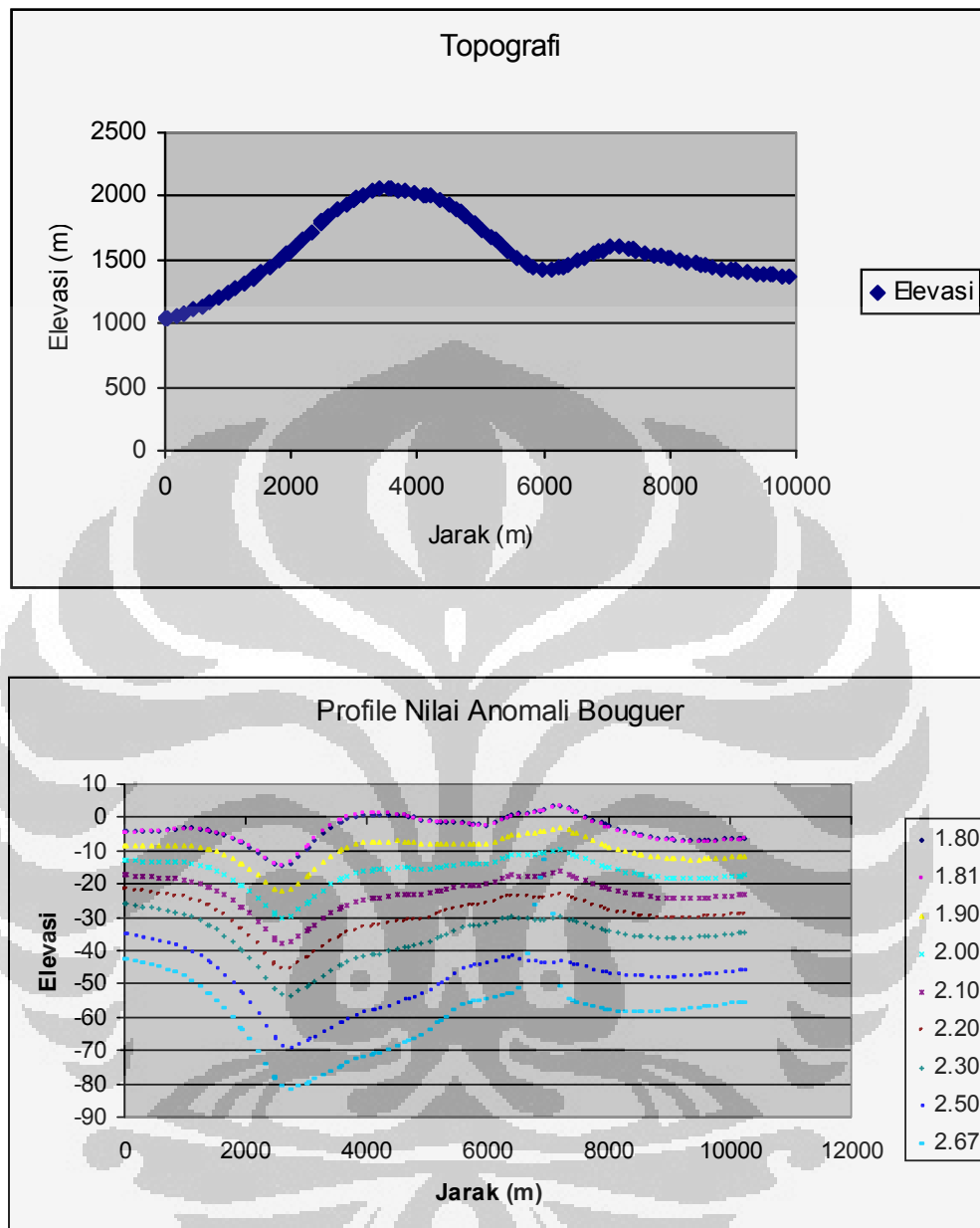
Gambar 3.16 Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 1



Gambar 3.17 Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 2



Gambar 3.18 Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 3

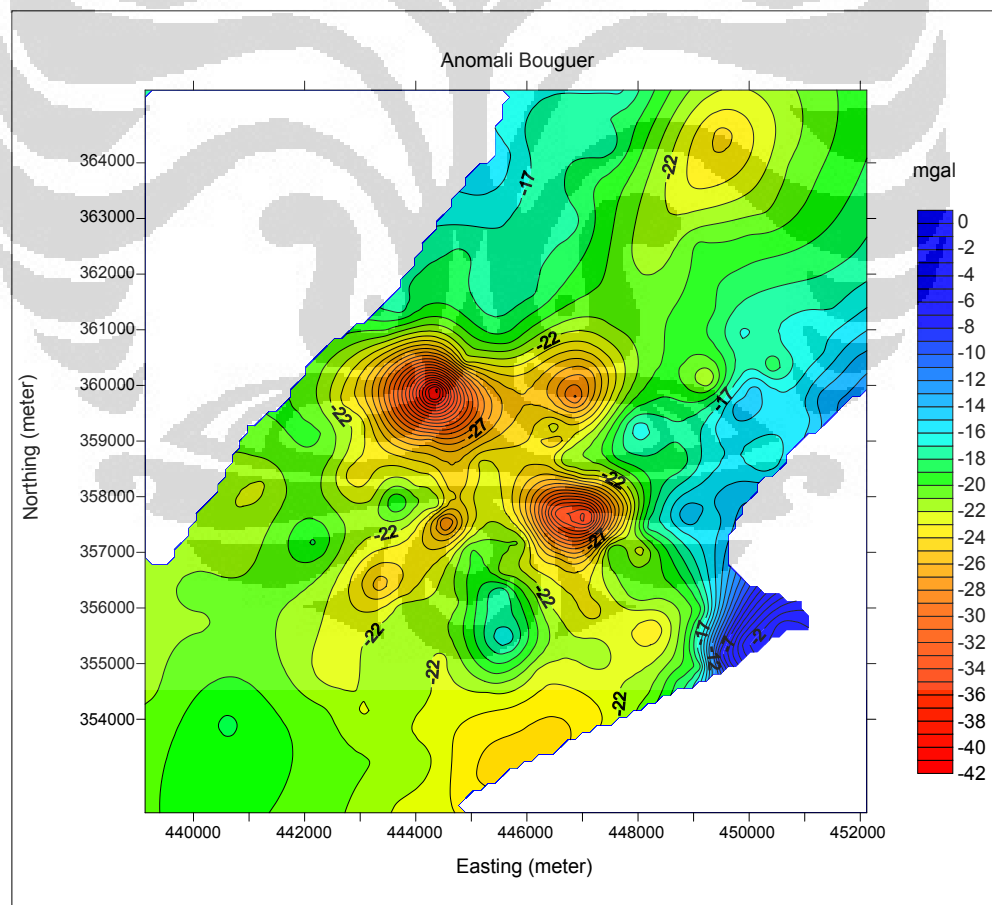


Gambar 3.19 Profil Topografi dan Anomali Bouguer Lintasan 4

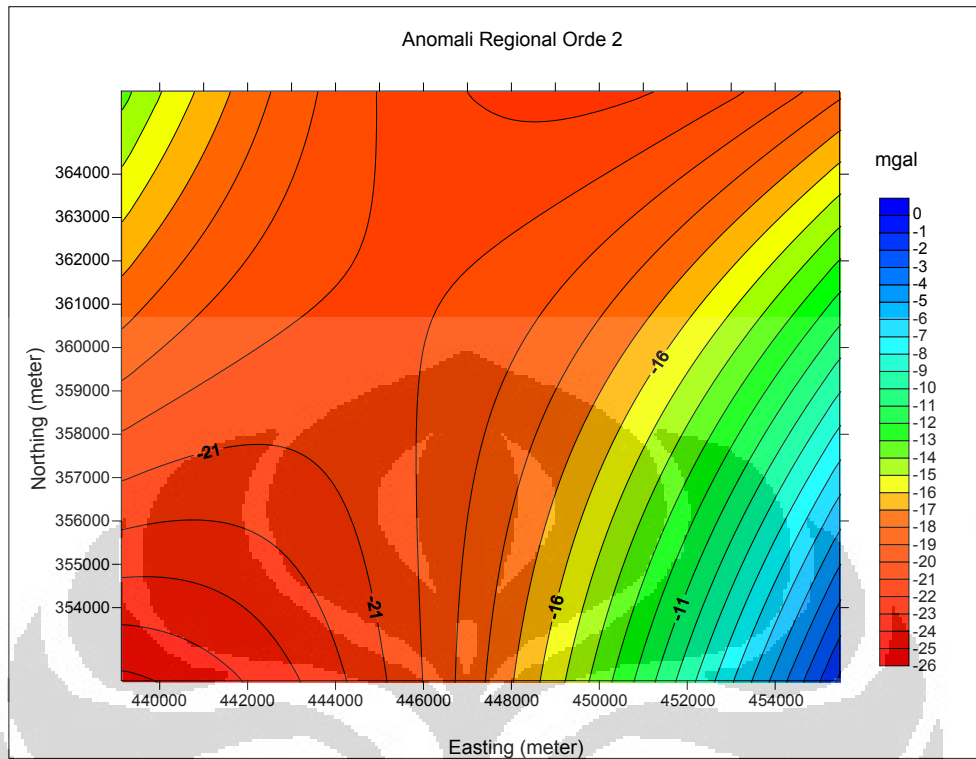
3.3.3 Pemisahan Anomali Bouguer

Dalam pengolahan data anomali regional-residual ini digunakan metode *Trend Surface Analysis* (TSA). Peta anomali Bouguer yaitu peta anomali gravitasi yang mencerminkan pola penyebaran densitas batuan dimana densitas batuan yang digunakan ditentukan berdasarkan rata-rata densitas di daerah survei dan

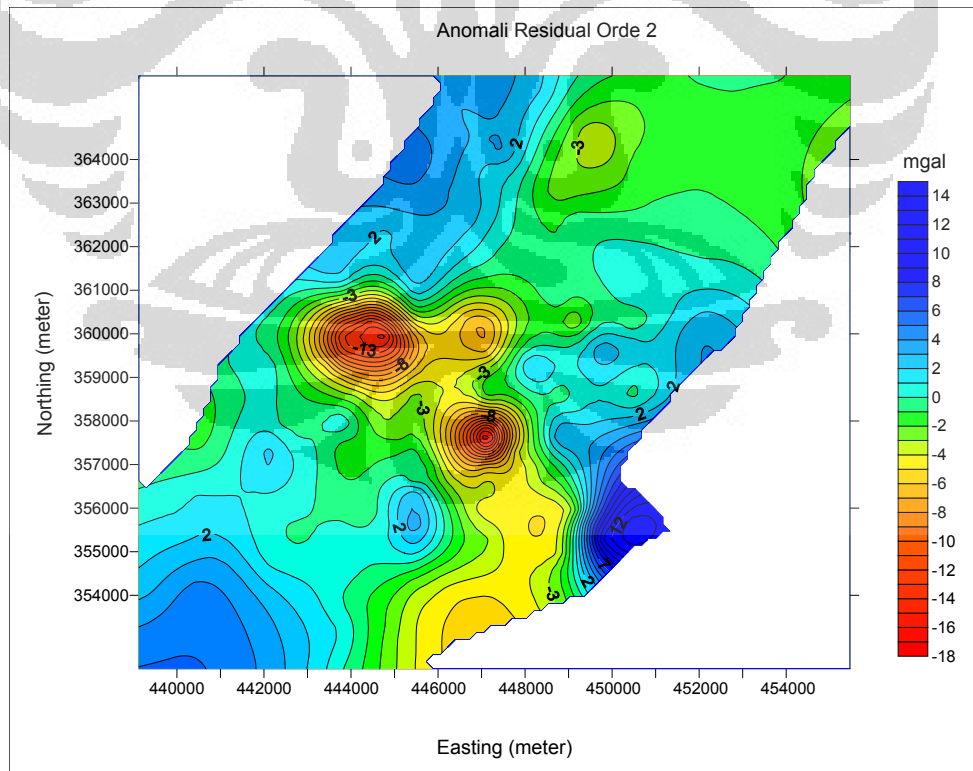
dapat dianggap sebagai superposisi dari 2 komponen anomali yaitu anomali lokal dan regional. Peta anomali residual mencerminkan struktur-struktur yang lebih dangkal (lokal). Peta anomali regional diperoleh dari pemisahan anomali Bouguer menjadi anomali-anomali regional dan residual. Anomali ini lebih mencerminkan struktur batuan dasar. Hasil perhitungan dalam pengolahan data berupa peta anomali bouguer (Gambar 3.20), peta anomali residual (Gambar 3.22) dan peta anomali regional (Gambar 3.21). Perhitungan untuk menghasilkan anomali residual menggunakan orde 2 karena pola anomali hampir sama dengan pola anomali bouguer.



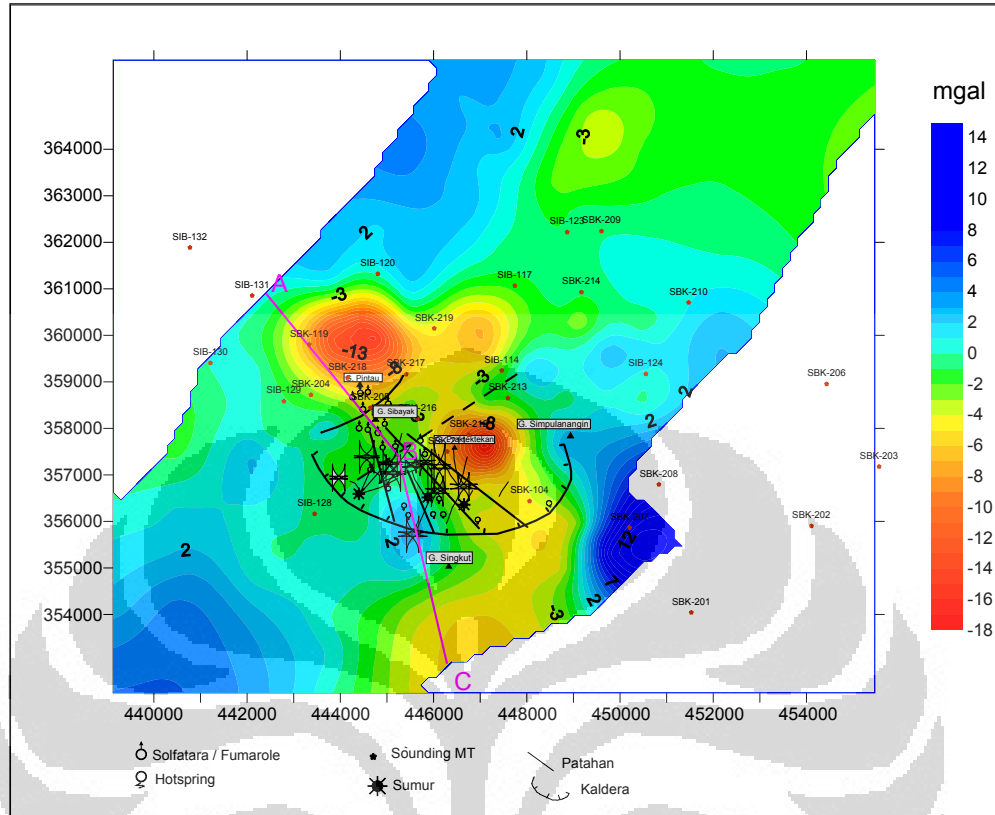
Gambar 3.20 Kontur Anomali Bouguer



Gambar 3.21 Kontur Anomali Regional



Gambar 3.22 Kontur Anomali Residual



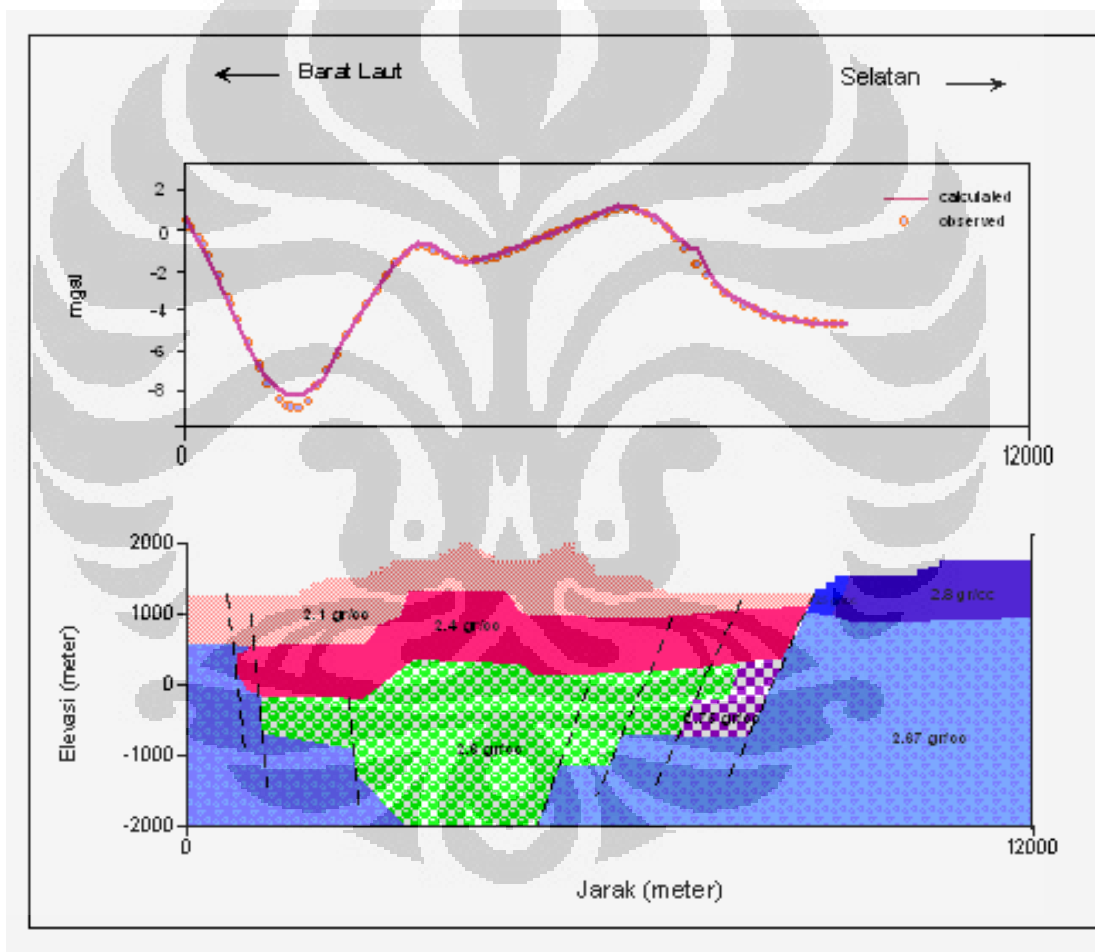
Gambar 3.23 Lintasan Gravitasi ABC

3.3.4 Pemodelan Forward Gravitasi

Pemodelan gravitasi 2-Dimensi bertujuan untuk mengetahui morfologi (topografi) batuan dasar yang ada di daerah penelitian. Pemodelan 2-Dimensi dilakukan dengan menggunakan *software* Grav2D, dimana dalam pembuatan struktur bawah permukaan ini tergantung pada harga rapat massa jenis (densitas) dan kedalaman. Penentuan densitas batuan berdasarkan data laboratorium dan hasil perhitungan metode nettleton, didapatkan sebesar 2.1 gr/cm^3 . Penentuan densitas batuan ini tidak dapat ditentukan secara sembarang tetapi juga dikontrol oleh data geologi. Tujuan pemodelan gravitasi adalah untuk memperoleh informasi mengenai struktur dan geometri batuan bawah permukaan yang ada di daerah penelitian.

Pemodelan 2-Dimensi pada lintasan ABC (Gambar 3.23) dibuat berdasarkan peta residual yang diperoleh. Dengan memasukkan data X (jarak tiap titik pengamatan ke titik acuan), Y (anomali residual) dan Z (ketinggian) serta

mengubah-ubah ketiga parameter kedalaman, densitas dan dimensi struktur pada program Grav2D maka model penampang 2-Dimensi pada lintasan ABC dapat dibuat. Pembuatan model geometri lintasan ini mengacu pada hasil penampang MT yaitu lintasan pertama karena lintasan tersebut hampir sama dengan lintasan ABC dan sebagai kontrol densitas batuan didasarkan pada data geologi, sehingga hasil pemodelan 2-Dimensi pada gravitasi didapatkan kekontrasan dengan penampang lintang 2-Dimensi pada MT.



Gambar 3.24 Penampang Model 2-Dimensi Gravitasi

3.3.5 Interpretasi Data Gravitasi

Interpretasi kualitatif dijabarkan berdasarkan pola kontur anomali bouguer dan anomali sisa. Gambaran pola kontur ini dapat menjelaskan gambaran bawah permukaan secara tidak langsung (kualitatif). Jika anomali gravitasi rendah, umumnya menggambarkan struktur tinggi atau lapisan dengan densitas tinggi. Sedangkan anomali gradien gravitasi menandakan zona patahan dan batas kaldera.

Gambar 3.20 memperlihatkan peta anomali Bouguer untuk densitas 2.1 g/cm^3 . Kontur anomali gravitasi bernilai antara -42 mgal sampai -10 mgal . Anomali gravitasi rendah berada di tengah-tengah daerah penelitian yang dekat dengan manifestasi termal permukaan berupa mata air panas dan fumarol. Sehingga diduga anomali gravitasi rendah tersebut merupakan struktur kaldera yang terdapat banyak patahan di dalamnya, maka menjadi tempat terkumpulnya fluida sehingga berpotensi sebagai reservoir geothermal.

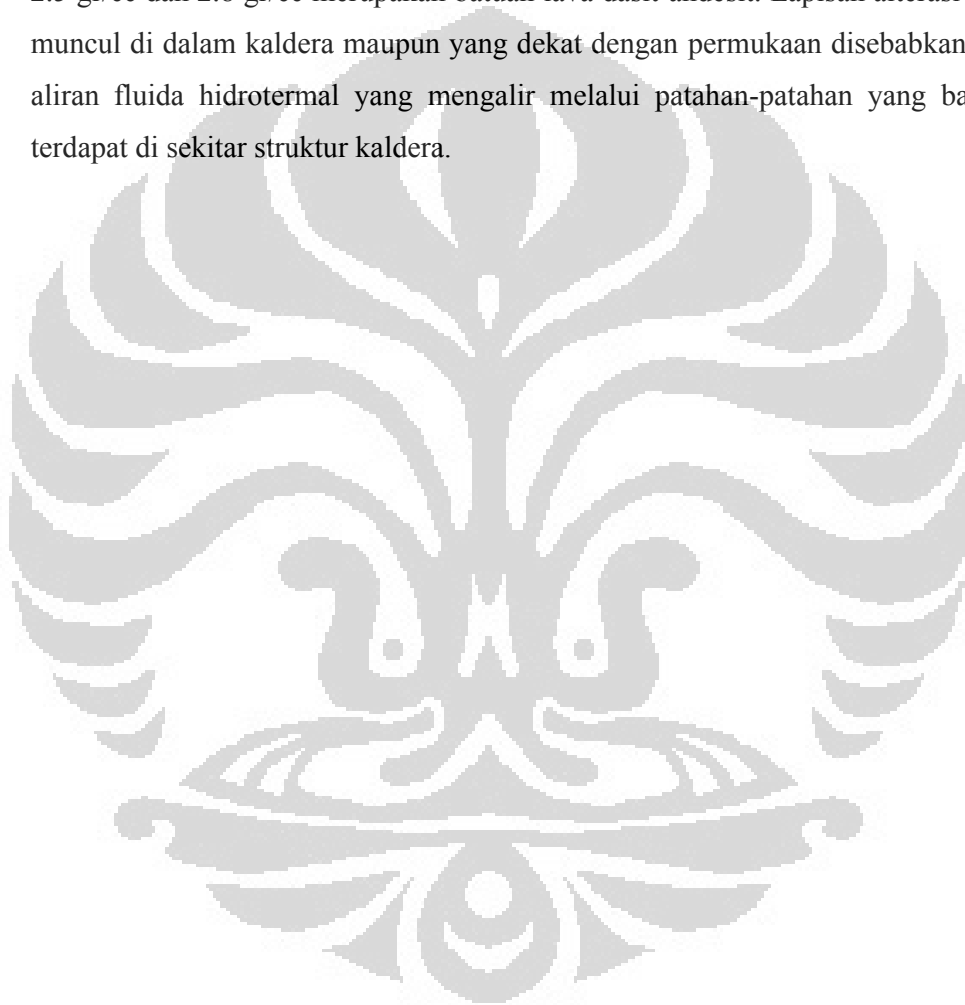
Gambar 3.21 memperlihatkan peta anomali regional. Kontur anomali gravitasi bernilai antara -26 mgal sampai -11 mgal . Arah pola regional ini sesuai dengan arah struktur besar Sumatera dan daerah geothermal ini berada di salah satu zona struktur Sumatera.

Gambar 3.22 memperlihatkan peta anomali residual. Kontur anomali gravitasi dengan nilai yang lebih bervariasi, antara -18 mgal sampai 6 mgal . Secara umum pola kontur ini hampir sama dengan penampang anomali Bouguer, yaitu adanya anomali gravitasi rendah (negatif) yang berada di tengah-tengah daerah penelitian yang umumnya berhubungan dengan adanya struktur kaldera. Kesamaan ini dapat mengindikasikan bahwa anomali rendah disebabkan oleh struktur yang terletak cukup dalam pada daerah tersebut.

Berdasarkan hasil pemodelan gravitasi 2-Dimensi (Gambar 3.24) dapat diinterpretasikan bahwa struktur kaldera yang berarah barat laut-selatan mempunyai perbedaan kedalaman. Kaldera ini membentuk seperti graben dengan banyak patahan di dalamnya. Di dalam kaldera terdapat lapisan batuan yang mengalami alterasi dengan densitas 2.4 gr/cc yang diduga sebagai clay dan di bawah lapisan clay terdapat lapisan batuan yang mempunyai densitas 2.6 gr/cc yang merupakan batuan alterasi prophyilitic dan terdapat mineral deposit dengan densitas 2.75 gr/cc . Mineral deposit ini terjadi karena adanya pencampuran antara

air panas dengan air dingin di dalam rekahan-rekahan yang telah terisi endapan silika dan karbonat sehingga terjadi *scaling* pada silika dan karbonat yang menyebabkan densitasnya menjadi besar disebut juga *densification*.

Lapisan basemen mempunyai densitas 2.67 gr/cc yang merupakan batuan sedimen. Di permukaan terdapat lapisan yang memiliki densitas 2.1 gr/cc. Batas kaldera pada arah selatan di permukaan terdapat lapisan yang mempunyai densitas 2.5 gr/cc dan 2.8 gr/cc merupakan batuan lava dasit-andesit. Lapisan alterasi yang muncul di dalam kaldera maupun yang dekat dengan permukaan disebabkan oleh aliran fluida hidrotermal yang mengalir melalui patahan-patahan yang banyak terdapat di sekitar struktur kaldera.



BAB IV

INTERPRETASI TERPADU

4.1 Pendahuluan

Pembahasan dalam bab ini merupakan analisis gabungan dari beberapa hasil analisis pengolahan data sehingga diharapkan dapat mengetahui batas daerah prospek, struktur bawah permukaan dan arah perluasan reservoir untuk merekomendasikan pemboran lebih lanjut di daerah penelitian yang mencakup data geologi, geokimia dan data sumur.

4.2 Data Pendukung

4.2.1 Data Geologi

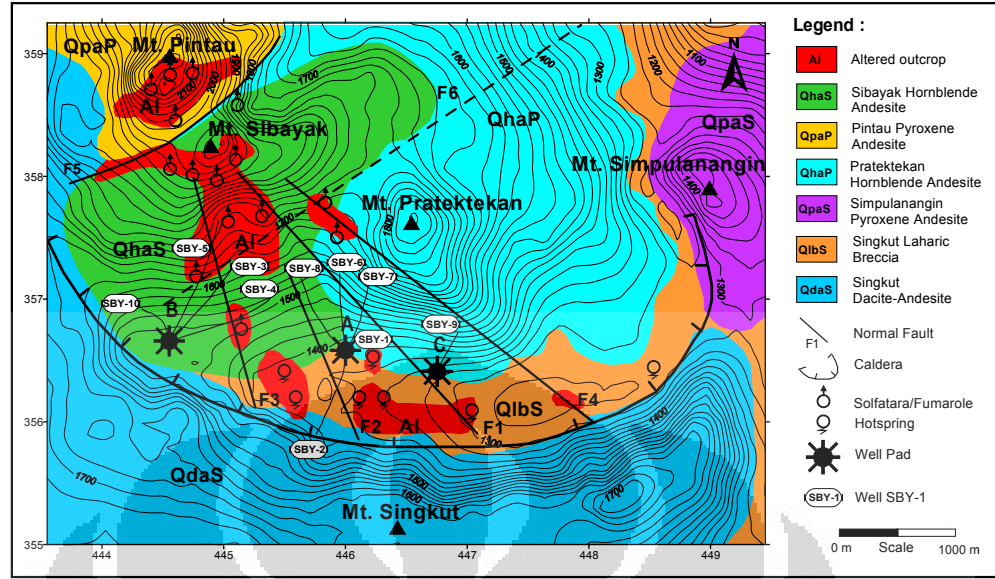
Lapangan geothermal daerah Sibayak adalah wilayah vulkano aktif yang dikelilingi oleh gunung-gunung antara lain Gunung Pintau di utara, Gunung Praktektekan dan Gunung Simpulanangin di timur serta Gunung Singkut di selatan. Daerah ini merupakan lokasi kawasan utara Great Sumatra Fault Zone (GSFZ) (Hamilton, 1979), 65 km sampai barat daya Medan, ibu kota Provinsi Sumatra Utara. Lapangan ini berhubungan dengan Kuartar yang kompleks pada kaldera Singkut sepanjang ~170 km².

Stratigrafi daerah Sibayak merupakan komposisi dari pembentukan formasi vulkanik Kuartar di bagian atas dan pembentukan formasi sedimen zaman pra-Tersier sampai Tersier di bagian bawah. Pembentukan lapisan tanah sedimen untuk wilayah barat dan timur daerah ini ditemukan di pada lubang yang dalam, sebagian besar menunjukkan sandstone yang berasal dari shale dan limestone (bt.gamping). Data pengeboran menunjukkan bahwa pembentukan sedimen yang umum ditemukan di bawah permukaan pada kedalaman 1150 m. Daerah permeable ditemukan dari lubang pada kedalaman yang berhubungan dengan litologi sandstone dan limestone. Satuan batuan sedimen untuk reservoir geothermal terbatas dalam area pengeboran (Daud, 2000).

Struktur geologi di daerah Sibayak sebagian besar dikontrol dari proses vulkanik dan tektonik. Sesudah erupsi vulkanik Gunung Singkut (0.1 Ma) maka terjadi perpanjangan struktur kaldera untuk arah NW-SE (barat laut-tenggara).

Beberapa struktur patahan dengan mengorientasikan kaldera untuk arah NW-SE sejajar dengan Great Sumatera Fault Zone (GSFZ), dan meluas ke pusat Gunung Sibayak dan Gunung Pintau, dimana gunung tersebut memotong arah NE-SW struktur patahan (F5). Struktur patahan dengan arah NW-SE juga memotong garis arah NE-SW (F6) yang merupakan pertemuan antara Gunung Sibayak dan Gunung Praktektekan. Kontrol permeable rekahan yang kuat berasal dari kedalaman dangkal sirkulasi yang hilang selama pengeboran. Sirkulasi yang hilang beberapa lama selama pengeboran juga ditemukan dalam sumur Sby-1, Sby-6, and Sby-7 sampai bertemu antara formasi vulkanik dan sedimen. 6-10 sumur pengeboran di lapangan geothermal Sibayak merupakan sumur produktif (Daud, 2000).

Manifestasi termal pada daerah ini terdiri dari solfatara dan fumarole yang berada di sekeliling elevasi tinggi di sekitar puncak Gunung Sibayak, dan *chloride springs* dengan *silica sinter* juga ditemukan pada elevasi rendah di selatan dan timur laut garis kaldera. Sejarah vulkanik kompleks di dalam daerah tersebut berhubungan dengan pusat erupsi yang lebih berkembang dengan waktu yang lebih dari Kuartar. Manifestasi panas permukaan pada lapangan geothermal daerah ini terbagi dalam tiga kelompok yang tersebar sepanjang 7-14 km. Kelompok pertama tersebar disekeliling elevasi yang tinggi pada daerah penelitian terdiri atas solfatara, fumarole dan mata air panas dengan komposisi *sulfate-bicarbonate water* dan air sulfat. *Chloride springs* dengan *silica sinter* juga ditemukan pada elevasi rendah di selatan dan timur laut batas kaldera. Dua kelompok dapat ditemukan di selatan Gunung Sinabung dengan mata air panas tipe *bicarbonate-sulfate*. Tiga kelompok yang tersebar untuk sekeliling utara-timur laut Gunung Barus (Negeri Suoh) ditemukannya mata air panas dengan komposisi *bicarbonate-sulfate* yang diperkaya dengan bicarbonat. Peta geologi lapangan daerah Sibayak dapat dilihat pada Gambar 4.1(Daud, 2000).



Gambar 4.1 Peta Geologi Lapangan Geothermal Daerah Sibayak (Daud, 2000)

4.2.2 Data Geokimia

Hasil analisis kimia air panas di daerah penelitian dapat diketahui bahwa lapangan geothermal daerah ini dan sekitarnya didominasi oleh :

a. acid sulphate water

Tipe air ini terbentuk akibat pemanasan air permukaan oleh *steam* yang mengindikasikan bahwa pada awalnya air bertipe *chloride water* dengan pH netral namun kemudian terjadi perubahan hidrologi yang mengakibatkan tipe air berubah menjadi *steam heated water* dengan pH asam pada kondisi saat ini. Pergerakan gas secara vertikal disebabkan karena perbedaan tekanan yang melewati rekahan. Daerah ini mengindikasikan sebagai daerah upflow dengan tekanan gas dan temperatur tinggi yang dapat ditemukan dibagian pusat Singkut kaldera dibawah daerah penelitian, juga diantara daerah penelitian dan Gunung Pratektekan dengan manifestasi fumarole yang besar dan banyak asam sulfat sehingga mata air panas terjadi di daerah ini.

Fluida tidak terisi pada sumur yang hampir netral (pH = 6.2 ~ 8.2). Analisa kimia untuk indikasi pemisahan air yang mengandung silika dari 975 sampai 1714 ppm dan klorida sampai 1800 ppm pada sumur daerah selatan (sumur SBY-1, SBY-2 dan SBY-9). Distribusi indikasi yang mengandung klorida konsentrasinya relatif tinggi dekat Gunung Mulia yang terlihat dalam sumur

SBY-3 (1800 ppm), SBY-5 (1600 ppm) dan SBY-6 (1400 ppm). Tetapi, kandungan klorida berkurang untuk daerah selatan yang terlihat dalam sumur SBY-1 (170 ppm) dan SBY-4 (32 ppm). Analisa sebuah gas dari bagian uap panas selama tes produksi terindikasi oleh sumur sebesar 2.7 – 5.4 wt % dari total gas yang tidak terkondensasi: 1.95 – 5.2 wt % CO₂ dan 0.12 – 0.3 wt % H₂S (Daud, 2000).

b. bicarbonate sulfat water

Biasanya terdapat di dekat permukaan dimana terjadi pencampuran dengan uap yang mengandung CO₂ (terkadang juga H₂S), namun kandungan HCO₃ dan SO₄ nya relatif seimbang. Dengan manifestasi di sekeliling utara-timur laut Gunung Barus (Negeri Suoh) ditemukannya mata air panas dengan komposisi *bicarbonate-sulfate* yang diperkaya dengan bicarbonat. dan ditemukan di selatan Gunung Sinabung dengan mata air panas tipe *bicarbonate-sulfat*. Hal ini mengindikasikan daerah *outflow* di utara dan timur laut daerah penelitian dimana beberapa mata air panas ditemukan diluar timur laut lingkaran kaldera. Aliran fluida geothermal muncul dipermukaan sesudah berhubungan dengan batuan alterasi (Daud, 2000).

4.2.4 Data Sumur

Dari tahun 1997, 10 sumur eksplorasi telah dibor pada Lapangan Geothermal Sibayak dan dibuat penampang stratigrafinya pada Gambar 4.2. Ada 3 lokasi sumur cluster (cluster A, B dan C) untuk daerah selatan-timur laut Gunung Mulia. Sumur SBY-1, SBY-2, SBY-6, SBY-7 dan SBY-8 (+ 1384 m.a.s.l.) pada lokasi cluster A, beberapa sumur SBY-3, SBY-4, SBY-5 dan SBY-10 (+ 1468 m.a.s.l.) pada lokasi cluster B. Hanya sumur SBY-9 (+ 1337 m.a.s.l) merupakan lokasi cluster C (Daud, 2000).

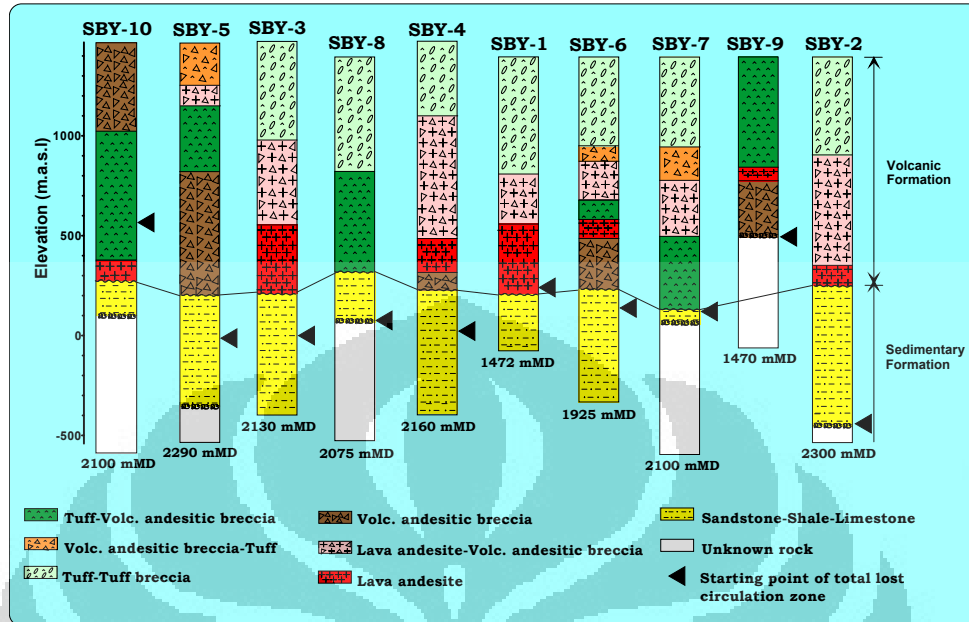
Berdasarkan hasil analisis *core* dan *cutting* batuan dari sepuluh sumur eksplorasi di atas dapat diketahui litologi bawah permukaan dari masing-masing sumur yang terdiri dari formasi batuan vulkanik Kuartar dan formasi batuan sedimen pra-Tersier ke Tersier. Formasi batuan vulkanik terdiri dari batu tufa, tufa breksi, lava andesit dan andesit breksi yang ditemukan pada bagian atas,

sedangkan formasi batuan sedimen ditemukan pada daerah dalam hingga mencapai kedalaman 1150 m dibawah permukaan yang didominasi oleh sandstone, shale dan limestone.

Bukti yang diperoleh selama pengeboran dan dari percobaan mengindikasikan adanya daerah permeable pada vulkanik Kuartar yang sangat rendah. Urat dan struktur batuan vulkanik tertutup dengan kalsit hidrotermal, pirit, kuarsa dan juga mineral hidrotermal yang mengurangi bentuk permeable dengan satuan vulkanik, sehingga batuan vulkanik mempunyai permeabilitas sangat rendah sedangkan batuan sedimen yang letaknya lebih dalam mempunyai permeabilitas yang lebih besar. Karena adanya rekahan-rekahan pada batuan vulkanik tersebut mengakibatkan terjadinya zona sirkulasi hilang. Zona sirkulasi hilang dapat ditemukan pada setiap sumur dengan kedalaman yang berbeda-beda. Zona sirkulasi hilang didistribusi pada arah timur dan timur laut sumur bagian selatan daerah studi hanya didalam dan diluar lingkaran kaldera Singkut disekitar sumur SBY-2. Distribusi tinggi daerah sirkulasi hilang juga ditemukan pada Gunung Praktekakan yang diindikasikan pada sumur SBY-7 dan SBY-9 (Daud, 2000).

Pada sumur SBY-3 antara kedalaman 515 – 518 m adanya sirkulasi yang hilang dan bertemu dengan satuan batuan vulkanik hal ini dimungkinkan karena adanya kontak litologi. Indikasi adanya zona sirkulasi yang hilang dalam sumur bagian rendah secara tidak langsung mungkin terjadi sebuah transfer aliran panas konveksi.

Produksi uap dari 10 sumur di lapangan geothermal Sibayak bervariasi dari 15 sampai lebih dari 50 ton/jam. Keluaran uap sumur terbagi dalam 3 kategori: tinggi (30~ lebih dari 50 ton/jam), sedang (20-30 ton/jam) dan rendah (kurang dari 20 ton/jam). Keluaran uap sumur yang tinggi mencakup SBY-5, SBY-6 dan SBY-8, beberapa lama kemudian dapat ditemukan dalam sumur SBY-3, SBY-4 dan SBY-7. Sumur yang lain dikategorikan keluaran produksi rendah (sumur SBY-1, SBY-2, SBY-9 dan SBY-10) (Daud, 2000).



Gambar 4.2 Stratigrafi dan Indikasi Daerah Sirkulasi Hilang Pada Lapangan Geothermal Sibayak (Daud, 2000)

4.2.3 Model Konseptual Sistem Geothermal Daerah Sibayak

Untuk memperoleh model konseptual sistem geothermal daerah Sibayak (Gambar 4.3) maka interpretasi data MT dan data gravitasi serta di dukung oleh data penunjang berupa data geologi, geokimia dan data sumur di gabungan. Sehingga dari model konseptual yang diperoleh, dapat ditentukan daerah sumur produksi dan sumur reinjeksi.

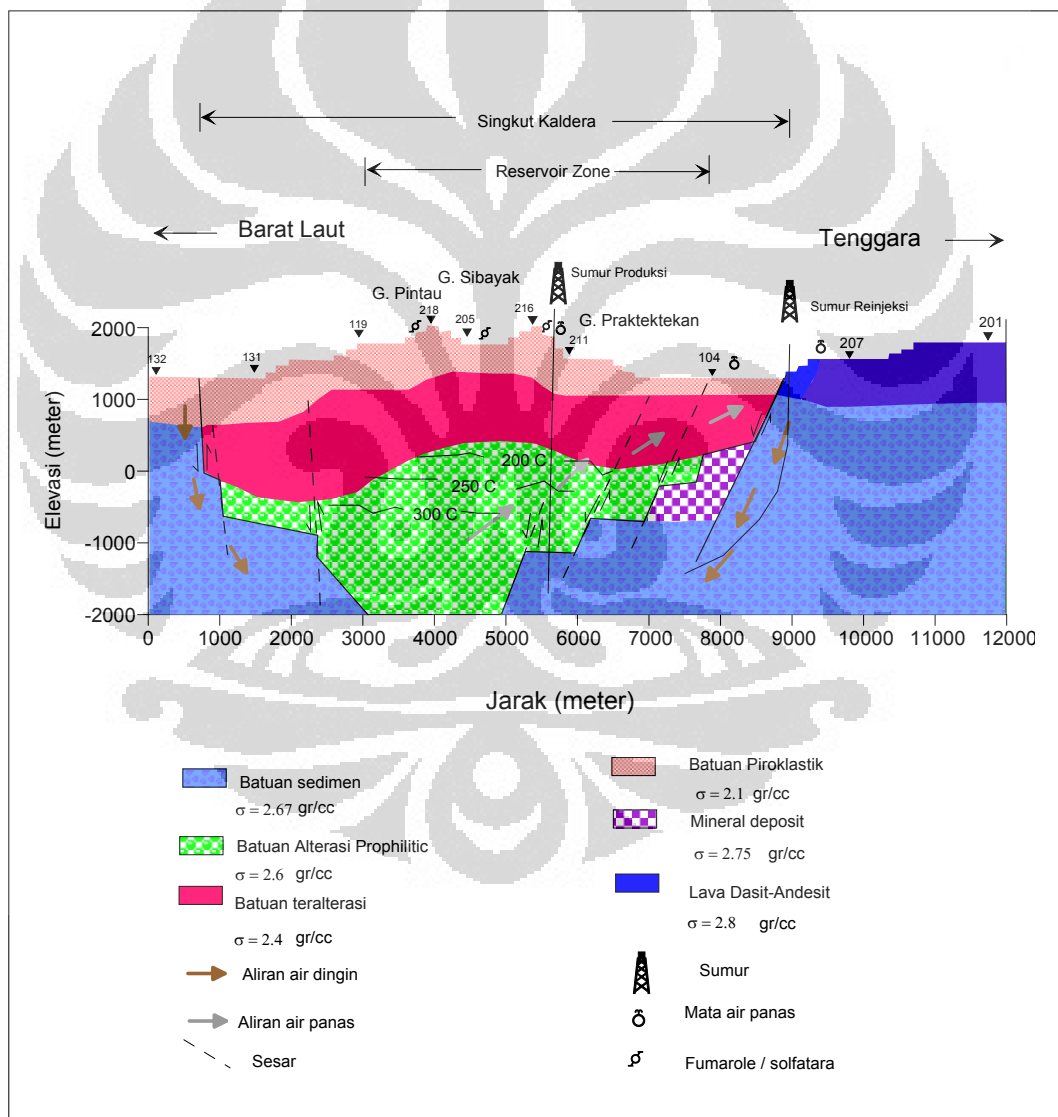
Dari data MT menunjukkan keberadaan *clay cap* yang mempunyai nilai resistifitas rendah yaitu ≤ 20 ohm-m. Clay yang terbentuk di dalam struktur kaldera kemungkinan berasal dari alterasi hidrotermal yang dipengaruhi oleh keberadaan reservoir sedangkan clay yang terbentuk di luar kaldera mungkin berasal dari alterasi batuan sedimen. Formasi batuan di daerah penelitian secara umum terdiri dari formasi batuan vulkanik Kuarter yang berada pada bagian atas dan formasi batuan sedimen Tersier yang berada pada bagian bawah. Jika dibandingkan dengan batuan vulkanik, batuan sedimen memiliki resistivitas yang rendah. Daerah permeable yang lebih besar merupakan dasar untuk menentukan urutan sedimen.

Daerah produksi perekaman dalam beberapa sumur yang terjadi dengan batuan yaitu dengan batu gamping dan batu pasir yang muncul pada bagian yang permeable, dan demikian bagian yang rendah pada sumur harus menjadi perhatian dalam reservoir. Permeable yang utama dalam semua sumur ternyata dikontrol secara horizontal dari stratigrafi dan tipe batuan. Pada sumur SBY-3 antara kedalaman 515 – 518 m adanya sirkulasi yang hilang dan bertemu dengan satuan batuan vulkanik hal ini dimungkinkan karena adanya kontak litologi. Produksi fluida dipertimbangkan dari batu pasir yang permeable serta rekahan batu gamping yang besar di sepanjang pertemuan aliran lava dan piroklastik dengan bagian sedimen.

Reservoir yang ada di Lapangan Geothermal Daerah Sibayak sebagian besar di kontrol oleh struktur geologi (daerah patahan) yang berarah barat laut-tenggara yang terdapat di sebelah selatan Gunung Sibayak. Lokasi daerah patahan diidentifikasi oleh adanya pertemuan zona sirkulasi yang hilang dan banyak terjadi di kedalaman dimana terdapat formasi batuan sedimen. Sehingga diperkirakan daerah reservoir pada lapangan Sibayak ini berada di kedalaman yang mana terdapat formasi batuan sedimen. Reservoir diduga berada di sekitar elevasi 400 m dengan kedalaman 1600 m dan temperatur tinggi ($>280^{\circ}\text{C}$) di bawah Gunung Sibayak.

Indikasi daerah *upflow* dari inversi data MT dapat ditemukan dibagian pusat kaldera Singkut dibawah Gunung Sibayak, juga diantara Gunung Sibayak dan Gunung Praktektekan, dengan terbentuknya *clay cap* sebagai anomali konduktif. Hal ini juga didukung oleh data geologi yang menunjukkan adanya batuan ubahan yang muncul ke permukaan serta adanya manifestasi fumarole yang besar dan banyak asam sulfat sehingga mata air panas terjadi di daerah ini serta adanya konsentrasi klorida yang sangat tinggi (1800 ppm). Perkiraan daerah *upflow* yang berada di sekitar selatan kaki Gunung Sibayak juga dikarenakan daerah tersebut merupakan daerah pertemuan beberapa patahan yang dimungkinkan dapat memperbesar permeabilitas batuan sehingga batuan pada daerah tersebut dapat berfungsi sebagai reservoir dengan temperatur tinggi ($>280^{\circ}\text{C}$).

Indikasi daerah *outflow* berada di utara dan timur laut Gunung Sibayak dengan adanya manifestasi termal berupa beberapa mata air panas ditemukan diluar timur laut lingkaran kaldera. Kemenerusan aliran fluida geothermal ditemukan dipermukaan sesudah berhubungan dengan batuan alterasi. Indikasi daerah *outflow* yang lain ditemukan di selatan dan tenggara Gunung Sibayak, dimana mata air klorida dengan *silica sinter* ditemukan pada elevasi rendah di selatan dan tenggara batas kaldera.



Gambar 4.3 Model Konseptual Sistem Geothermal Daerah Sibayak

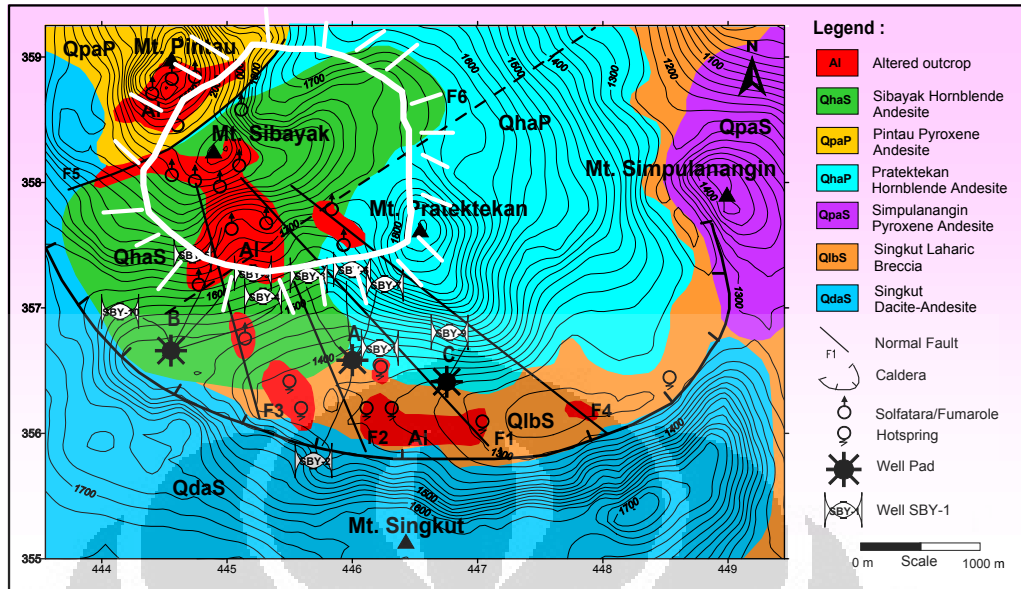
4.4 Rekomendasi Sumur Produksi dan Reinjeksi

Sumur produksi direkomendasikan di sekitar daerah Gunung Sibayak yang diperkirakan sebagai daerah *upflow*. Dari berbagai data berupa data MT, data geologi, data sumur dan manifestasi permukaan yang telah diuraikan sebelumnya, yaitu pada daerah tersebut memiliki permeabilitas tinggi dimana fluida geothermal naik ke permukaan yang ditemukan pada pertemuan antar patahan. Hal ini diindikasikan dari produksi uap yang tinggi (30-50 ton/jam) pada sumur SBY-5, SBY-6 dan SBY-8 serta temperatur lebih dari 280°C, sehingga memperkuat dugaan bahwa pada daerah tersebut berpotensi sebagai daerah *upflow* reservoir geothermal.

Sumur reinjeksi direkomendasikan di sekitar tenggara (lintasan- 1) karena tidak terlalu dekat dengan reservoir tetapi daerahnya permeable dan berhubungan dengan reservoir. Daerah tersebut mempunyai topografi yang lebih tinggi dibandingkan daerah Gunung Sibayak sehingga mampu berfungsi sebagai daerah resapan air ke reservoir, sebab biasanya aliran hidrologi di suatu daerah mengikuti topografi. Dan juga di sebelah tenggara banyak terdapat patahan yang berarah tenggara-barat laut yang terhubung dengan daerah *upflow*, patahan-patahan tersebut bertemu di sekitar Gunung Sibayak yang merupakan lokasi reservoir, sehingga air yang masuk ke dalam tanah dapat lebih mudah mengalir ke reservoir.

4.5 Area Prospek

Berdasarkan dari hasil pemodelan magnetotellurik area prospek berada di sekitar Gunung Sibayak yang mengindikasikan adanya anomali resistivitas rendah 5-10 ohm-m yang diinterpretasikan sebagai clay dan pada lapisan bawahnya terdapat zona reservoir diindikasikan dengan harga resistivitas 20-100 ohm-m yang berada pada kedalaman sekitar 1600m, serta *hot rock* yang mempunyai resistivitas tinggi yaitu lebih dari 100 ohm-m yang berbentuk *updome*. Pusat reservoir terdapat pada daerah yang meliputi Gunung Sibayak dan Gunung Praktektekan dengan luas yang diperkirakan sekitar 4 km². Daerah ini didindikasikan sebagai daerah *upflow* yang diperkuat dengan adanya manifestasi berupa fumarol dan mata air panas.



Gambar 4.4 Batas Reservoir Lapangan Geothermal Daerah Sibayak

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil pembahasan data utama (data resistivitas magnetotelurik dan data gravitasi) yang diintegrasikan dengan data pendukung lainnya, maka dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Reinterpretasi data MT di lapangan geothermal Sibayak pada enam lintasan dengan menggunakan inversi 2-Dimensi memberikan hasil yang konklusif yaitu ditemukan adanya struktur resistivitas bawah permukaan yaitu *clay cap* yang memiliki resistivitas rendah $< 10 \Omega\text{m}$, reservoir yang memiliki resistivitas 20-100 Ωm dan resistivitas tinggi $> 100 \Omega\text{m}$ yang diinterpretasikan sebagai batuan panas.
2. Daerah pertemuan antar patahan yang berada diantara Gunung Sibayak dan Gunung Praktekkan merupakan pusat *updome* yang mengindikasikan sebagai daerah *upflow* yang memiliki permeabilitas tinggi dan merupakan daerah yang paling baik untuk dilakukan pemboran dan direkomendasikan sebagai sumur produksi didukung dengan data sumur ($T > 280^{\circ}\text{C}$)
3. Daerah aliran *outflow* mengikuti struktur patahan yang berarah timur laut-barat daya yang menuju ke timur laut batas kaldera dan menuju arah selatan batas kaldera yang ditunjukkan dengan model konseptual sistem geothermal daerah Sibayak
4. Model konseptual tersebut didukung dengan pemodelan data gravitasi yang menggambarkan struktur bawah permukaan khususnya struktur kaldera dan *basement*.

5.2 Saran

Perlu dilakukan penambahan data sounding MT untuk mengetahui secara pasti batas resistifitas tinggi di daerah penelitian tersebut.

REFERENSI

- Cagniard, L. 1953. *Basic Theory of Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting*, Geophysics, vol 18.
- Daud, Y. 2000. *Geophysical Studies Over A Difficult Geothermal Area (A Case Study)*. Program Geofisika, Departemen Fisika, Universitas Indonesia, Depok.
- Daud, Y., Sudarman, S., Usijima, K. (2001.b). Sibayak Geothermal Field (Indonesia): *Structure Assessed From Gravity and Hydrogeological Considerations*. Geothermal Resource Council, Vol. 25.
- Reynolds, J.M. (1998) *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Saputra, R. 2007. *Inversi 2-Dimensi Data Magnetotelurik Untuk Merekonstruksi Model Reservoir Geothermal*. Depok: Skripsi Sarjana Jurusan Fisika FMIPA UI.
- Simpson, F. and Bahr, K. 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Vozoff, K. 1986. *Magnetotelluric Methods*. Geophysics reprint, Society of Exploration Geophysics.
- White, D.E. (1967). *Some Principles of Geyser Activity Mainly from Steamboat Springs, Nevada*, American Journal Science