



UNIVERSITAS INDONESIA

**STUDI ANALISIS MULTISKALA UNTUK KARAKTERISASI
SESAR KAPABEL DI PROVINSI BANTEN MENGGUNAKAN
DATA CITRA SATELIT, *GRAVITY*, GEOLISTRIK, DAN
MAGNETOTELLURIK**

TESIS

Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar
Magister Sains

**YULIASTUTI
1006786991**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM PASCASARJANA FISIKA
KEKHUSUSAN GEOFISIKA RESERVOAR
JAKARTA
JUNI 2012**

HALAMAN PENGESAHAN

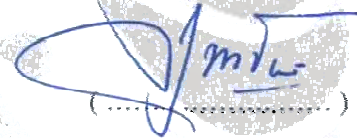
Tesis ini diajukan oleh :

Nama : Yuliasuti
NPM : 1006786991
Program Studi : Magister Fisika
Judul Tesis : Studi Analisis Multiskala Untuk Karakterisasi Sesar
Kapabel di Provinsi Banten Menggunakan Data Citra
Satelit, *Gravity*, Geolistrik, dan Magnetotellurik

Telah berhasil dipertahankan di hadapan Dewan Penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Magister Sains pada Program Studi Magister Fisika Kekhususan Geofisika Reservoir, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.

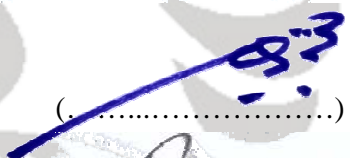
DEWAN PENGUJI

Pembimbing 1 : Dr. Eng. Yunus Daud, M.Sc



(.....)

Pembimbing 2 : Dr. Ir. A. Sarwiyana Sastratenaya



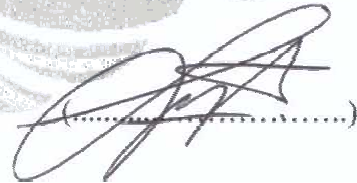
(.....)

Penguji : Prof. Dr. Suprayitno Munadi



(.....)

Penguji : Dr. Supriyanto



(.....)

Penguji : Dr. Dede Djuhana



(.....)

Ditetapkan di : Jakarta

Tanggal : 16 Juni 2012

KATA PENGANTAR

Alhamdulillah, puji syukur saya panjatkan kepada Allah SWT, karena berkat rahmat dan kekuatan yang diberikanNya penulisan tesis ini dapat saya selesaikan.

Pada kesempatan ini, saya haturkan terima kasih dan rasa hormat saya kepada kedua orang tua saya, Ibunda Neneng Cucu dan Ayahanda Asril Rasyad, yang tidak pernah berhenti mendoakan saya. Semoga Allah SWT selalu melindungi, menjaga dan memberi kesehatan kepada mereka.

Selanjutnya saya sampaikan ucapan terima kasih saya kepada:

1. Bapak Dr. Yunus Daud, selaku dosen pembimbing yang tidak pernah mempersulit saya dan dengan sabar telah menyediakan waktu, tenaga dan pikiran untuk mengarahkan saya dalam penyusunan tesis ini;
2. Bapak Dr. Achmad Sarwiyana Sastratenaya, selaku pembimbing saya yang selalu bersedia berdiskusi dengan saya;
3. Seluruh dosen Kekhususan Geofisika Reservoir FMIPA UI, terima kasih atas ilmu yang diberikan;
4. Teman-teman Program Pascasarjana Fisika Kekhususan Geofisika Reservoir FMIPA UI angkatan 2010;
5. Teman-teman S1 Fisika UI, terutama Qonita yang selalu bersedia menyediakan waktunya untuk menjadi mentor, dan juga kepada Zu, Cut, Indah, Dewi, Sari, Kak Lendri, Kak Dzil, Kak Wambra, dan Kak Surya terima kasih atas diskusinya;
6. Rekan-rekan di BATAN, terutama mba Nurlaila atas semua doanya; mas Sunarko, Elok, mas Gde, mas Tomi, mba Heni, Pak Manto, Pak Suharji atas semua bantuan dan diskusinya.
7. *My dearest friend* Umi Meilina atas semua doa dan bantuannya selama pengerjaan tesis ini.
8. Bule dan Jepang yang selalu setia menemani dalam suka dan duka.

Jakarta, Juni 2012

Penulis

HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

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

Nama : Yuliasuti

NPM : 1006786991

Tanda Tangan : 

Tanggal : 25 Juni 2012

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

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

Nama : Yuliasuti
NPM : 1006786991
Program Studi : Magister Fisika
Departemen : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Jenis karya : Tesis

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

“Studi Analisis Multiskala Untuk Karakterisasi Sesar Kapabel di Provinsi Banten Menggunakan Data Citra Satelit, *Gravity*, Geolistrik, dan Magnetotellurik”

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 : Jakarta
Pada tanggal : 25 Juni 2012
Yang menyatakan



(Yuliasuti)

ABSTRAK

Nama : Yuliasuti
Program Studi : Magister Fisika
Judul : Studi Analisis Multiskala Untuk Karakterisasi Sesar Kapabel di Provinsi Banten Menggunakan Data Citra Satelit, *Gravity*, Geolistrik, dan Magnetotellurik

Dalam rangka diversifikasi penggunaan energi, opsi energi nuklir telah masuk dalam peta bauran energi tahun 2025. Penentuan dan persiapan lokasi (atau sering disebut tapak) PLTN menjadi salah satu infrastruktur penting yang mempengaruhi perkembangan implementasi program PLTN. Daerah yang akan dikaji dalam penelitian ini terletak dalam wilayah Provinsi Banten. Daerah penelitian dapat dikatakan merupakan daerah yang relatif aktif secara kegempaan baik yang berhubungan dengan pensesaran maupun aktivitas vulkanik. Oleh karena itu, analisis pensesaran permukaan yang mencakup identifikasi dan karakterisasi sesar kapabel menjadi hal yang krusial untuk dikaji. Identifikasi sesar kapabel diperoleh melalui analisis komprehensif dari data citra satelit SPOT-5, data observasi geologi langsung dan data geofisika berupa data *gravity*, geolistrik dan magnetotellurik. Berdasarkan hasil analisis morfostruktural citra satelit dan observasi geologi langsung, di daerah penelitian terdapat sesar-sesar dengan karakteristik dan kronologi dari tua ke muda yaitu sesar mendatar dekstral berarah $N168^{\circ}E/86^{\circ}$ dan mengindikasikan bahwa beberapa bidang sesarnya telah teraktifkan kembali menjadi sesar normal berarah $N178^{\circ}E/68^{\circ}$; sesar normal berarah $N350^{\circ}E/68^{\circ}$; sesar normal berarah $N252^{\circ}E/70^{\circ}$; dan sesar mendatar sinistral berarah $N130-140^{\circ}E/72^{\circ}-82^{\circ}$. Keberadaan sesar-sesar tersebut secara meyakinkan dikonfirmasi oleh hasil pemodelan dan inversi 2-dimensi *gravity* dan geolistrik. Berdasarkan hasil inversi 2-dimensi data magnetotellurik, keberadaan *basement* yang berumur Pre-Tersier berada pada kedalaman lebih dari 700 meter. Sesar-sesar yang telah teridentifikasi, ditinjau dari umur batuan yang dipotongnya yaitu lebih muda dari *Middle Pliocene*, maka termasuk kategori sesar kapabel.

Kata Kunci: analisis kelurusan, geolistrik, *gravity*, magnetotellurik, sesar kapabel

ABSTRACT

Name : Yuliasuti
Study Program : Magister of Physics
Title : Multiscale Analysis Studies for Capable Faults
Characterization in Banten Province using Satellite
Imagery, Gravity, Geoelectric and Magnetotelluric Data

In term of energy utilization diversification, nuclear energy has become an option in energy mix of 2025. Nuclear power plant site preparation is one of the primary issues in the development of nuclear energy program. The area of study is located in Banten Province which is seismically active either related to faulting or volcanic activity. Therefore, analysis of surface faulting which covered identification and characterization of capable faults were crucial to investigate further. Capable faults identification has been acquired through comprehensive analysis of SPOT-5 satellite imagery, geological field observation data and geophysical data which include gravity, geoelectric and magnetotelluric data. Based on morfostructural analysis of satellite imagery and geological field observation, it has been identified faults with characteristics and chronology namely dextral strike-slip faults $N168^{\circ}E/86^{\circ}$ indicating a reactivation into normal faults $N178^{\circ}E/68^{\circ}$; normal faults $N350^{\circ}E/68^{\circ}$; normal faults $N252^{\circ}E/70^{\circ}$; and sinistral strike-slip faults $N130-140^{\circ}E/72^{\circ}-82^{\circ}$. The existence of these faults has been confirmed using 2-dimensional gravity and resistivity model and inversion. Besides that, based on 2-dimensional magnetotelluric data inversion the presence of Pre-Tertiary basement rock is indicated at depth of more than 700 meters. In term of the rock ages, the identified faults were younger than Middle Pleistocene. Accordingly, all the identified faults were categorized as capable faults.

Keywords: capable fault, geoelectric, gravity, lineament analysis, magnetotelluric

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
LEMBAR PENGESAHAN	ii
KATA PENGANTAR	iii
HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS	iv
LEMBAR PERSETUJUAN PUBLIKASI	v
ABSTRAK	vi
ABSTRACT	vii
DAFTAR ISI	viii
DAFTAR GAMBAR	x
DAFTAR TABEL	xiv
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang Masalah	1
1.2. Pokok Permasalahan	5
1.3. Tujuan Penulisan	6
1.4. Metodologi Penelitian	6
1.5. Sistematika Penulisan	9
BAB II TINJAUAN GEOLOGI REGIONAL BANTEN	11
2.1. Struktur Geologi	11
2.2. Stratigrafi	12
2.3. Kegunungapian	15
BAB III KONSEP DASAR	18
3.1. Sesar dan Sesar Kapabel	18
3.2. Konsep Dasar Analisis Morfostruktural Citra Satelit	20
3.2.1. Pengertian Kelurusan Morfologi	20
3.2.2. Penajaman Citra Satelit	22
3.2.3. Alur Kerja	25
3.3. Fraktur dan Stri	26
3.4. Metode <i>Gravity</i>	28
3.4.1. Konsep dasar	28
3.4.2. Alur Kerja	34
3.5. Metode Geolistrik	37
3.5.1. Konsep dasar	37
3.5.2. Alur Kerja	46
3.6. Metode Magnetotellurik	47
3.6.1. Konsep dasar	47
3.6.2. Alur kerja	51
BAB IV DATA DAN PENGOLAHAN DATA	53
4.1. Data Citra Satelit	53
4.1.1. Data	53
4.1.2. Pengolahan Data	54
4.2. Data Observasi Geologi Langsung	61

4.3. Metode <i>Gravity</i>	64
4.3.1. Data	64
4.3.2. Pengolahan Data	65
4.4. Metode Geolistrik	75
4.4.1. Data	75
4.4.2. Pengolahan Data	77
4.5. Metode Magnetotellurik	81
4.5.1. Data	81
4.5.2. Pengolahan Data	82
BAB V HASIL DAN ANALISIS	97
5.1. Analisis Morfostruktural Citra Satelit.....	97
5.2. Analisis Data Observasi Geologi	101
5.2.1. Lokasi Pengamatan 1	101
5.2.2. Lokasi Pengamatan 2	105
5.3. Analisis Metode Geolistrik	108
5.3.1. Interpretasi Line 1	108
5.3.2. Interpretasi Line 2	110
5.3.3. Interpretasi Line 3	111
5.4. Analisis Metode Magnetotellurik	113
5.5. Analisis Metode <i>Gravity</i>	116
5.5.1. Anomali Bouguer, Regional dan Residual	116
5.5.2. Pemodelan <i>Gravity</i>	119
5.6. Analisis Terpadu	127
BAB VI KESIMPULAN DAN SARAN	132
6.1. Kesimpulan	132
6.2. Saran	133
DAFTAR REFERENSI	134

DAFTAR GAMBAR

- Gambar 1.1. Peta Tapak Potensial PLTN Hasil Analisis Regional BATAN Tahun 2008
- Gambar 1.2. Cakupan Daerah Penelitian
- Gambar 1.3. Metodologi Penelitian
- Gambar 2.1. Stratigrafi Regional Jawa Barat Utara
- Gambar 2.2. Peta Geologi Daerah Penelitian
- Gambar 2.3. Peta Geologi Gunungapi Kompleks Rawa Danau
- Gambar 3.1. Definisi Sesar Kapabel Berdasarkan Umur
- Gambar 3.2. Skema Proses Filtering Menggunakan Window dengan Ukuran Kernel Tertentu
- Gambar 3.3. Alur Kerja Analisis Morfostruktural
- Gambar 3.4. Contoh Skema Strike dan Dip
- Gambar 3.5. Alur Kerja Pengolahan Data Frakturasi dan Striasi
- Gambar 3.6. Alur Kerja Metode *Gravity*
- Gambar 3.7. Macam-macam Konfigurasi Elektroda
- Gambar 3.8. Alur Kerja Metode Geolistrik
- Gambar 3.9. Prinsip Dasar Metode Elektromagnetik
- Gambar 3.10. Alur Kerja Metode Magnetotellurik
- Gambar 4.1. Peta Index Daerah Regional yang Memperlihatkan Data Citra SPOT-5 Sebelum Dilakukan *Cropping*
- Gambar 4.2. Peta Daerah Regional Penelitian Hasil Proses *Cropping* Data Citra SPOT-5
- Gambar 4.3. Letak Daerah yang Diperbesar pada Gambar 4.4
- Gambar 4.4. Perbandingan Band-1,2,3 & 4 Setelah Melalui Proses Filter Sobel dan Directional Filter
- Gambar 4.5. Peta Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 0^0 (Citra SPOT-5, Band-4)
- Gambar 4.6. Peta Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 90^0 (Citra SPOT-5, Band-4)
- Gambar 4.7. Peta Kelurusan Morfologi Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 0^0 (Citra SPOT-5, Band-4)
- Gambar 4.8. Peta Kelurusan Morfologi Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 90^0 (Citra SPOT-5, Band-4)
- Gambar 4.9. Peta Lokasi Observasi Geologi Langsung
- Gambar 4.10. Peta Sebaran Titik Ukur Metode Gravitasi dengan Peta Dasar berupa Kontur Topografi
- Gambar 4.11. Peta Profil Topografi dan Posisi Lintasan A,B,C untuk Perhitungan Metode Nettleton
- Gambar 4.12. Profil Anomali Bouguer dan Profil Topografi pada Posisi Slice A-B dengan 34 Titik Data
- Gambar 4.13. Profil Anomali Bouguer dan Profil Topografi pada Posisi Slice A-C dengan 23 Titik Data
- Gambar 4.14. Aplikasi Metode Parasnis
- Gambar 4.15. Peta Kontur Anomali Bouguer

- Gambar 4.16. Peta Kontur Anomali Regional Metode *Filtering* Grid Menggunakan Low Pass Filter 3x3
- Gambar 4.17. Peta Kontur Anomali Residual Low Pass 3x3 dengan Interval Kontur 2 mgal
- Gambar 4.18. Peta Lintasan Geolistrik Dioverlay dengan Sebaran Batuan *Quarternary*
- Gambar 4.19. Penampang Resistivitas dan Hasil Inversi Line 1 Menggunakan Metode Inversi *Smoothness-Constraint*
- Gambar 4.20. Penampang Resistivitas Line-1 dengan Topografi
- Gambar 4.21. Titik Data Line-2 Konfigurasi Wenner
- Gambar 4.22. Penampang Resistivitas dan Hasil Inversinya Line 2 Menggunakan Metode Inversi *Smoothness-Constrained* dengan *Vertical Flatness* Filter 2.0
- Gambar 4.23. Penampang Resistivitas dengan Topografi dari Line-2
- Gambar 4.24. Penampang Resistivitas dan Hasil Inversi Line 3 Menggunakan Metode *Robust Inversion* dengan *Vertical Flatness* Filter 2
- Gambar 4.25. Penampang Resistivitas Line 3 dengan Topografi
- Gambar 4.26. Peta Titik Sounding AMT dan MT
- Gambar 4.27. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-01 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.28. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-02 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.29. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-03 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.30. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-04 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.31. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-05 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.32. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-06 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.33. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-07 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.34. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-08 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.35. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-09 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.36. Kurva *Apparent Resistivity* dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-10 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

- Gambar 4.37. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-02 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.38. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-04 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.39. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-06 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.40. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-08 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.41. Kurva Apparent Resistivity dan Fase sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-10 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)
- Gambar 4.42. Lintasan Inversi Magnetotellurik *Dioverlay* dengan Kontur Topografi
- Gambar 5.1. Rose Diagram Frekuensi Relatif Kelurusan Morfologi Daerah Regional dan Lokal
- Gambar 5.2. (a) Bidang Fraktur ENE – WSW Miring ke N; (b) Rekaman Sumbu Menengah (Merah) dengan Pitch Relatif Kecil dan Striasi (Tidak Terlalu Jelas) dengan Pitch Besar (Biru) di Palm Hill, Cilegon
- Gambar 5.3. Stereogram Sistem Fraktur 1 Lokasi Pengamatan 1
- Gambar 5.4. Stereogram Sistem Fraktur 2 Lokasi Pengamatan 1
- Gambar 5.5. Stereogram Sistem Fraktur 3 Lokasi Pengamatan 1
- Gambar 5.6. Stereogram Sistem Fraktur 1 Lokasi Pengamatan 2
- Gambar 5.7. Stereogram Famili Fraktur 2 Lokasi Pengamatan 2
- Gambar 5.8. Sketsa Perpotongan Sesar Normal Arah N-S dan Sesar Mendatar arah NW-SE di Lokasi Pengamatan 2
- Gambar 5.9. Penampang Resistivitas Line-1
- Gambar 5.10. Penampang Resistivitas Line-2
- Gambar 5.11. Penampang Resistivitas Line-3
- Gambar 5.12. Interpretasi Kemenerusan Sesar pada Line-2 dan Line 3 yang Relatif Menerus ke Arah Utara-Selatan
- Gambar 5.13. Penampang Resistivitas Hasil Inversi Lintasan AMT
- Gambar 5.14. Korelasi Data Bor dengan Penampang Resistivitas Hasil Inversi Lintasan AMT
- Gambar 5.15. Penampang Resistivitas Hasil Inversi Lintasan MT
- Gambar 5.16. Peta Kontur Anomali Residual Metode Low Pass 3x3 (Interval Kontur 2 mgal dan 1 mgal)
- Gambar 5.17. Peta Lokasi Lintasan Penampang Pemodelan Gravity *Dioverlay* dengan Kontur Anomali Residual
- Gambar 5.18. Pemodelan Gravity Lintasan Bojonegara
- Gambar 5.19. Sketsa Dugaan Kemenerusan Sesar Relatif Berarah NW-SE dari Lintasan Gravity Bojonegara dan Line-1 Geolistrik
- Gambar 5.20. Pemodelan Gravity Lintasan Kramatwatu
- Gambar 5.21. Pemodelan Gravity Lintasan Line-2

Gambar 5.22 Perbandingan Penampang Lintasan Gravity Line 2 dan Lintasan Geolistrik Line-2

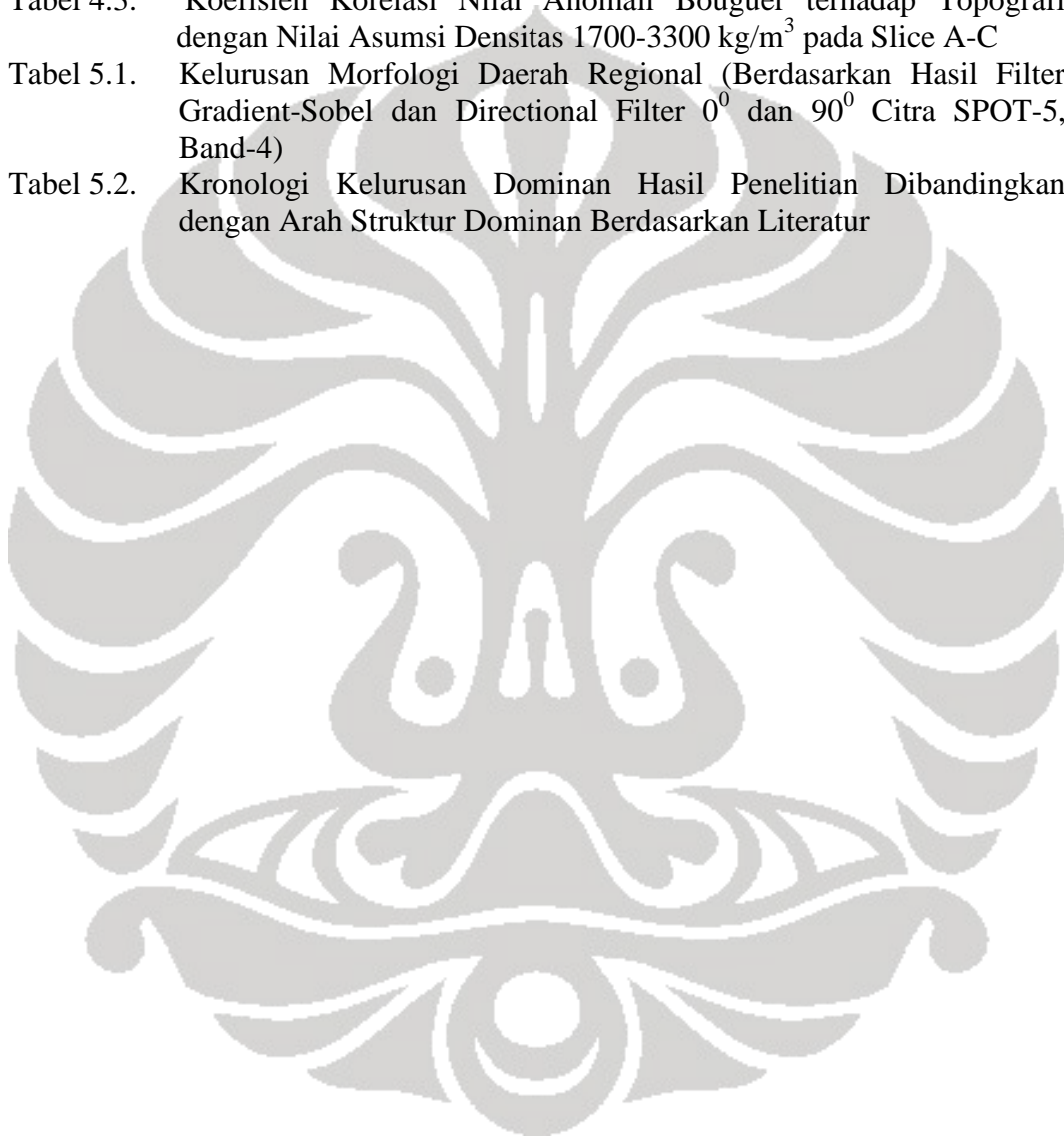
Gambar 5.23 Pemodelan Gravity Lintasan Mergosari

Gambar 5.24 Peta Lokasi Dugaan Sesar Kapabel Hasil penelitian



DAFTAR TABEL

- Tabel 3.1. Resistivitas dan Konduktivitas Batuan dan Bahan Kimia
- Tabel 4.1. Spesifikasi Data Citra SPOT-5
- Tabel 4.2. Koefisien Korelasi Nilai Anomali Bouguer terhadap Topografi dengan Nilai Asumsi Densitas $1700-3300 \text{ kg/m}^3$ pada Slice A-B
- Tabel 4.3. Koefisien Korelasi Nilai Anomali Bouguer terhadap Topografi dengan Nilai Asumsi Densitas $1700-3300 \text{ kg/m}^3$ pada Slice A-C
- Tabel 5.1. Kelurusan Morfologi Daerah Regional (Berdasarkan Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 0^0 dan 90^0 Citra SPOT-5, Band-4)
- Tabel 5.2. Kronologi Kelurusan Dominan Hasil Penelitian Dibandingkan dengan Arah Struktur Dominan Berdasarkan Literatur



BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang Masalah

Salah satu arah kebijakan penelitian, pengembangan dan penerapan Ilmu Pengetahuan dan Teknologi (IPTEK) di bidang energi adalah peningkatan kemampuan IPTEK yang berorientasi mendukung kebijakan penyediaan energi nasional melalui langkah konservasi sumber energi, pemanfaatan energi secara efisien, diversifikasi penggunaan energi, dan pengembangan energi baru dan terbarukan. Untuk itu dalam rangka diversifikasi penggunaan energi, Pemerintah Indonesia melalui Peraturan Presiden Nomor 5 Tahun 2006 tentang Kebijakan Energi Nasional telah memasukkan opsi energi nuklir dalam peta bauran energi tahun 2025 dan ditambah Perpres No.5 Tahun 2010 yang mengamankan BATAN untuk siting PLTN.

Pada tahap implementasi, program energi nuklir berkaitan erat dengan pembangunan Pembangkit Listrik Tenaga Nuklir (PLTN). Penentuan dan persiapan lokasi, atau sering disebut tapak, PLTN menjadi salah satu infrastruktur penting yang mempengaruhi perkembangan implementasi program energi nuklir. Ditinjau dari aspek keselamatan khususnya aspek potensi bahaya eksternal (external event), terdapat 11 aspek kegiatan yang harus dilakukan dalam rangka studi tapak potensial PLTN. Aspek tersebut adalah kegempaan, pensesaran permukaan (*surface faulting*), material bawah permukaan, kegunungpian, kondisi meteorologi ekstrim, banjir sungai (*river flooding*), banjir pantai (*coastal flooding*), bahaya geoteknik (misalnya ketidakstabilan lereng dan permukaan

tapak) dan bahaya eksternal lainnya serta kejadian eksternal yang disebabkan manusia (IAEA, 2003). Penelitian ini difokuskan pada aspek pensesaran permukaan.

Menurut persyaratan IAEA, pengkajian akan potensi pensesaran permukaan berkaitan erat dengan identifikasi dan karakterisasi sesar kapabel (IAEA NS-R-3, 2003). Karakterisasi sesar kapabel diperoleh melalui analisis komprehensif dari data citra satelit, data foto udara, data citra radar, data publikasi sesar aktif dan data geofisika serta data geodetic (IAEA NS-R-3, 2003).

Proses seleksi tapak instalasi nuklir pada umumnya terdiri dari investigasi dalam daerah yang luas untuk memilih satu atau lebih tapak kandidat, kemudian diikuti evaluasi detail dari tapak kandidat terpilih. Tahapan seleksi tapak terdiri dari:

- (1) pra survei tapak;
- (2) survei tapak yang meliputi
 - (a) survei *regional* (radius ~150 km, khusus untuk aspek kegunungapian radius daerah penyelidikan mencapai ~500 km),
 - (b) survei *near regional* (radius ~25 km)
 - (c) survei *site vicinity* (radius ~ 5 km);
- (3) evaluasi tapak; dan
- (4) pra-operasional.

Berdasarkan hasil survei regional yang dilakukan BATAN pada tahun 2008 yang mencakup wilayah Pantai Utara Pulau Jawa, Jawa Barat dan Banten, didapat 4 tapak potensial seperti terlihat pada Gambar 1.1. Tapak-tapak tersebut berada di dekat pantai karena pada dasarnya PLTN membutuhkan sumber air yang banyak untuk sistem pendingin.



Gambar 1.1. Peta Tapak Potensial PLTN Hasil Analisis Regional BATAN Tahun 2008

Dua dari tapak potensial tersebut berada di wilayah Provinsi Banten bagian Utara. Penelitian ini difokuskan pada wilayah Provinsi Banten bagian Utara tidak termasuk Pulau Panjang. Pemilihan Provinsi Banten didasarkan pada tingkat konsumsi energi listrik yang tinggi di daerah ini, sehingga untuk mengurangi energi yang hilang selama pendistribusian, dibutuhkan pembangkit energi listrik yang dekat atau berada di daerah ini. Selain itu ditinjau dari tatanan geodinamik, daerah Provinsi Banten bagian Utara merupakan salah satu daerah yang relatif jauh dari zona subduksi di selatan, sehingga dapat dikatakan daerah ini relatif aman dari kegempaan yang bersumber dari zona subduksi tersebut.

Secara umum daerah yang akan dikaji dalam penelitian ini terletak dalam wilayah Provinsi Banten yang mencakup Kota Cilegon (Kecamatan Pulo Merak, Kecamatan Ciwadan, Kecamatan Cilegon dan Kecamatan Cibeber) dan

Kabupaten Serang (Kecamatan Pulo Ampel dan Kecamatan Bojonegara) sebagaimana diperlihatkan pada Gambar 1.2. Daerah penelitian dapat dikatakan merupakan daerah yang relatif aktif tektonik maupun vulkanik.



Gambar 1.2. Cakupan Daerah Penelitian

Untuk menghasilkan analisis yang komprehensif digunakan data yang mencakup berbagai skala penyelidikan atau disebut sebagai multiskala. Dimulai dari data citra satelit yang mencakup skala penyelidikan dari plurikilometrik sampai metrik, data geofisika dengan skala penyelidikan dari kilometrik sampai metrik dan data observasi geologi langsung dengan skala penyelidikan metrik-sampai centimetrik.

Data citra satelit yang digunakan berupa citra SPOT-5 dalam bentuk data digital. Data citra satelit kepunyaan BATAN tersebut telah melalui proses koreksi geometri dan koreksi atmosferik. Sedangkan data geofisika yang digunakan dalam penelitian ini berupa *raw* data hasil survey geofisika yang dilakukan BATAN

Universitas Indonesia

dalam penelitian Survei Tapak di Jawa Barat dan Banten Tahap Near-Regional I tahun 2009. Data geofisika tersebut berupa data geolistrik, *gravity* dan magnetotellurik.

Berdasarkan uraian di atas, karenanya melalui penulisan tesis ini, dimaksudkan untuk mengemukakan mengenai karakterisasi sesar kapabel di daerah penelitian menggunakan data citra satelit, data geofisika dan didukung oleh data observasi geologi langsung. Oleh karena itu, judul tesis ini yaitu:

“Studi Analisis Multiskala Untuk Karakterisasi Sesar Kapabel di Provinsi Banten Menggunakan Data Citra Satelit, *Gravity*, Geolistrik, dan Magnetotellurik”.

1.2. Pokok Permasalahan

Dalam identifikasi dan karakterisasi sesar di daerah penelitian, permasalahan yang ada adalah:

- a. Bagaimana kondisi geologi dan stratigrafi regional di daerah penelitian?
- b. Bagaimana mengidentifikasi sesar-sesar yang berada di daerah penelitian?
- c. Bagaimana menentukan arah dan kinematika (jenis gerak) serta sejarah/kronologi antar sesar-sesar yang telah teridentifikasi?
- d. Bagaimana menentukan umur pergerakan terakhir sesar-sesar tersebut?

1.3. Tujuan Penulisan

Berdasarkan permasalahan yang diungkapkan di atas, maka tujuan penelitian ini adalah:

1. Memahami struktur geologi dan stratigrafi regional di daerah penelitian berdasarkan informasi geologi dan stratigrafi regional yang telah dipublikasikan termasuk data publikasi sesar aktif di daerah tersebut.
2. Mengetahui sesar-sesar yang berada di daerah penelitian berdasarkan analisis kelurusan data satelit dan dikonfirmasi menggunakan data hasil observasi geologi langsung dan data geofisika yang mencakup data *gravity*, geolistrik, dan magnetotellurik.
3. Mengetahui karakteristik (arah, kinematika dan ekstensi lateral) sesar-sesar yang telah diidentifikasi.
4. Mengetahui kapabilitas sesar-sesar yang telah diidentifikasi tersebut ditinjau dari umur terbentuknya atau aktivitas pergerakan terakhir sesar tersebut.

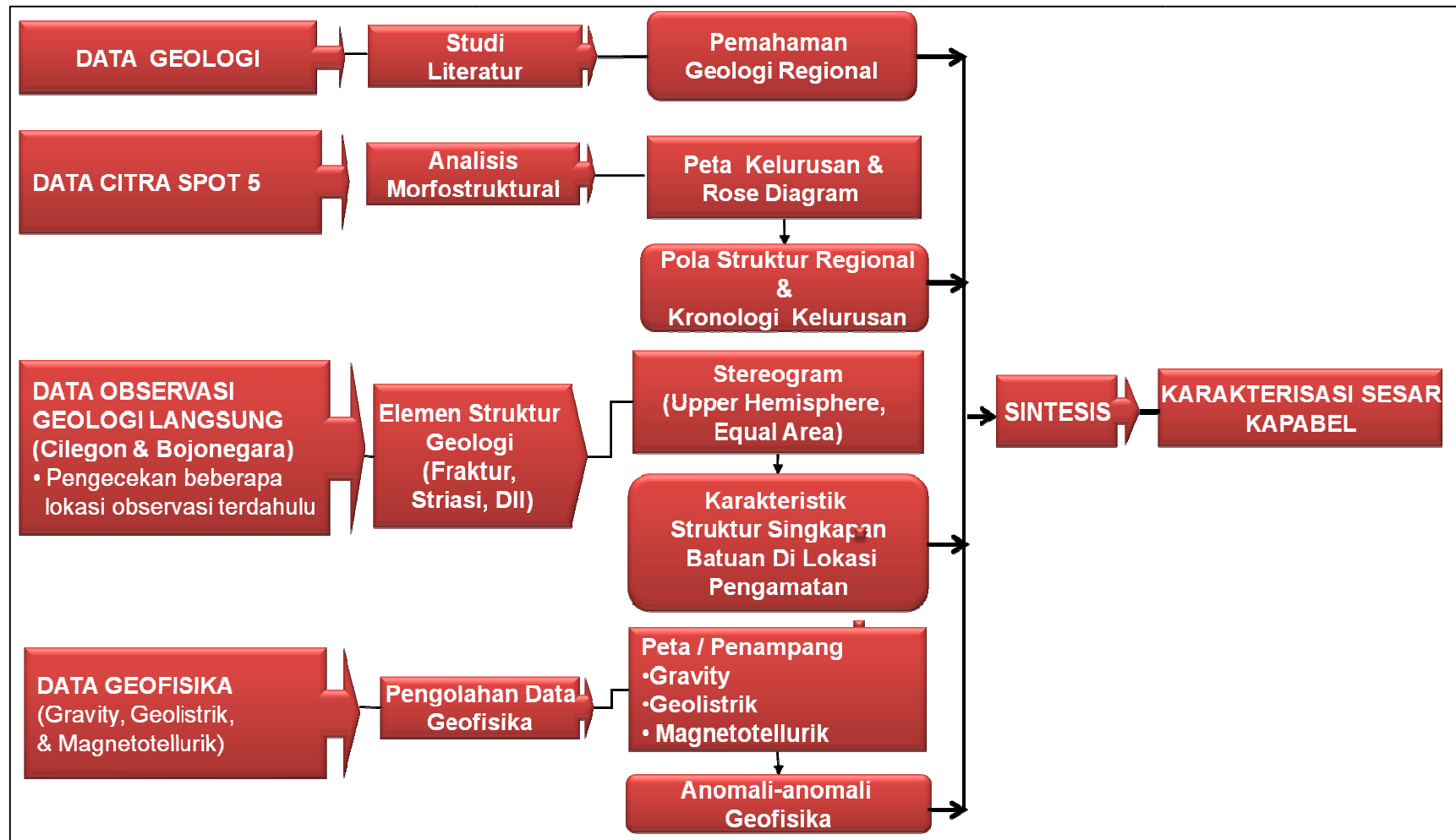
1.4. Metodologi Penelitian

Secara umum penelitian ini dimulai dengan studi literatur dari berbagai data geologi dan stratigrafi daerah penelitian yang telah dipublikasikan sebelumnya. Studi literatur ini bertujuan untuk mendapatkan pemahaman kondisi geologi regional daerah penelitian. Tahap berikutnya adalah analisis kelurusan morfostruktural dari data citra satelit. Hasil dari analisis morfostruktural akan menghasilkan arah kelurusan dominan yang diduga berhubungan dengan sesar

atau pensesaran, frekuensi relatif, panjang kumulatif, dan kronologi dari kelurusan-kelurusan tersebut. Kemudian hasil analisis tersebut dibandingkan dengan data geologi regional, konsep tektonik dan publikasi sesar aktif di daerah penelitian.

Pola kelurusan regional hasil analisis morfostruktural citra satelit yang berhubungan dengan sesar atau pensesaran akan dikonfirmasi oleh analisis hasil pengolahan data observasi geologi langsung dan geofisika yang mencakup anomali *gravity*, geolistrik dan magnetotellurik. Selain itu, kombinasi data geofisika yang ada, digunakan seoptimal mungkin untuk mengetahui ekstensi lateral dari sesar yang telah teridentifikasi.

Struktur-struktur sesar yang telah teridentifikasi, kemudian dianalisis untuk dapat ditentukan karakteristik sesar-sesar tersebut di daerah penelitian dengan didasarkan pada hasil analisis stereogram dari data observasi geologi langsung. Dalam tujuan untuk menentukan kapabilitas sesar, tidak terdapatnya data hasil pentarihan umur batuan (*radiometric age dating*) merupakan *constrain*/pembatas dalam penelitian ini, sehingga penentuan sesar kapabel berdasarkan umur absolut batuan belum dapat dilakukan. Namun demikian, dengan pertimbangan bahwa sebaran batuan *Quaternary* di daerah penelitian merupakan endapan batuan vulkanik yang berasal dari gunung-gunung api yang tersebar di daerah penelitian, maka umur relatif batuan gunung-gunung api tersebut dapat dijadikan satu acuan dalam penentuan kapabilitas sesar.



Gambar 1.3 Metodologi Penelitian

1.5. Sistematika Penulisan

Untuk mendapatkan gambaran yang ringkas dan jelas dari penelitian yang berjudul “Studi Analisis Multiskala Untuk Karakterisasi Sesar Kapabel di Provinsi Banten Menggunakan Data Citra Satelit, *Gravity*, Geolistrik, dan Magnetotellurik”, maka penelitian ini terbagi menjadi 6 (enam) bab, dan tiap-tiap bab dibagi dalam beberapa sub bab. Adapun sistematika penulisan adalah sebagai berikut:

Bab I Pendahuluan, dalam bab ini memuat gambaran umum yang memberikan informasi secara menyeluruh tentang pokok-pokok bahasan dalam tulisan ini. Bab ini meliputi Latar Belakang Masalah, Pokok Permasalahan, Tujuan Penulisan, Metodologi Penelitian Secara Umum dan Sistematika Penulisan.

Bab II Tinjauan Geologi dan Stratigrafi Regional, dalam bab ini dijelaskan tinjauan kepustakaan mengenai geologi dan stratigrafi regional daerah penelitian berdasarkan data-data yang telah dipublikasikan. Bab ini meliputi uraian struktur geologi, stratigrafi, dan kegunungapian di daerah penelitian.

Bab III Konsep Dasar, menguraikan konsep dasar dan alur kerja dari berbagai metode yang digunakan dalam penelitian ini meliputi analisis morfostruktural dari data citra satelit, observasi geologi langsung (elemen struktur geologi: fraktur, pelapisan, striasi dan lain-lain) dan data geofisika (metode *gravity*, metode geolistrik, dan metode magnetotellurik).

Bab IV Data dan Pengolahan Data, menguraikan informasi data yang akan digunakan untuk masing-masing metode dan langkah-langkah detail dalam

pengolahan data untuk metode-metode tersebut.

Bab V Hasil dan Analisis, memuat hasil pengolahan data di Bab IV dan menguraikan analisis dari berbagai metode yang digunakan dalam identifikasi dan karakterisasi sesar kapabel di daerah penelitian.

Bab VI Kesimpulan dan Saran, memuat kesimpulan yang didapat dari penelitian ini dan saran untuk penelitian berikutnya.

BAB 2

TINJAUAN GEOLOGI REGIONAL BANTEN

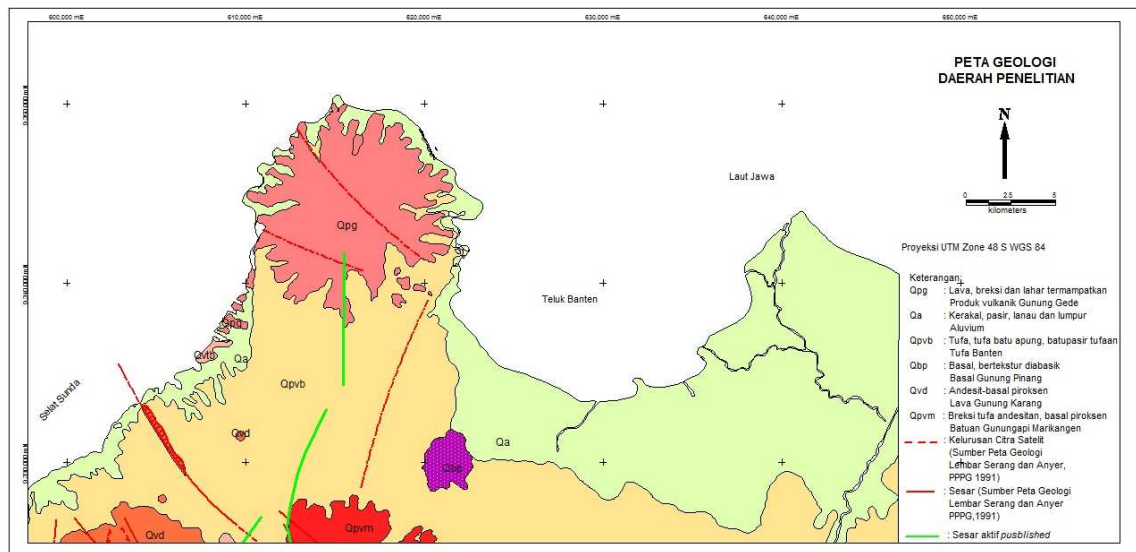
2.1. STRUKTUR GEOLOGI

Pada dasarnya geologi di daerah Banten dan Jawa Barat lebih menunjukkan kemiripan dengan geologi Sumatera bagian Selatan dibandingkan geologi daerah Jawa bagian Tengah dan Timur (Nishimura, 1980 dalam Nishimura et al., 1985). Perbedaan tersebut meliputi ketebalan kerak (*crustal thickness*), *zonal arrangement* dari batuan vulkanik dan lain sebagainya (Nishimura, 1980 dalam Nishimura et al., 1985).

Menurut Van Bemmelen (1949), di daerah Jawa Barat dan sekitarnya termasuk Banten, paling tidak terjadi dua kali periode tektonik besar yaitu periode tektonik *Middle Miocene* dan periode tektonik *Plio-Pleistocene* (BATAN, 2008). Periode tektonik *Middle Miocene* menyebabkan tegasan (*stress*) Utara-Selatan dan membentuk lipatan, sesar dan terjadinya batuan terobosan dasit dan andesit horeblendita (BATAN, 2008). Sedangkan periode tektonik *Plio-Pleistocene* mengakibatkan terbentuknya struktur lipatan dan sesar yang diakibatkan oleh gaya yang mengarah ke Utara serta terjadinya aktivitas magmatisme (BATAN, 2008).

Berdasarkan sejarah geologinya, Martodjojo (1975) membagi Jawa Barat menjadi 4 bagian mulai dari barat laut ke tenggara, yaitu Blok Banten, Blok Jakarta-Cirebon, Blok Sukabumi-Cilacap dan Blok Pegunungan Selatan. Menurut Asril dkk. (1984), struktur geologi yang berkembang di daerah Blok Banten pada umumnya berorientasi arah barat-timur, tetapi arah utama berarah barat laut-

tenggara yang makin ke arah utara berubah sebagian menjadi arah utara-selatan (Hendarmawan dkk, 2009).



Gambar 2.4. Peta Geologi Daerah Penelitian (Sumber: Peta Geologi Lembar Anyer (Santosa, 1991), dan Peta Geologi Lembar Serang, (Rusmana dkk., 1991))

2.2. STRATIGRAFI

Sejarah perkembangan daerah Blok Banten bagian Utara hanya dapat terekam mulai pada zaman bagian tengah Lower Miocene yang berdasarkan pola stratigrafi menunjukkan geometri cekungan relatif dangkal serta dekat dengan zona-zona tinggian (Hendarmawan dkk., 2009). Pola sedimentasinya secara lateral akan membentuk “*onlapping*” dengan batasannya berupa bidang ketidakselarasan (Hendarmawan dkk., 2009).

Pada umumnya, stratigrafi di daerah penelitian merupakan bagian dari tatanan stratigrafi *North-West Java Basin* seperti diperlihatkan Gambar 2.2. Berdasarkan stratigrafi regional diperoleh formasi batuan yang mendasari sedimen *Quaternary* di Utara Banten dan Jawa Barat adalah Formasi Parigi berumur Late

Miocene. Di atas Formasi Parigi terdapat Formasi Cisubuh berumur *Late Pliocene* (BATAN, 2008). Di bawah Formasi Formasi Parigi diendapkan Formasi Cibulakan yang berumur *Late Oligocene – Middle Miocene* (Hasan & Sidi, 2006 dalam BATAN, 2008). Bagian bawah dari Formasi Cibulakan terdiri atas Formasi Talang Akar dan Formasi Baturaja (Hasan & Sidi, 2006 dalam BATAN, 2008).

		ONSHORE N.W. JAVA		OFFSHORE N.W. JAVA	
AGE	PALEO LETTER STAGE	FORMATION/ ZONE	STRATIGRAPHY	FORMATION/ ZONE	STRATIGRAPHY
QUARTERNARY TO PIOCENE	Th	CISUBUH FORMATION		CISUBUH	
LATE MIOCENE	Tg	PARIGI FORMATION		PARIGI LIMESTONE	
MIDDLE MIOCENE	Tf	CIBULAKAN FORMATION Z. 12 Z. 14 Z. 15		POST MAIN	PRE PARIGI
EARLY MIOCENE	Upper Te			BATU RAJA	UPPER CIBULAKAN MASSIVE
		TALANG AKAR	UPPER BATU RAJA		
LATE OLIGOCENE	Lower Te			LOWER CIBULAKAN	BATU RAJA MARINE DELTAIC GRITS.
EARLY OLIGOCENE	Tod	JATIBARANG FORMATION		JATIBARANG VOLCANICS	
UPPER EOCENE	TD				
E. PALEOCENE PRE-TERTIARY		BASEMENT		BASEMENT	

Gambar 2.5. Stratigrafi Regional Jawa Barat Utara, (Hasan & Sidi, 2006 dalam BATAN INPP-10 FR, 2008)

Formasi Parigi diendapkan selaras di atas Formasi Cibulakan Atas. Formasi ini terdiri atas litologi batu gamping karbonat terumbu. Sedangkan

Formasi Cisubuh terdiri atas litologi batulempung dengan sedikit perselingan batupasir dan batugamping (Arpandi & Patmosukismo, 1975). Selain Formasi Cisubuh, terdapat pula formasi vulkanik muda yang diendapkan selaras di atas Formasi Parigi.

Berdasarkan Peta Geologi Lembar Serang dan Anyer yang diperlihatkan pada Gambar 2.1, di bagian utara daerah penelitian didominasi oleh produk vulkanik Gunung Api Gede yang berumur *Pleistocene* dengan kelas litologi berjenis lava. Hasil Gunung Api Gede berupa lahar, lava dan breksi termampatkan.

Sedangkan di bagian selatan dan tengah didominasi oleh Formasi Tufa Banten berumur *Pleistocene* dengan kelas litologi berjenis piroklastik dan endapan aluvium yang terdiri dari kerakal, pasir, lanau dan lumpur (*semi-unconsolidated*). Formasi Tufa Banten tersebut penyebarannya meluas ke arah Selatan dan Timur. Formasi ini terdiri atas batuan tufa sela, tufa berbatu apung dan tufa pasir di bagian atas, sedangkan di bagian bawah terdiri atas tufa hablur, tufa lapili berbatu apung, tufa kaca, dan sisipan tufa lempungan warna merah (Santosa dkk., 1992 dalam Rosid dkk., 2008). Formasi Tufa Banten mempunyai umur yang sedikit lebih muda daripada batuan hasil gunung api Gede (Sucipta et al., 2010).

Selain itu di bagian tengah daerah penelitian, terdapat pula basal batuan Gunung Api Pinang. Bagian sekitar pesisir pantai, sebaran batuan lebih didominasi oleh batuan sedimen aluvial berumur *Holocene*. Bagian selatan daerah penelitian, terdapat andesit-basal piroksen yang berasal dari lava gunung Karang serta breksi tufa andesitan dan basal piroksen gunung Marikangen.

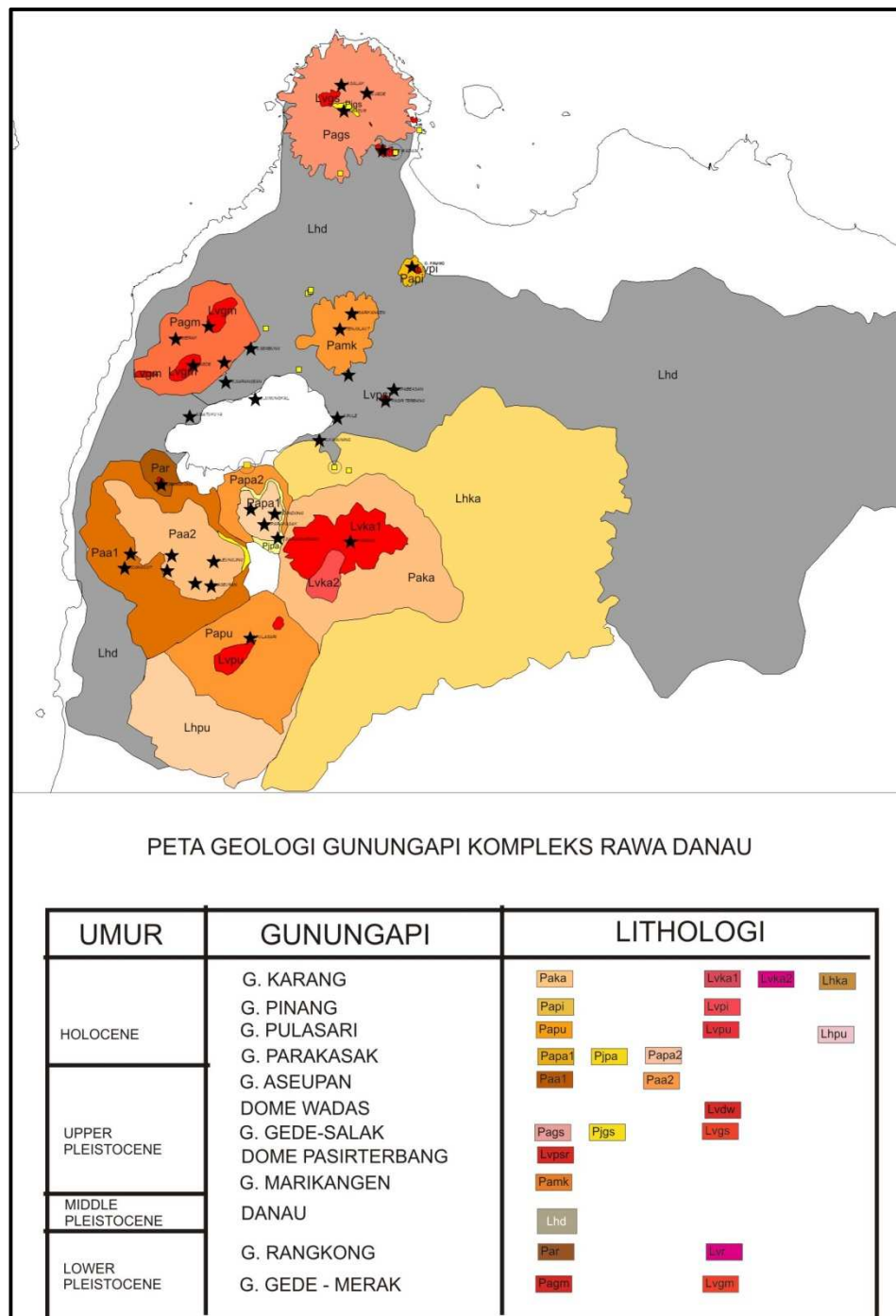
2.3. KEGUNUNGAPIAN

Provinsi Banten mempunyai bentang alam wilayah yang terdiri atas pedataran, perbukitan bergelombang, dan pegunungan. Sebaran gunungapi di wilayah Banten termasuk dalam Kompleks Dano, dan Cibaliung. Gunungapi di Kompleks Dano selain membentuk Kaldera Dano juga kerucut gunungapi komposit sangat tua, seperti Gunungapi Gede-Merak sampai gunungapi aktif masa kini, yakni Gunung Karang dan Gunung Pulasari (Hendarmawan dkk, 2009).

Pada daerah penelitian terdapat setidaknya dua gunungapi utama yaitu Gunungapi Gede-Salak, dan Gunung Pinang. Gunungapi Gede – Salak terletak pada koordinat 106,0641⁰ BT, 5,9239⁰ LS, yaitu di bagian paling utara dari wilayah daerah penelitian seperti diperlihatkan Gambar 2.3. Secara morfologi gunungapi ini berbentuk kerucut disusun oleh tiga puncak gunung yaitu: G.Salak, G.Batur dan G.Gede, serta beberapa berbentuk seperti *dome* misalnya, Dome Wadas (BATAN, 2008). Gunungapi ini berumur *Plietocene* (Rusmana, dkk, 1991, BATAN, 2008). Puncak dari beberapa bentuk kerucut gunungapi ini mempunyai ketinggian antara 300-400 m dan pola kontur menyebar secara konsentris (BATAN, 2008).

Satuan batuan gunungapi ini terdiri dari piroklastik aliran (Pags), piroklastik jatuhan (Pjgs) dan lava andesit (Lvgs) (BATAN, 2008). Piroklastik aliran menunjukkan butiran tidak tersortasi, berukuran bongkah-kerakal, bentuk menyudut tanggung-membulat tanggung (BATAN, 2008). Fragmen Pags terdiri dari andesit, pumice, dalam masadasar material vulkanik (BATAN, 2008). Secara petrografis fragmen merupakan batuan andesit (BATAN, 2008).

Piroklastik jatuhan dari gunungapi Gede-Salak, menunjukkan perlapisan dengan struktur *graded bedding*, berukuran *granule-sand*, berbentuk menyudut tanggung (*blocky*) (BATAN, 2008). Secara petrografis disebut sebagai *crystal tuff* (BATAN, 2008).



Gambar 2.6 Peta Geologi Gunungapi Kompleks Rawa Danau (BATAN, 2008)

Gunung Pinang terletak pada koordinat 106,09820 BT, 6,05770 LS dan merupakan gunungapi dengan ketinggian sekitar 253 m yang terletak di kecamatan Kramatwatu, Provinsi Banten. Pola kontur menyebar secara konsentris akibat cerminan sebaran batuan penyusun yang terdiri dari piroklastik aliran (Papi) dan lava andesit (Lvpi) (BATAN, 2008). Gunungapi ini berumur *Holocene* (Rusmana, dkk, 1991 dalam BATAN, 2008). Piroklastik aliran menunjukkan struktur sedimen perlapisan, tidak tersortasi, fragmen berukuran kerakal-pasir (4-1 cm), berbentuk butiran menyudut tanggung (*blocky*), terusun oleh *lithic* (andesit) (BATAN, 2008).

Berdasarkan data kegunungapian seperti yang telah dijelaskan di atas, dapat disimpulkan bahwa gunungapi-gunung api yang berada di daerah penelitian berumur muda. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa daerah penelitian termasuk ke dalam zona *ring of fire*.

BAB III

KONSEP DASAR

3.1. Sesar dan Sesar Kapabel

Sesar (*fault*) merupakan bidang rekahan atau zona rekahan pada batuan yang sudah mengalami pergeseran (Ragan, 1973). Pada prinsipnya, kriteria yang digunakan dalam identifikasi sesar yaitu (1) diskontinuitas struktur, (2) diskontinuitas litologi, (3) deformasi zona sesar, umumnya berkaitan dengan *weakened rocks*, (4) deformasi di permukaan berkaitan dengan sesar dalam kasus pensesaran yang relatif muda, (5) pola sedimentasi dalam kasus *syndepositional faulting* (Suppe, 1985). *Juxtaposition* dari lapisan batuan dengan umur yang sama namun memiliki tipe batuan atau lingkungan pengendapan yang berbeda merupakan informasi yang penting dalam identifikasi sesar dan berguna dalam estimasi *fault slip* (Suppe, 1985). Namun demikian, tidak adanya diskontinuitas stratigrafi ataupun struktur bukan berarti menunjukkan tidak terdapat sesar pada daerah tersebut atau *fault slip* yang besar disepanjang sesar (Suppe, 1985).

Pada penelitian ini, karakterisasi sesar didefinisikan sebagai proses mengidentifikasi panjang, arah, kemiringan dan kinematika (jenis gerak) sesar tersebut.

Sesar kapabel didefinisikan sebagai sesar yang mempunyai potensi signifikan untuk terjadinya pergeseran di atau dekat dengan permukaan tanah. Definisi sesar kapabel dibatasi pada beberapa faktor yaitu (IAEA SSG-9, 2010):

- a. Pernah mengalami pergerakan di atau dekat permukaan tanah, setidaknya satu kali dalam jangka waktu 35.000 tahun, atau beberapa kali dalam jangka waktu 500.000 tahun.
- b. Terekam secara makro kegempaan dalam instrumen dengan presisi tertentu agar dapat didemonstrasikan hubungan kegempaan dengan sesar.
- c. Sesar yang berhubungan dengan sesar kapabel yang terkarakteristik sebagaimana butir a. dan b., sehingga jika salah satu sesar bergerak maka akan dapat diikuti oleh sesar lainnya.

Dalam menetapkan kapabilitas dari sebuah sesar, BATAN mengambil definisi yang lebih konservatif dari kedua definisi di atas, yaitu mengacu pada definisi yang digunakan di Jepang yang telah diperbaharui sejak terjadinya gempa Chuetsu-Oki tahun 2007 yang mengguncang PLTN Kashiwazaki Kariwa, yaitu ditetapkan batasan umur 120.000 tahun yang semula 50.000 tahun. Secara umur geologi batas tersebut merupakan batas antara Plistosen Tengah (*Middle Pleistocene*) dan Plistosen Akhir (*Upper Pleistocene*). Penetapan tersebut didasarkan pada kesamaan tatanan *geodynamic* dan geologi antara Indonesia (khususnya Pulau Jawa) dengan Jepang yang berada pada zona *ring of fire*. Gambar 3.1 memperlihatkan batas umur terbentuk atau pergerakan terakhir sesar untuk dapat dikatakan sebagai sesar kapabel atau tidak kapabel.

KODE	UMUR PENGENDAPAN	KETERANGAN	
Q2	Plistosen Akhir (0.126 +/- 0.005)	Batas atas pengendapan jaman kedua pada perioda kuarter	Kapabel
Q1	Plistosen Tengah (0.781 +/- 0.005)	Batas atas pengendapan jaman pertama pada perioda kuarter	
QT	Plistosen Awal (1.806 +/- 0.005)	Batas pengendapan lapisan perioda kuarter dan tersier	Tidak Kapabel

Gambar 3.7. Definisi Sesar Kapabel Berdasarkan Umur

3.2. Konsep Dasar Analisis Morfostruktural Citra Satelit

3.2.1. Pengertian Kelurusan Morfologi

Analisis morfostruktural bertujuan untuk memberikan gambaran mengenai pola struktur regional dan kronologi kelurusan (PPBGN-BATAN dkk, 2000). Beberapa definisi kelurusan yang diambil dari berbagai publikasi adalah sebagai berikut:

- a) Kelurusan adalah sebuah pola atau “gambar” dalam representasi faktual (foto, peta, model) baik dari permukaan bumi ataupun bawah permukaan bumi dan “gambar” tersebut harus linier (lurus), kontinyu, terekspresikan secara layak (mempunyai titik akhir yang jelas, lebar tertentu dan azimuth) serta dapat dihubungkan dengan fitur-fitur bumi (Cristhoper, 1982);
- b) Kelurusan juga dapat didefinisikan sebagai fitur permukaan linear yang dapat dipetakan dan dapat dibedakan dari pola-pola fitur yang berdekatan ataupun refleksi dari fenomena bawah permukaan (Sarp, 2005);

- c) Kelurusan adalah semua *extensive linear surface* di bumi, dalam bentuk *fault line* ataupun *fracture line*. Hobbs (1904) menggunakan istilah kelurusan pertama kali untuk mendefinisikan “*significant line of landscape which reveals the hidden architecture of rock basement*”(Abdullah et al. 2009).

Kelurusan di bawah permukaan dikatakan valid apabila sumber kelurusan tersebut dikontrol oleh struktur geologi seperti *fault* ataupun *fracture* (Sarp, 2005). Tipe kelurusan lainnya yang dihasilkan dari efek morfologi (seperti aliran sungai, *drainage divides*) ataupun efek kegiatan manusia (jalan, batas wilayah) juga dapat muncul pada suatu daerah (Sarp, 2005).

Citra satelit dan foto udara telah digunakan secara luas dalam mengekstraksi kelurusan untuk berbagai tujuan. Citra satelit didapatkan dari variasi interval panjang gelombang dari spektrum elektromagnetik sehingga menjadi alat yang lebih baik dalam membedakan kelurusan dan menghasilkan informasi yang lebih baik dibandingkan foto udara.

Analisis kelurusan morfologi dilakukan menggunakan metode dan formula Sastratenaya (1991) bahwa untuk suatu kelas arah dari sistem kelurusan jika $Q < 1$ maka mencerminkan sistem kelurusan “relatif tua” dan jika $Q > 1$ maka mencerminkan sistem kelurusan “relatif muda”. Dengan,

$$Q = \frac{PK}{FR} = \frac{\text{Panjang Kumulatif (\%)}}{\text{Frekuensi Relatif (\%)}} \quad (3.1)$$

dimana sebaiknya harga $Q < 0,9$ atau $Q > 1,1$.

Arah-arrah kelurusan dominan ditentukan berdasarkan pada jumlah presentase PK dan FR, semakin besar semakin dominan; dimana harga PK dan FR sebaiknya di atas harga tengah.

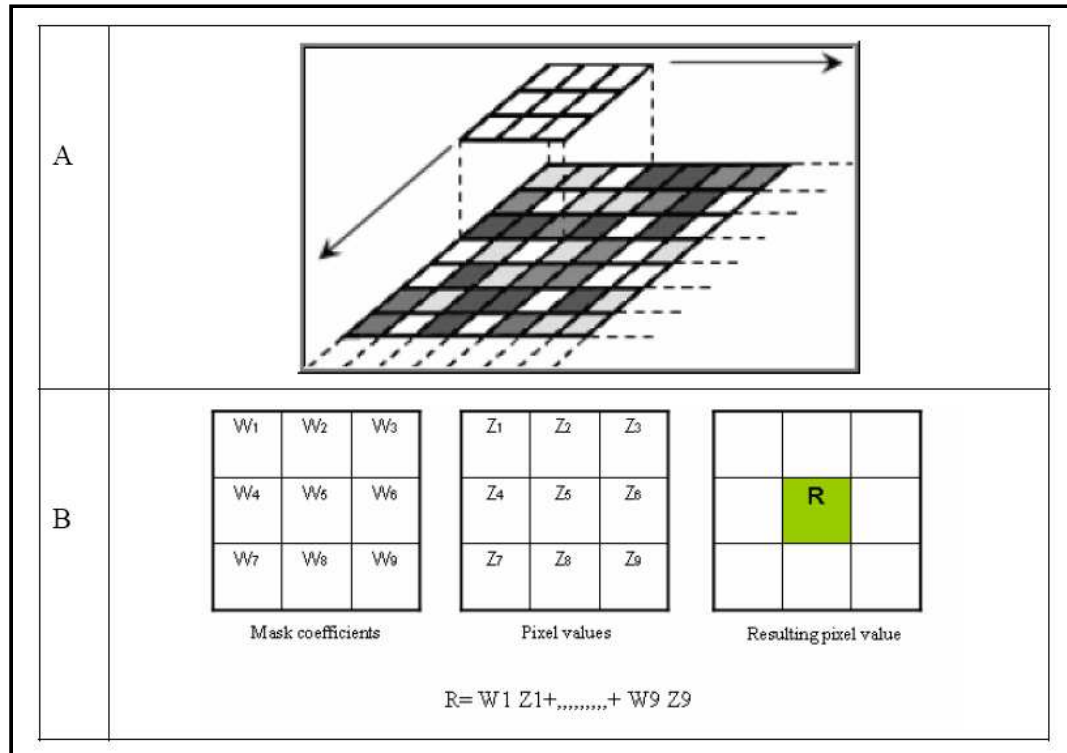
3.2.2. Penajaman Citra Satelit

Pengolahan data citra satelit terdiri atas dua tahap utama yaitu tahap pengolahan awal (*pre-processing*) dan pengolahan (*processing*) data. Tahapan *pre-processing* mencakup proses pemotongan (*cropping*) sesuai dengan lokasi yang akan diamati, digitasi peta topografi, koreksi geometri dan koreksi atmosferik.

Sedangkan tahap *processing* citra satelit mencakup penajaman citra serta ekstraksi informasi. Penajaman citra dilakukan untuk memberikan pengaruh gambaran visual yang dapat membantu memberikan informasi bagi interpreter. Untuk dapat melakukan ekstraksi kelurusan secara manual, Gulcan Sarp (2005) menggunakan berbagai metode yaitu metode *Edge Enhancement Filtering*, *Principal Component Analysis (PCA)*, *Spectral Rationing*, dan *Color Composite* (Gulcan Sarp, 2005). Namun demikian, beberapa publikasi ilmiah lebih memilih operasi *Edge Enhancement Filtering* dalam ekstraksi kelurusan, diantaranya Süzen dan Toprak (1998) (Süzen & Toprak, 1998 dalam Sarp, 2005), Mah et al. (Mah et al., 1995 dalam Sarp, 2005) dan Chang et al. (Chang et al., 1998 dalam Sarp, 2005). Dalam penelitian ini dipilih metode *Edge Enhancement Filtering* untuk mengekstraksi kelurusan secara manual.

Salah satu karakteristik dari citra satelit adalah sebuah parameter yang disebut *spatial frequency* yang didefinisikan sebagai jumlah perubahan nilai *brightness* per satuan jarak untuk bagian tertentu dari citra tersebut (Sarp, 2005). Jika terdapat perubahan yang sangat kecil dalam nilai *brightness* dari suatu area dalam citra tersebut maka area ini disebut sebagai area berfrekuensi rendah. Sebaliknya bila nilai *brightness* berubah secara dramatis pada jarak yang cukup dekat maka area ini disebut sebagai area dengan *high frequency detail* (Sarp, 2005). Operasi *filtering* digunakan untuk memberikan penegasan (*emphasizing*) *spatial frequency* dari sebuah citra (Sarp, 2005). Dengan demikian, operasi *filtering* akan menajamkan (*sharpen*) batas yang muncul dari unit-unit yang berdekatan (Sarp, 2005).

Proses *filtering* pada umumnya berkaitan dengan penggerakan window dalam ukuran kernel tertentu (misalnya dalam bentuk matriks 3x3, 5x5, 7x7 dan lain-lain) (Sarp, 2005). Untuk setiap piksel dalam *file* keluaran akan menghasilkan nilai digital baru yang dihitung berdasarkan *window* tersebut dan menggantikan *central pixel* dari *window* tersebut (Sarp, 2005). Gambar 3.2 memperlihatkan dasar dari proses *filtering* dimana *mask coefficient* adalah koefisien untuk matriks window dan R adalah hasil piksel keluaran setelah melalui proses filter (Sarp, 2005).



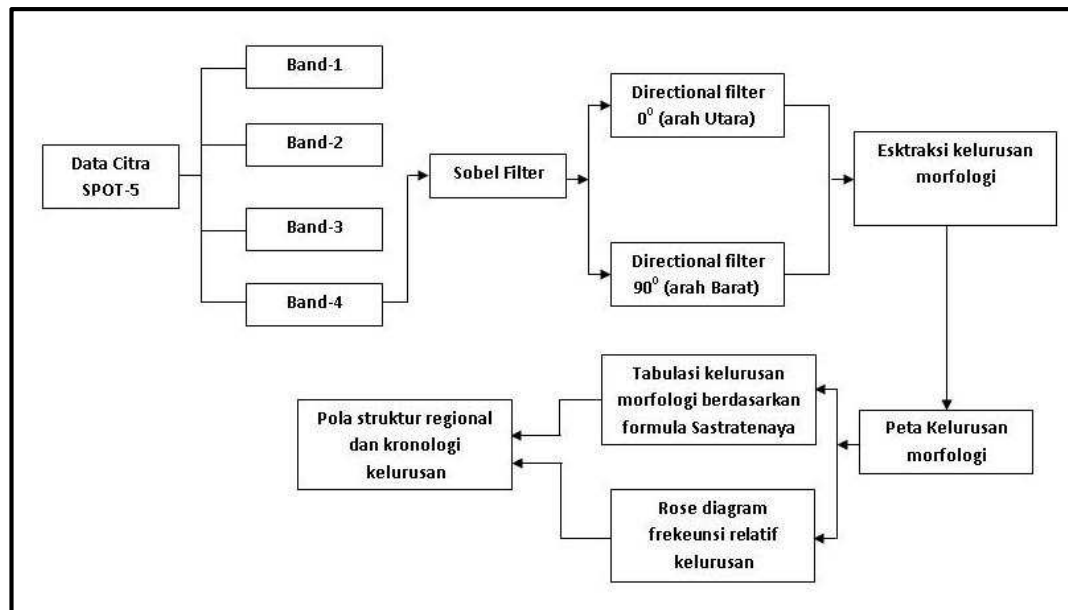
Gambar 3.8. Skema Proses Filtering Menggunakan Window dengan Ukuran Kernel Tertentu (Sarp, 2005)

Filter *edge enhancement* dirancang untuk dapat menajamkan fitur-fitur linier seperti jalan, sungai, sesar, dan lain-lain (Sarp, 2005). Filter tersebut dapat berupa *directional* dan *non directional* filter (Sarp, 2005).

Directional filter digunakan untuk menajamkan fitur yang berorientasi pada arah tertentu. Contoh *directional* filter adalah gradient-Sobel, gradient-Prewitt dan gradient-Robert (Sarp, 2005). Pada *non-directional* filter semua arah akan ditajamkan kecuali pada obyek linier yang searah pergerakan filter. Contoh filternya adalah Laplacian filter.

3.2.3. Alur Kerja

Sebagaimana telah dijelaskan, pengolahan data citra mencakup tahapan *pre-processing* dan *processing*. Data citra yang digunakan dalam penelitian ini telah melalui proses *pre-processing* sebelumnya sehingga tidak perlu dilakukan koreksi geometri dan koreksi atmosferik.



Gambar 3.9. Alur Kerja Analisis Morfostruktural

Secara umum, langkah pengolahan data citra satelit dalam penelitian ini seperti diperlihatkan Gambar 3.3, meliputi pemotongan data citra satelit sesuai dengan cakupan daerah penelitian, pemilihan *band* yang dianggap memiliki tingkat ketajaman yang paling baik diantara *band* lainnya. *Band* yang terpilih kemudian difilter menggunakan filter Sobel dan *directional* filter arah 0^0 dan 90^0 .

Kemudian dilakukan penarikan kelurusan pada citra yang telah diolah. Informasi setiap kelurusan yang ditarik, terekam dalam bentuk tabulasi panjang dan arah kelurusan. Data panjang dan arah setiap kelurusan kemudian diolah

secara statistik menggunakan Formula Sastratenaya (1991) untuk dapat dianalisis arah dominan struktur secara regional dan kronologi kelurusannya. Hasil dari analisis morfostruktural tersaji dalam bentuk tabel dan *rose diagram*.

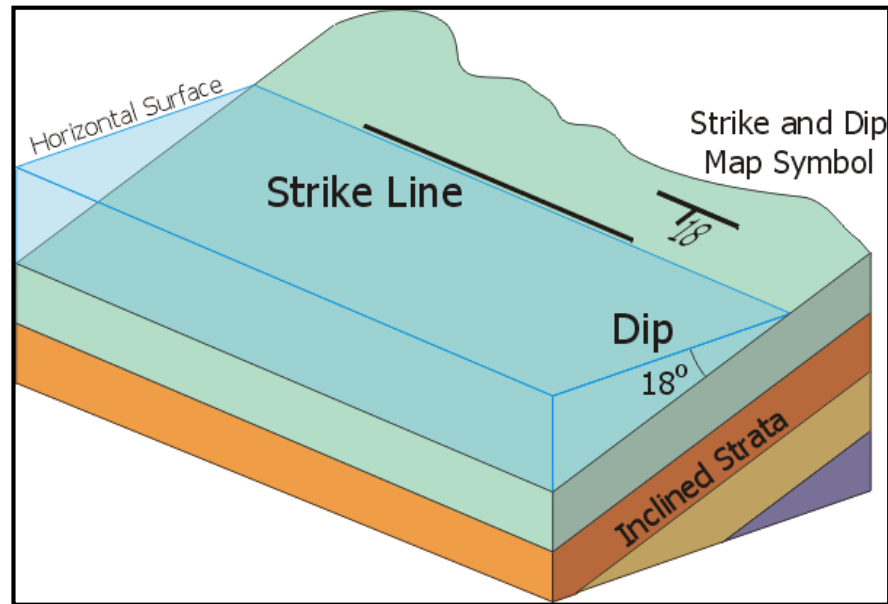
3.3. Fraktur dan Stri

Pada dasarnya data observasi geologi yang digunakan berupa data-data kekar dan fraktur serta stri yang terlihat pada singkapan-singkapan yang ditemui di lapangan. Fraktur adalah suatu gejala pada singkapan satuan batuan di muka bumi yang bersifat sesar dan kekar. Sedangkan stri adalah garis halus yang merambat pada siklus beban.

Terdapat beberapa klasifikasi kekar bergantung pada dasar klasifikasi yang digunakan. Salah satu dasar klasifikasi yang sering digunakan adalah berdasarkan genesa atau cara terjadinya kekar tersebut yang berhubungan dengan gaya pembentuk kekar. Klasifikasi kekar berdasarkan genesa terdiri dari (Suppe, 1985):

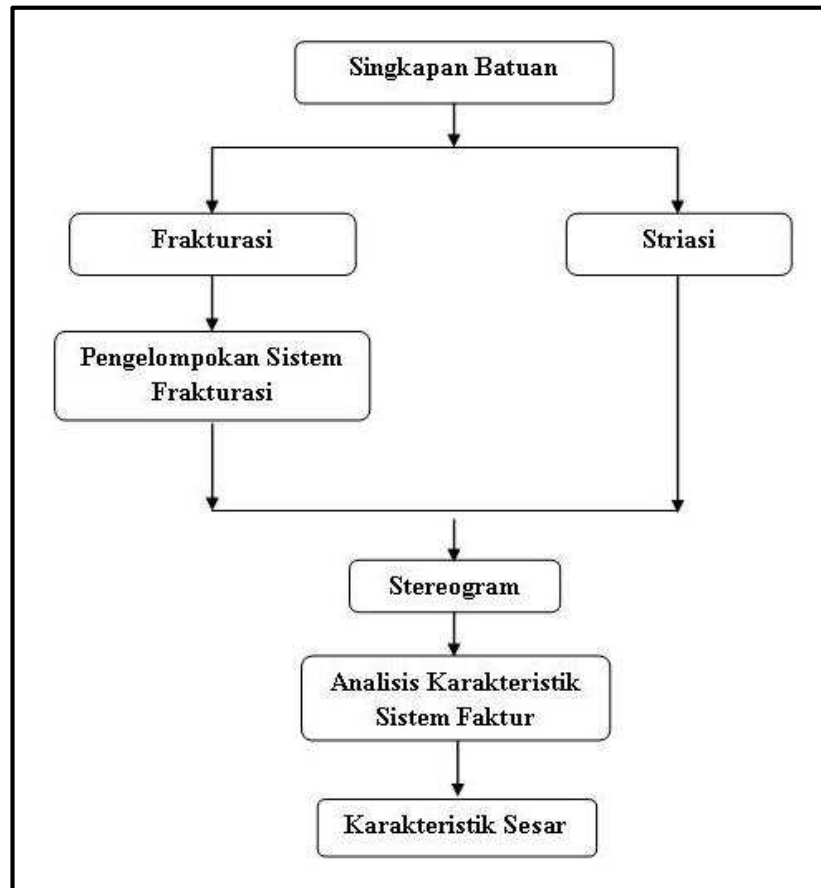
- a) Kekar gerus (*Shear Joint*), terjadi akibat adanya tegasan tekanan (*compressive stress*).
- b) Kekar tegangan (*Tension Joint*), terjadi akibat adanya gaya tarikan. Kekar tegangan dapat dibedakan menjadi kekar tarik (*extension joint*) dan *release joint*.

Fraktur yang terukur dilapangan dikarakterisasi menggunakan parameter *strike* dan *dip*. *Strike* adalah perpotongan bidang miring dan bidang horisontal semu. Sedangkan *dip* adalah besaran sudut vertikal pada arah tegak lurus *strike*.



Gambar 3.10 Contoh Skema Strike dan Dip (Sumber: facweb.bhc.edu)

Data berupa *strike* dan *dip* dari tiap kekar baik kekar tegangan maupun kekar gerus yang ditemui di lapangan, dikelompokkan ke dalam beberapa sistem frakturs. Kemudian titik-titik yang telah dikelompokkan, diplot dalam bentuk stereogram. Sistem fraktur yang teridentifikasi merupakan indikasi sistem sesar yang berkembang di daerah pengamatan. Oleh karena itu, dengan menganalisis hasil stereogram dapat diketahui karakteristik sistem sesar yang berkembang di lokasi tersebut. Karakteristik yang dimaksud, meliputi arah pergerakan dan kemiringan sesar. Pembuatan stereogram dilakukan dengan bantuan perangkat lunak Stereonet. Gambar 3.5 memperlihatkan alur kerja pengolahan data hasil observasi geologi langsung.



Gambar 3.11. Alur Kerja Pengolahan Data Hasil Observasi Geologi Langsung

3.4. Metode *Gravity*

3.4.1. Konsep Dasar

Metode *gravity* pada dasarnya berkaitan erat dengan pengukuran variasi medan gravitasi bumi. Prinsip dasar dari gaya gravitasi diekspresikan oleh Hukum Newton: gaya antara dua partikel bermassa m_1 dan m_2 yang secara langsung proporsional terhadap perkalian dua massa tersebut dan berbanding terbalik terhadap kuadrat jarak antara pusat-pusat massa tersebut (Telford et al., 1990). Secara matematis dituliskan sebagai berikut (Telford et al., 1990):

$$F = \gamma \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) \mathbf{r}_1 \quad (3.2)$$

dimana: F adalah gaya pada m_2 , r_1 adalah vektor satuan dengan arah dari m_2 ke m_1 , r adalah jarak antara kedua massa, dan γ adalah konstanta gravitasi = $6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$. Dari Persamaan (3.2) dapat diturunkan persamaan untuk percepatan gravitasi yang dialami m_2 akibat keberadaan m_1 , yaitu (Telford et. al., 1990):

$$\mathbf{g} = \frac{\gamma m_1}{r^2} \mathbf{r}_1 \quad (3.3)$$

dimana: g adalah percepatan gravitasi. Jika m_1 adalah massa bumi yang disimbolkan dengan M_e , maka Persamaan (3.3) menjadi (Telford et al., 1990),

$$\mathbf{g} = \frac{\gamma M_e}{R_e^2} \mathbf{r}_1 \quad (3.4)$$

dengan R_e adalah jari-jari bumi dan vektor r_1 mengarah ke pusat bumi. Nilai percepatan gravitasi bumi yang terukur di permukaan bumi adalah 980 cm/s^2 . Karena bumi bukanlah bola homogen yang sempurna, maka nilai percepatan gravitasi tidaklah tetap di seluruh permukaan bumi (Telford et al., 1990).

Besar percepatan gravitasi bergantung pada lima faktor yaitu posisi lintang (*latitude*), ketinggian (*elevation*), topografi, pasang surut, dan variasi densitas di bawah permukaan bumi. Eksplorasi *gravity* berkaitan erat dengan anomali akibat faktor yang terakhir yaitu variasi densitas (Telford et al., 1990). Anomali densitas

ini secara umum lebih kecil dibandingkan perubahan nilai percepatan gravitasi akibat posisi lintang dan ketinggian (Telford et al., 1990).

Untuk itu, agar mendapatkan hasil yang akurat, nilai percepatan gravitasi yang terbaca pada instrumen harus dikoreksi terlebih dahulu. Koreksi-koreksi yang dilakukan adalah koreksi *drift*, koreksi lintang, koreksi pasang surut, koreksi *free-air*, koreksi Bouguer, dan koreksi *terrain*. Ketika semua koreksi telah dilakukan terhadap nilai gravitasi yang terbaca maka didapat nilai anomali Bouguer untuk stasiun pengukuran. Secara lebih detail koreksi-koreksi yang harus dilakukan adalah sebagai berikut:

a. Koreksi apungan (*drift*)

Koreksi *drift* dilakukan sebagai akibat adanya perbedaan pembacaan gravitasi dari stasiun yang sama pada waktu yang berbeda, yang disebabkan karena adanya guncangan pegas alat gravimeter selama proses transportasi dari satu stasiun pengukuran ke stasiun lainnya. Perhitungan koreksi tersebut dilakukan melalui persamaan berikut:

$$drift = \left(\frac{g_{akhir} - g_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} \right) \times (t_n - t_{awal}) \quad (3.5)$$

dengan g_{akhir} adalah percepatan gravitasi yang terukur pada akhir loop pengukuran, g_{awal} adalah percepatan gravitasi yang terukur pada saat awal loop pengukuran, t_{akhir} adalah waktu yang tercatat pada saat pengukuran g_{akhir} , t_{awal}

adalah waktu yang tercatat pada saat pengukuran g_{awal} dan t_n adalah waktu yang tercatat pada saat pengukuran di stasiun pengukuran.

b. Koreksi Lintang (Spheroid)

Bentuk bumi lebih mendekati bentuk spheroid, sehingga digunakan spheroid referensi sebagai pendekatan untuk muka laut rata-rata (geoid) dengan mengabaikan efek benda di atasnya. Spheroid referensi ($g_{lintang}$) diberikan oleh persamaan (Woolard, 1979 dalam Telford et al., 1990):

$$g_{lintang} = 978031,846(1 + 0,005278895 \sin^2 \varphi + 0,000023462 \sin^4 \varphi) \quad (3.6)$$

dengan φ adalah sudut lintang dalam radian.

c. Koreksi pasang surut (tidal)

Instrumen pengukuran *gravity* cukup sensitif terhadap perubahan nilai g akibat pergerakan matahari dan bulan (Telford et al., 1990). Koreksi tidal dilakukan untuk menghilangkan efek gravitasi benda-benda di luar bumi seperti matahari dan bulan. *Range* nilai koreksi ini sekitar 0,3 mGal (Telford et al., 1990).

d. Koreksi *free-air*

Variasi gravitasi berbanding terbalik dengan kuadrat jarak, sehingga dibutuhkan koreksi untuk perubahan ketinggian antara satu stasiun pengukuran terhadap spheroid referensi. Koreksi *free air* tidak memperhitungkan material

yang ada di antara stasiun dan *datum plane* (Telford et al., 1990). Dengan bekal informasi elevasi di setiap stasiun pengukuran, koreksi *Free Air* (FAC) dilakukan menggunakan persamaan:

$$FAC = 0,3086 \left(\frac{\text{mGal}}{\text{m}} \right) \times h(\text{m}) \quad (3.7)$$

dimana h adalah elevasi. Besar anomali *free air* (*Free Air Anomaly*, FAA), dihitung menggunakan Persamaan (3.8) dengan input nilai anomali absolut, g_{intang} dan FAC.

$$FAA = g_{\text{obs}} - g_{\text{intang}} + FAC \quad (3.8)$$

dimana g_{obs} (anomali absolut) adalah percepatan gravitasi absolut di stasiun pengukuran yang telah dikoreksi *drift*.

e. Koreksi Bouguer

Koreksi Bouguer memperhitungkan interaksi material yang berada antara stasiun pengukuran dan *datum plane* (Telford et al., 1990). Koreksi ini dilakukan dengan menggunakan pendekatan benda berupa *slab* tak berhingga yang besarnya diberikan oleh persamaan:

$$BC = 2\pi G h \rho \quad (3.9)$$

dengan $G = 6,67 \times 10^{-6} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2 \cdot (\text{mGal}/\text{ms}^{-2})$, h adalah elevasi (meter), ρ adalah densitas (kg/m^3) dan BC adalah koreksi Bouguer. Nilai koreksi tersebut sangat sensitif terhadap nilai densitas yang digunakan. Telford et al. (1990) menyebutkan nilai $2670 \text{ kg}/\text{m}^3$ sebagai nilai densitas rata-rata *crustal rock* di seluruh permukaan bumi (W. M. Telford et al., 1990). Namun demikian terdapat beberapa metode yang dapat digunakan untuk mengestimasi nilai densitas, diantaranya menggunakan metode Nettleton dan Parasnis (Telford et al., 1990).

Metode Nettleton merupakan salah satu metode yang cukup memuaskan dalam memperkirakan *Bouguer density* dengan menggunakan profil gravitasi terhadap topografi yang tidak berkorelasi dengan variasi densitas (Nettleton, 1976 dalam Telford et al, 1990). Metode ini dilakukan dengan membuat profil gravitasi Bouguer dengan nilai asumsi densitas (ρ) yang berbeda.

Sedangkan metode Parasnis merupakan metode dengan pendekatan analitis yang hampir mirip dengan metode grafik Nettleton (Telford et al., 1990). Metode ini menggunakan gradien dari persamaan garis linier untuk mendapatkan nilai densitas. Persamaan yang digunakan:

$$\text{anomali absolut} - g_{normal} + 0.3085h = (0.04913h - \frac{\text{koreksi Terrain}}{\rho_{tab}})\rho \quad (3.10)$$

dimana h adalah elevasi dalam meter, ρ_{tab} adalah nilai densitas tabulated atau nilai densitas yang dipakai pada saat koreksi terrain dan ρ adalah *nilai Bouguer*

density yang dicari. Setelah dilakukan koreksi Bouguer, maka anomali gravitasi menjadi *Simple Bouguer Anomaly* (SBA) dengan persamaan:

$$SBA = FAA - BC \quad (3.11)$$

f. Koreksi medan (terrain)

Undulasi topografi mempengaruhi nilai percepatan gravitasi yang terukur. Dalam penerapan koreksi medan, efek gravitasi akibat topografi yang tidak rata harus ditambahkan ke dalam SBA. Secara matematis *Complete Bouguer Anomaly* (CBA) menjadi:

$$CBA = SBA + TC \quad (3.12)$$

Jika bumi tidak mempunyai variasi densitas secara lateral, maka setelah koreksi-koreksi di atas dilakukan, nilai percepatan gravitasi yang terbaca akan identik di setiap titik di permukaan bumi (Telford et al., 1990).

Medan gravitasi adalah sebuah superposisi anomali-anomali yang dihasilkan dari perubahan densitas pada berbagai kedalaman (Telford et al., 1990). Efek dari massa yang berada pada kedalaman yang cukup dalam disebut regional (Telford et al., 1990). Medan gravitasi setelah *noise* akibat efek massa dekat permukaan (*near surface effect*) dan regional telah dihilangkan, disebut residual (Telford et al, 1990). Terdapat beberapa metode yang digunakan dalam proses *residualizing*. Namun demikian, dalam penelitian ini, metode *residualizing* yang digunakan adalah *grid filtering*.

3.4.2. Alur Kerja

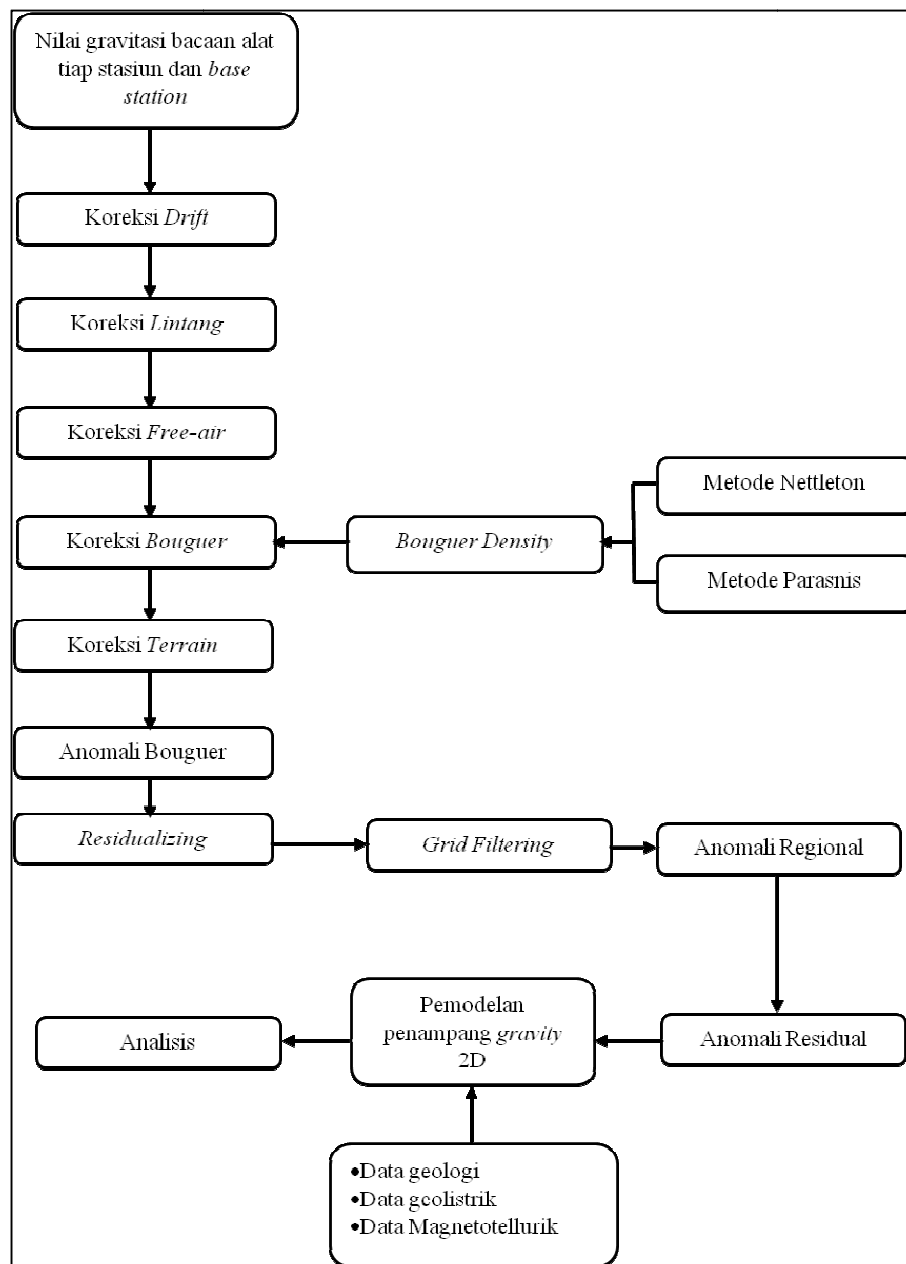
Secara umum, alur kerja dalam pengolahan data *gravity* diperlihatkan pada Gambar 3.6. Langkah pertama dalam metode *gravity* adalah melakukan pengolahan data yang mencakup koreksi-koreksi seperti yang telah dijelaskan sebelumnya. Koreksi yang pertama kali dilakukan adalah koreksi *drift*.

Koreksi *drift* dilakukan dalam satu *loop* pengukuran untuk masing-masing titik ukur. Input yang dibutuhkan untuk melakukan koreksi ini adalah data waktu pengukuran titik ukur dan *base station* serta nilai percepatan gravitasi *base* pada saat awal dan akhir pengukuran.

Nilai bacaan alat yang telah dikonversi ke dalam mgal dan telah dikoreksi *drift* untuk selanjutnya akan disebut nilai "new read". Kemudian untuk menghitung absolut anomali di setiap stasiun pengukuran, terlebih dahulu dihitung selisih nilai percepatan gravitasi "new read" dari stasiun pengukuran relatif terhadap *base station*. Selisih nilai tersebut selanjutnya disebut sebagai "delta g". Penjumlahan antara nilai delta g dengan nilai absolut gravitasi yang terukur di *base station*, merupakan nilai "absolut anomali".

Koreksi berikutnya adalah koreksi lintang. Dengan Persamaan (3.6) dan input koordinat lintang di setiap stasiun pengukuran, maka didapatkan nilai percepatan gravitasi yang telah dikoreksi lintang dan selanjutnya disebut sebagai " g_{lintang} ". Kemudian dilakukan perhitungan koreksi *free-air* menggunakan Persamaan (3.7). Dengan mengetahui nilai koreksi *free-air* maka dapat dihitung nilai anomali *free-air* menggunakan Persamaan (3.8).

Selanjutnya adalah menghitung koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*, BC). Untuk dapat menghitung koreksi Bouguer terlebih dahulu dilakukan estimasi densitas menggunakan metode Nettleton dan Parasnis. Hasil kedua metode tersebut kemudian dibandingkan dan dianalisis. Nilai gravitasi yang telah dikoreksi oleh nilai BC disebut sebagai nilai SBA. Untuk mendapatkan nilai CBA maka dilakukan koreksi terrain terhadap nilai SBA.



Gambar 3.12. Alur Kerja Metode Gravity

Data anomali Bouguer yang telah dikoreksi, disajikan dalam bentuk peta anomali Bouguer. Peta ini hanya menunjukkan perbedaan percepatan gravitasi secara horizontal, sehingga hanya perubahan densitas secara lateral yang dapat memberikan anomali.

Tahap berikutnya adalah memisahkan antara anomali regional dengan anomali residual. Metode *residualizing* yang digunakan adalah metode *grid filtering*.

Hasil proses *residualizing* berupa anomali residual dari kedua metode. Berdasarkan peta kontur anomali residual, data geologi, data geolistrik dan data magnetotellurik, dilakukan *slicing* pada daerah yang diprediksi memiliki anomali gravitasi yang mengarah pada keberadaan sesar. Kemudian hasil *slicing* digunakan untuk melakukan pemodelan bawah permukaan 2D dengan bantuan perangkat lunak Grav2d.

3.5. Metode Geolistrik

3.5.1. Konsep Dasar

Geolistrik adalah metode geofisika aktif yang menggunakan arus listrik untuk menyelidiki material di bawah permukaan bumi (Telford et al., 1990). Dikatakan metode geofisika aktif karena metode ini menggunakan sumber buatan berupa arus listrik yang diinjeksikan ke dalam tanah melalui beberapa elektroda (Telford et al., 1990). Azas kelistrikan berlaku pada lapisan-lapisan batuan bawah

permukaan dapat diterapkan pada aliran listrik di dalam lapisan-lapisan batuan (Munadi, 2001).

Hal tersebut dimungkinkan karena pada umumnya lapisan-lapisan batuan bawah permukaan tersebut terdiri atas butiran dan pori-pori yang berisi fluida (Munadi, 2001). Butiran-butiran tersebut adalah mineral-mineral yang mempunyai komposisi kimia tertentu (Munadi, 2001). Sementara fluida yang mengisi pori-pori melarutkan sebagian dari mineral-mineral tersebut sehingga fluida menjadi bersifat elektrolit atau mampu menjadi penghantar arus listrik (Munadi, 2001).

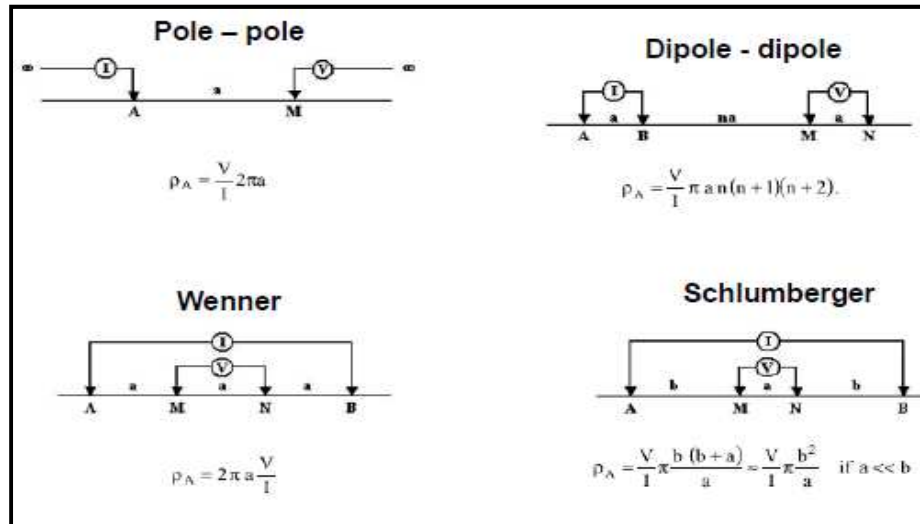
Pengukuran resistivitas sangat dipengaruhi oleh variasi lokal dari konduktivitas permukaan yang disebabkan oleh pelapukan dan kelembapan (Telford et al., 1990). Begitu pula dengan topografi yang mampu memberikan distorsi terhadap data resistivitas terukur (Telford et al., 1990).

3.5.1.1. Konfigurasi Elektroda

Ada berbagai cara untuk menancapkan elektroda dari resistivitymeter. Masing-masing cara ini mempunyai rumusan khusus dalam menghitung besarnya nilai daya hantar listrik batuan yang dilaluinya (Suprajitno M., 2001). Cara pengukuran ini dinamakan konfigurasi pengukuran.

Terdapat beberapa konfigurasi elektroda, diantaranya adalah Pole-pole, Dipole-dipole, Wenner, dan Schlumberger, seperti yang terlihat pada Gambar 3.7. Pada konfigurasi Wenner, tiap elektroda potensial dipisahkan sejauh a dengan besar a adalah sepertiga dari jarak antar elektroda arus (Dobrin, 1988). Untuk geometri elektroda seperti ini, maka *apparent resistivity* menjadi (Dobrin, 1988):

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (3.13)$$



Gambar 3.13. Macam-macam Konfigurasi Elektroda

Pada pengukuran menggunakan konfigurasi Schlumberger, operator meningkatkan spasi elektroda dengan memperlebar jarak antar elektroda arus biasanya dalam skala logaritmik (Dobrin, 1988). Jarak antar elektroda potensial diasumsikan sangat kecil sehingga apparent resistivity pada titik tengah konfigurasi Schlumberger menjadi (Dobrin, 1988):

$$\rho_a = \frac{\pi b^2 \Delta V}{a I} \quad (3.14)$$

Konfigurasi dipole merupakan salah satu konfigurasi yang baru diperkenalkan disbanding konfigurasi Wenner dan Schlumberger. Konfigurasi ini digunakan sebagai konfigurasi dengan penetrasi bawah permukaan yang dalam. Konfigurasi Dipole pada prinsipnya menggunakan empat buah elektroda yaitu pasangan elektroda arus (AB) yang disebut *Current Dipole* dan pasangan

elektroda potensial (MN) yang disebut *Potential Dipole*. *Current Dipole* dan *Potential Dipole* mempunyai jarak yang terdefiniskan dengan baik. Jika jarak antar elektroda arus, a , dan jarak antar elektroda potensial, b , adalah sama, dan jarak antara titik tengah kedua pasang elektroda adalah $(n+1)a$, maka *apparent resistivity* dari konfigurasi dipole-dipole menjadi:

$$\rho_a = n(n+1)(n+2)\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (3.15)$$

3.5.1.2. Sifat Kelistrikan Batuan dan Mineral

Survei geolistrik memberikan gambaran distribusi resistivitas bawah permukaan. Untuk dapat mengubah informasi resistivitas menjadi gambaran geologi, dibutuhkan pengetahuan terkait nilai resistivitas dari berbagai jenis material bawah permukaan dan pengetahuan geologi daerah setempat (Loke, 1999). Tabel 3.1 memberikan nilai resistivitas dari berbagai batuan, *soil* dan bahan kimia (Keller & Frischknecht 1966, Daniels and Alberty 1966, dalam Loke, 1999). Batuan beku dan batuan *metamorf* umumnya memiliki nilai resistivitas yang tinggi. Resistivitas batuan-batuan ini bergantung dari tingkat *fracturing*, dan persentase fraktur yang terisi *ground water*.

Batuan sedimen yang umumnya lebih *porous* dan memiliki kandungan air yang lebih banyak, biasanya memiliki nilai resistivitas yang lebih rendah. *Wet soil* dan *fresh ground water* bahkan memiliki nilai resistivitas yang lebih rendah lagi. *Soil* yang banyak mengandung *clay* umumnya memiliki nilai resistivitas yang lebih rendah dibandingkan *sandy soil*. Namun demikian, resistivitas batuan atau

soil tertentu bergantung pada beberapa faktor seperti porositas, derajat saturasi air dan konsentrasi garam terlarut.

Tabel 3.1. Resistivitas dan Konduktivitas Batuan dan Bahan Kimia

Material	Resistivitas (Ωm)	Konduktivitas (Siemen/m)
Batuan beku dan metamorf		
Granit	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
Basalt	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
Slate	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$	$2,5 \times 10^{-8} - 1,7 \times 10^{-3}$
Marble	$10^2 - 2,5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Quartzite	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Batuan sedimen		
Sandstone	8 - 4000	$2,5 \times 10^{-4} - 0,125$
Shale	20 - 2000	$5 \times 10^{-4} - 0,05$
Limestone	50 - 400	$2,5 \times 10^{-3} - 0,02$
Soil dan air		
Clay	1 - 100	0,01 - 1
Alluvium	10 - 800	$1,25 \times 10^{-3} - 0,1$
Groundwater (fresh)	10 - 100	0,01 - 0,1
Air laut	0,2	5
Bahan kimia		
Iron	$9,074 \times 10^{-8}$	$1,102 \times 10^7$
0.01 M Potassium chloride	0,708	1,413
0.01 M Sodium chloride	0,843	1,185
0.01 M acetic acid	6,13	0,163
xylene	$6,998 \times 10^{16}$	$1,429 \times 10^{-17}$

3.5.1.3. Inversi Resistivitas

Inversi dalam dunia geofisika merupakan teknik untuk mencari sebuah model yang memberikan respon yang sama dengan nilai yang sebenarnya terukur (Loke, 1999). Model tersebut adalah sebuah representasi matematika ideal dari sebuah penampang bumi (Loke, 1999).

Model memiliki satu set parameter yang merupakan kuantitas fisik dari data terukur (Loke, 1999). Respon dari sebuah model adalah data sintetik yang

didapat dari persamaan matematis yang mendefinisikan model tersebut untuk parameter-parameter yang diberikan (Loke, 1999).

Pada perangkat lunak Res2Dinv dimana metode yang digunakan berbasis pada sel, parameter model adalah nilai resistivitas dari sel-sel model, dengan data terukur berupa nilai *apparent resistivity*. Hubungan matematis antara parameter model dan respon model disajikan dalam bentuk metode *finite-difference* atau *finite-element* (Loke, 1999).

Pada semua metode optimasi, sebuah model awal dimodifikasi melalui proses iterasi, sedemikian sehingga beda antara respon model dan nilai data terukur dapat diminimalkan. Data terukur dinyatakan dalam vektor kolom y seperti berikut ini:

$$y = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (3.12)$$

dengan m adalah jumlah pengukuran. Sedangkan respon model f dan parameter model q berturut-turut dapat ditulis dalam bentuk,

$$f = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (3.13)$$

$$q = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_m) \quad (3.14)$$

Beda antara nilai data terukur dan respon model diberikan oleh Persamaan (3.15),

$$g = y - f \quad (3.15)$$

Dalam metode optimasi *least-square*, model awal sedemikian sehingga jumlah kuadrat dari nilai g atau disebut nilai error, E , secara matematis ditulis,

$$E = \mathbf{g}^T \mathbf{g} = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (3.16)$$

Untuk meminimalkan nilai E , persamaan Gauss-Newton (Persamaan (3.17)) digunakan untuk menentukan perubahan parameter model yang akan mengurangi nilai *error* (Lines & Treitel, 1984 dalam Loke, 1999).

$$\mathbf{J}^T \mathbf{J} \Delta \mathbf{q}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (3.17)$$

Dimana, $\Delta \mathbf{q}$ adalah vektor perubahan parameter model, dan \mathbf{J} adalah matriks Jacobian dari turunan parsial. Elemen dari matriks Jacobian diberikan oleh Persamaan (18),

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (3.18)$$

artinya perubahan respon model ke- i akibat perubahan parameter model ke- j . Setelah menghitung vektor perubahan parameter model, maka didapat vektor untuk model yang baru seperti ditunjukkan pada Persamaan (19).

$$\mathbf{q}_{k+1} = \mathbf{q}_k + \Delta \mathbf{q}_k \quad (3.19)$$

Vektor perubahan parameter model yang dihitung terkadang mempunyai nilai yang sangat besar sehingga nilai yang dihasilkan terkadang tidak realistis.

Untuk itu digunakan modifikasi Marquardt-Levenberg terhadap persamaan Gauss-Newton, seperti diperlihatkan Persamaan (3.20),

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I}) \Delta \mathbf{q}_i = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (3.20)$$

dengan \mathbf{I} adalah matriks identitas, dan λ adalah *damping factor* atau Marquardt. *Damping factor* secara efektif membatasi *range* nilai komponen vektor perubahan parameter $\Delta \mathbf{q}$ yang bisa diambil. Metode Gauss-Newton hanya meminimalkan jumlah kuadrat perbedaan vektor \mathbf{g} , sedangkan metode Marquardt-Levenberg meminimalkan kombinasi besar vektor \mathbf{g} dan $\Delta \mathbf{q}$.

Metode inversi untuk data resistivitas antara lain terdiri dari *conventional smoothness-constrained* dan *robust inversion*. *Conventional smoothness-constrained* digunakan untuk kasus dimana *subsurface bodies* yang menjadi interest mempunyai *gradational boundaries* (contohnya pollution plumes) atau *bedrock* dengan *transitional weathered layer* yang tebal. *Robust inversion* digunakan untuk daerah dimana bawah permukaan mungkin terdiri atas *discrete geological bodies* yang secara internal hampir homogen dengan *sharp boundaries* misalnya intrusi batuan beku pada batuan sedimen.

Untuk data-data yang mungkin berada diantara dua keadaan ekstrim tersebut, maka akan lebih baik melakukan proses inversi dua kali. Inversi pertama dilakukan dengan metode *standard smoothness-constrain* dan inversi yang kedua menggunakan *robust model inversion*. Metode inversi Standard Smoothness-

constrain didasarkan pada persamaan Gauss-Newton yang telah dimodifikasi Marquardt-Levenberg (Ellis dan Oldenburg, 1994, dalam Loke, 2012),

$$(\mathbf{J}^T\mathbf{J} + \lambda\mathbf{F})\Delta\mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T\mathbf{g} - \lambda\mathbf{F}\mathbf{q}_k \quad (3.21)$$

dimana, $\mathbf{F} = \alpha_x\mathbf{C}_x^T\mathbf{C}_x + \alpha_y\mathbf{C}_y^T\mathbf{C}_y + \alpha_z\mathbf{C}_z^T\mathbf{C}_z$ dengan \mathbf{C}_x adalah *horizontal roughness filter*, \mathbf{C}_z adalah *vertical roughness filter*, \mathbf{J} adalah matriks Jacobian turunan parsial, \mathbf{J}^T adalah transpose matriks \mathbf{J} , λ adalah *damping factor*, \mathbf{q} adalah faktor perubahan model, dan \mathbf{g} adalah vektor *misfit* data (Loke, 2012). Salah satu bentuk *roughness* filter yang sederhana dinyatakan oleh matriks pada Persamaan (3.22).

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & 0 \end{bmatrix} \quad (3.22)$$

Seperti telah dijelaskan, metode *robust inversion* digunakan pada daerah bawah permukaan yang terdiri dari *geological bodies* yang secara internal homogen namun memiliki batas yang tajam. Formulasi yang digunakan dalam metode *robust inversion* dinyatakan oleh Persamaan (3.23)

$$(\mathbf{J}^T\mathbf{J} + \lambda\mathbf{F}_R)\Delta\mathbf{q}_k = \mathbf{J}^T\mathbf{R}_d\mathbf{g} - \lambda\mathbf{F}_R\mathbf{q}_k \quad (23)$$

dimana $\mathbf{F}_R = \alpha_x\mathbf{C}_x^T\mathbf{R}_m\mathbf{C}_x + \alpha_y\mathbf{C}_y^T\mathbf{R}_m\mathbf{C}_y + \alpha_z\mathbf{C}_z^T\mathbf{R}_m\mathbf{C}_z$, dengan \mathbf{C} adalah

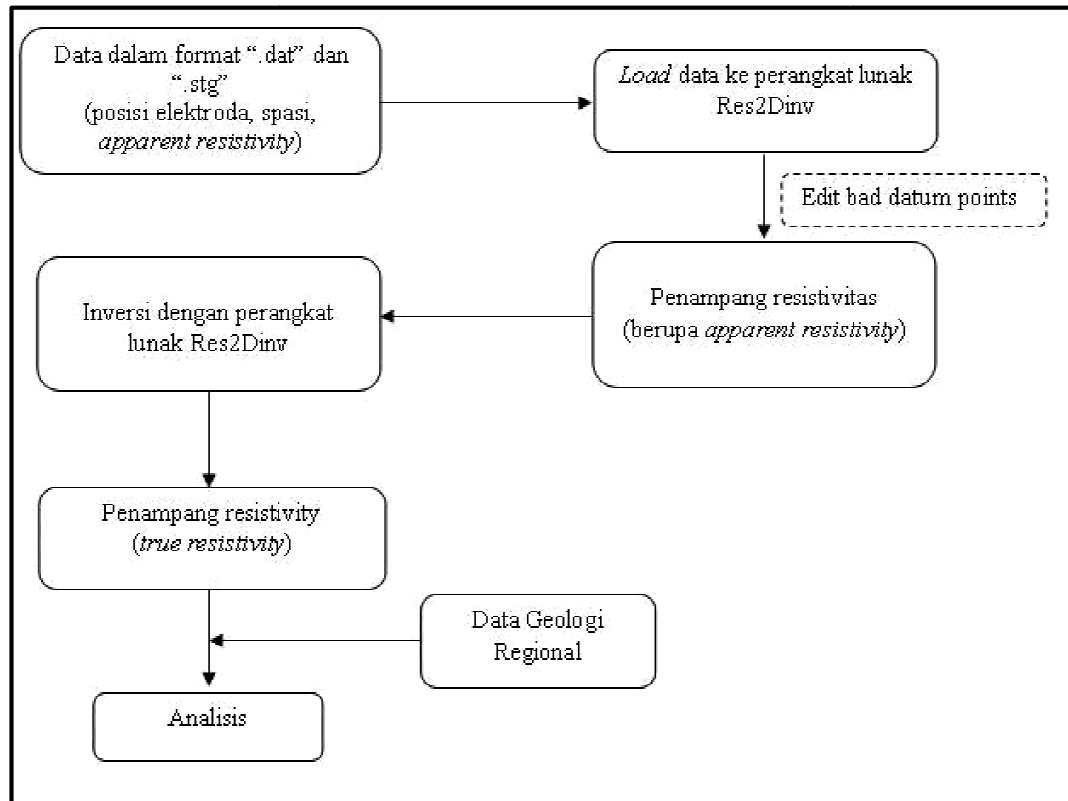
roughness filter arah x, y dan z, \mathbf{R}_m dan \mathbf{R}_d adalah bobot yang digunakan agar elemen-elemen yang berbeda dari data *misfit* dan vektor model *roughness* diberikan nilai bobot yang sama pada proses inversi (Loke, 2012).

3.5.2. Alur Kerja

Data hasil pengukuran geolistrik yang digunakan dalam penelitian ini adalah data 2D, sehingga dalam pengolahannya digunakan perangkat lunak Res2Dinv. Data input yang digunakan adalah *soft file* dalam bentuk “.dat” dan “.stg”, yang berisi informasi posisi elektroda, spasi, *plotting point* dan nilai *apparent resistivity*.

Kemudian data-data tersebut diinputkan ke dalam perangkat lunak Res2Dinv. Sebelum dilakukan proses inversi, terlebih dahulu dilakukan seleksi data. Seleksi data ini dilakukan dengan menghilangkan data yang dianggap tidak sesuai.

Proses berikutnya adalah proses inversi baik menggunakan metode robust inversion maupun metode smoothness constraint inversion. Kedua metode tersebut dibandingkan untuk memberikan hasil yang lebih optimal. Hasil inversi kemudian diimpor ke dalam perangkat lunak Surfer 9 untuk dibuat skala warna yang sama antara satu penampang resistivitas dengan penampang resistivitas lainnya. Penyamaan skala warna dimaksudkan untuk mempermudah analisis. Analisis penampang resistivitas dilakukan dengan tetap didasarkan pada data geologi regional daerah penelitian.



Gambar 3.14. Alur Kerja Metode Geolistrik

3.6. Metode Magnetotellurik

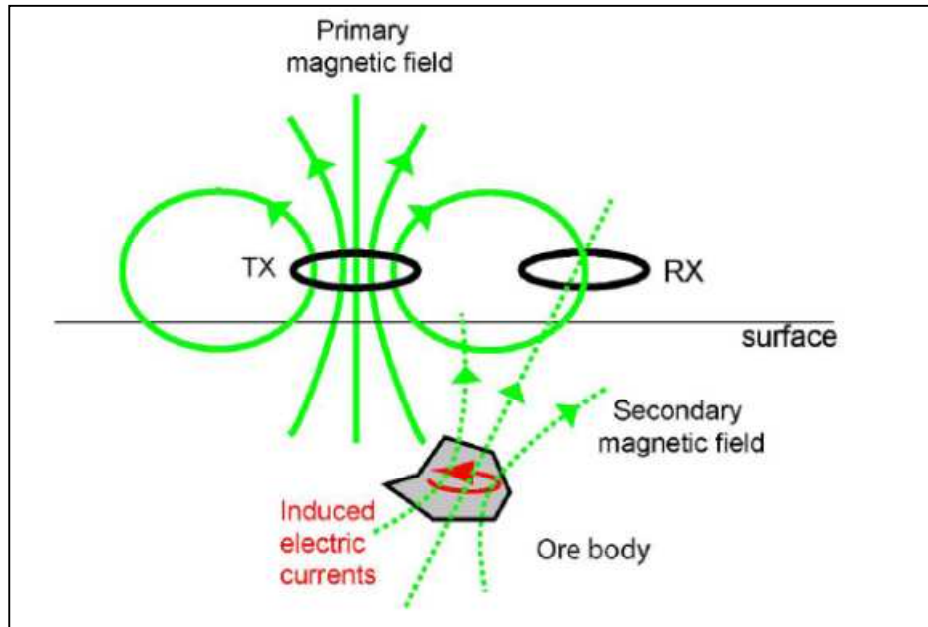
3.6.1. Konsep Dasar

Metode Magnetotellurik (MT) adalah salah satu metode elektromagnetik pasif yang berkaitan dengan pengukuran fluktuasi medan listrik (E) dan medan magnet (B) natural dalam arah tegak lurus di permukaan bumi sebagai cara untuk menentukan *conductivity structure* dari lapisan permukaan bumi dengan kedalaman berkisar antara puluhan meter ke beberapa ratus kilometer (Simpson & Bahr, 2005). Proses *magnetohydrodynamic* di dalam bagian luar inti bumi menghasilkan sebagian besar dari medan magnet bumi. *Sounding* magnetotellurik justru mengeksploitasi sumber medan magnet bumi yang *superimposed*, bersifat

sementara dan dengan frekuensi amplitudo yang lebih rendah (*more transient*) (Simpson & Bahr, 2005).

Medan Elektromagnetik (EM) ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga spektrum frekuensinya sangat lebar (10^{-5} Hz – 10^4 Hz) (Hendra Grandis dkk, 2002). Medan EM pada frekuensi rendah (<1 Hz) bersumber dari interaksi partikel-partikel bermuatan listrik dari matahari (*solar wind*) dengan medan magnet permanen bumi (Grandis, 2002). Medan EM dengan frekuensi lebih besar dari 1 Hz terutama disebabkan oleh aktivitas meteorologis berupa petir yang terjadi di tempat yang sangat jauh (Grandis, 2002).

Prinsip dasar metode magnetotellurik seperti diperlihatkan Gambar 3.9. Gelombang EM alami atau disebut sebagai gelombang EM *primary* dihasilkan di atmosfer bumi dan magnetosphere dengan mekanisme fisis tertentu (Unsworth, 2012). Sebagian gelombang EM tersebut berdifusi ke bawah permukaan bumi dan menghasilkan arus induksi atau dikenal sebagai *eddy current* yang selanjutnya menghasilkan gelombang EM *secondary* (Unsworth, 2012). Medan magnet yang terukur di permukaan merupakan medan magnet total antara medan magnet *primary* dan *secondary* (Unsworth, 2012).



Gambar 3.15 Prinsip Dasar Metode Elektromagnetik (Unsworth, 2012)

Rasio antara medan listrik dan medan magnet yang berdifusi di bawah permukaan bumi mengandung informasi konduktivitas (atau resistivitas) bawah permukaan bumi. Informasi tersebut dinyatakan dalam besaran impedansi, Z , seperti diperlihatkan persamaan 3.24 dan 3.25 (Unsworth, 2012).

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (3.24)$$

$$Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} = -\sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (3.25)$$

dimana: $E_{x,y}$ adalah medan listrik arah x atau y , $H_{x,y}$ adalah medan magnet arah x atau y , ω adalah frekuensi gelombang EM, μ_0 adalah permeabilitas magnetik, dan ρ adalah tahanan jenis.

Impedansi diatas menunjukkan impedansi dengan asumsi bumi homogen dan terlihat bahwa nilai impedansi merupakan bilangan scalar kompleks yang merupakan fungsi dari tahanan jenis dan frekuensi gelombang EM. Impedansi kompleks dapat pula dinyatakan sebagai besaran amplitudo dan fasa. Dalam praktek besaran tersebut lebih sering dinyatakan dalam bentuk tahanan jenis dan fasa sebagai berikut:

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_I|^2 \quad (3.25)$$

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_I}{\text{Re } Z_I} \right) = 45^\circ \quad (3.26)$$

Tikhonov (1950) dan Cagniard (1953) menyatakan bahwa respon gelombang EM dari berbagai kedalaman dapat dicapai hanya dengan memperpanjang periode *sounding* magnetotellurik (Simpson & Bahr, 2005). Prinsip tersebut diwujudkan dalam hubungan elektromagnetik *skin depth* yang menggambarkan peluruhan (*decay*) medan magnetik secara eksponensial ketika medan tersebut berdifusi ke dalam medium (Simpson & Bahr, 2005):

$$p(T) = \sqrt{\frac{T}{\pi\delta\mu_0}} \quad (3.27)$$

dengan $p(T)$ adalah *skin depth* EM dalam meter untuk periode T tertentu, δ adalah konduktivitas rata-rata dari medium, μ_0 adalah permeabilitas magnetik. Besaran

skin depth digunakan untuk memperkirakan kedalaman penetrasi gelombang EM (Unsworth, 2012). Untuk keperluan praktis digunakan definisi kedalaman efektif yang lebih kecil dari *skin depth* yaitu $\delta\sqrt{2}$.

Metode *sounding* MT dilakukan dengan merekam data berupa variasi medan listrik dan medan magnet pada beberapa periode tertentu. Kurva *sounding* yang dihasilkan menyatakan variasi tahanan jenis semu dan fasa sebagai fungsi periode ataupun frekuensi.

3.6.2. Alur Kerja

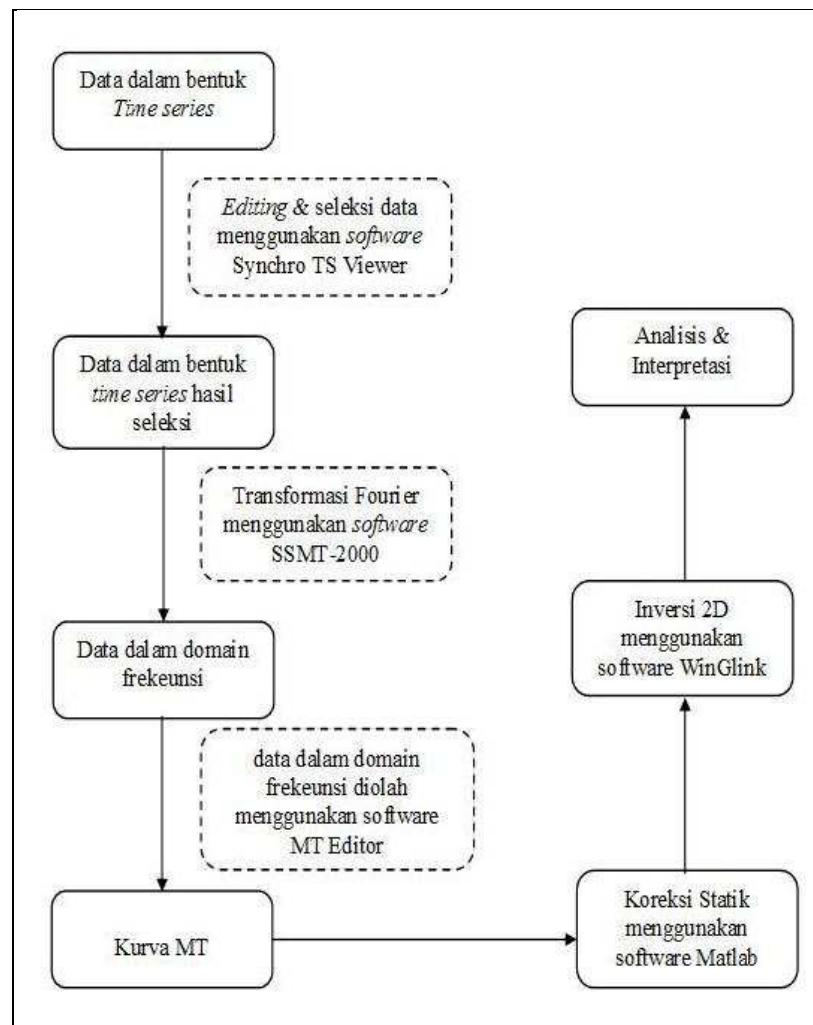
Pengolahan data MT dimaksudkan untuk mengekstraksi fungsi transfer antara medan listrik dan medan magnet dalam domain frekuensi yang mengandung informasi mengenai distribusi tahanan jenis bawah permukaan. Secara umum alur kerja metode magnetotellurik diperlihatkan Gambar 3.10. Data AMT yang digunakan dalam penelitian ini adalah data dalam domain time, sedangkan data MT dalam domain frekuensi.

Data dalam bentuk *time series* diedit dan diseleksi dengan menggunakan *software* Synchro TS Viewer. Hasil dari data tersebut kemudian dilakukan proses transformasi Fourier dengan menggunakan *software* SSMT-2000 sehingga menghasilkan data dalam domain frekuensi.

Data dalam domain frekuensi kemudian diolah menggunakan *software* MT Editor. Pada proses ini dilakukan seleksi *crosspower* untuk menghasilkan kurva MT yang baik. Jumlah *crosspower* yang digunakan bervariasi dari 20-60. Proses tersebut kemudian menghasilkan kurva MT berupa *apparent resistivity* dan fasa dalam domain frekuensi.

Proses selanjutnya adalah koreksi statik dengan menggunakan *software* Matlab. Namun demikian karena kurva MT yang dihasilkan tidak memperlihatkan nilai rho-TE (*Tranverse Electric field*) dan rho-TM (*Tranverse Magnetic field*) yang berbeda maka koreksi statik tidak dilakukan. Koreksi statik juga tidak dilakukan mengingat topografi daerah yang dilalui line MT dan AMT tidak menunjukkan adanya variasi topografi yang signifikan.

Proses berikutnya adalah inversi 2D menggunakan *software* WinGlink. Hasil inversi kemudian dianalisis dan diinterpretasi dengan didasarkan pada data geologi.



Gambar 3.16. Alur Kerja Metode Magnetotellurik

BAB IV

DATA DAN PENGOLAHAN DATA

4.1. Data Citra Satelit

4.1.1. Data

Dalam penelitian ini, analisis morfostruktural dilakukan dengan memanfaatkan data citra SPOT 5. Berbagai publikasi ilmiah umumnya menggunakan data citra LANDSAT dalam melakukan analisis kelurusan ataupun analisis morfostruktural. Namun demikian, terdapat beberapa publikasi yang juga menggunakan data citra SPOT diantaranya oleh Anwar Abdullah tahun 2009, dan Koike et.al tahun 1998 (Koike et al., 1998 dalam Gulcan Sarp, 2005).

Data citra SPOT yang tersedia dalam bentuk file digital dengan ekstensi “.tif” terdiri atas empat band dengan panjang gelombang yang berbeda-beda. Tabel 4.1 memperlihatkan spesifikasi data citra SPOT 5 yang digunakan dalam penelitian ini.

Pada data citra satelit terlihat adanya awan, namun demikian jumlah luasan keseluruhan awan yang terlihat hanya 0,3% dari keseluruhan area yang tercakup dalam citra satelit. Dengan demikian, data citra SPOT yang ada masih dapat digunakan untuk analisis lebih lanjut.

Tabel 4.2. Spesifikasi Data Citra SPOT-5

Satelit	SPOT 5
Instrumen	HRG 2

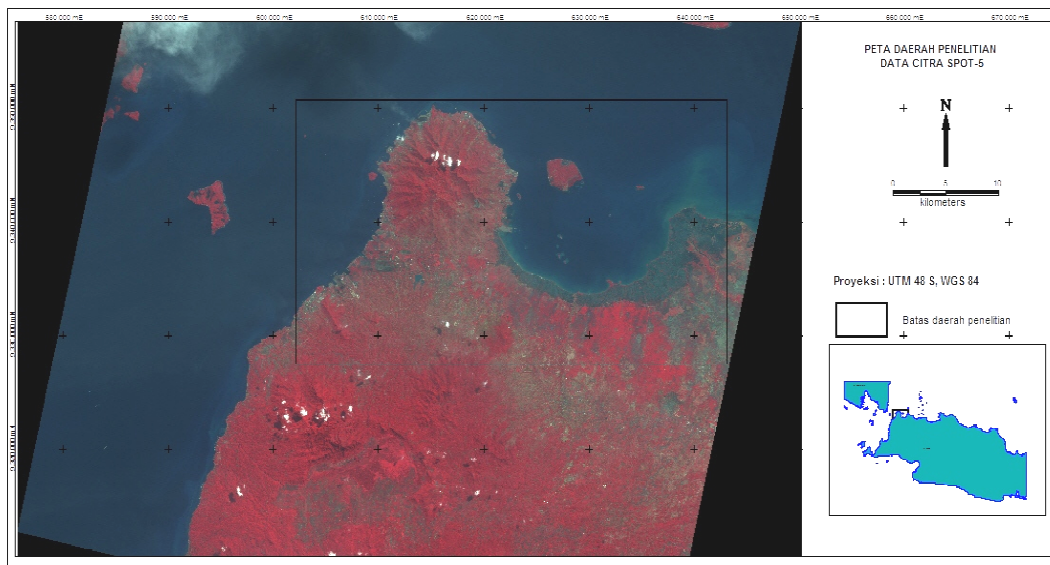
Tanggal akuisisi	07 Juli 2009, 03:20:59.9			
Level pre-processing	2A			
Jumlah band spektral	4			
Indikator band spektral	HI1	HI2	HI3	HI4
<i>Gain Number</i>	5	5	5	5
<i>Absolute calibration gains</i>	1.165214	1.604570	1.706650	10.623810
Sudut orientasi	12.4305555 derajat			
Sudut datang	L12.819918 derajat			
Sudut matahari	Azimut:39.310686 derajat		Elevasi: 52.335557 derajat	
Jumlah <i>lines</i>	7228			
Jumlah piksel per <i>line</i>	7444			
Proyeksi	UTM 48 S			
Spheroid	WGS84			
<i>Spectral bands</i>	B1 (green) ; B2 (red 610-680 nm) ; B3 (near infrared 780-890 nm) ; B4 (SWIR : short-wave infrared 1,580-1,750 nm)			

4.1.2. Pengolahan Data

4.1.2.1. Pemotongan Data Citra

Sebelum citra diolah, dilakukan pemotongan (*cropping*) data citra satelit agar dapat ditentukan batas daerah penelitian. Pemotongan dilakukan menggunakan perangkat lunak Global Mapper v9.00 memanfaatkan *Digitizer Tool* yang tersedia pada perangkat lunak tersebut. Gambar 4.1 memperlihatkan data citra SPOT-5 yang belum dilakukan *cropping* serta menggambarkan cakupan daerah penelitian.

Luas daerah penelitian mencakup 958.52 km². Penetapan batas regional disesuaikan dengan cakupan data metode *gravity*. Setelah batas daerah penelitian ditentukan, kemudian titik-titik koordinat tersebut didigitalisasi menggunakan opsi “*New Point/Text Feature at Specified Position*” yang tersedia pada menu *Digitizer Tool*.



Gambar 4.17. Peta Index Daerah Penelitian yang Memperlihatkan Data Citra SPOT-5 Sebelum Dilakukan *Cropping*



Gambar 4.18 Peta Daerah Penelitian Hasil Proses *Cropping* Data Citra SPOT-5

Dengan memanfaatkan opsi “*New Feature Area*”, area regional tersebut kemudian diekspor dalam bentuk *GeoTiff* dengan menggunakan opsi “Export Bounds” pada perangkat lunak Global Mapper v9.00. Gambar 4.2 memperlihatkan data citra yang telah melalui proses *cropping* sesuai batas regional yang telah ditentukan.

4.1.2.2. *Edge Enhancement Filtering*

Teknik *edge enhancement* dipilih karena target dalam penelitian ini adalah ekstraksi fitur-fitur linier. Filter yang digunakan dalam proses *edge enhancement* adalah filter gradient-Sobel dan dikombinasikan dengan filter *directional* dalam ukuran kernel 3x3. Perangkat lunak yang digunakan adalah ENVI 4.5.

Operasi filter pada gradient Sobel, gradient Prewitt dan gradient-Robert pada dasarnya merupakan operasi konvolusi antara operator filter dan input piksel dari citra. Perbedaan dari ketiga filter tersebut terletak pada matriks atau operator filter yang digunakan.

Filter gradient-Sobel menggunakan matriks kernel 3x3 dalam arah x dan y. Proses konvolusi dalam filtering dengan gradient-Sobel seperti diilustrasikan sebagai berikut (Forsth et al., 2003):

$$G_x = \begin{bmatrix} -1 & 0 & +1 \\ -2 & 0 & +2 \\ -1 & 0 & +1 \end{bmatrix} * A, G_y = \begin{bmatrix} +1 & +2 & +1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix} * A \quad (4.1)$$

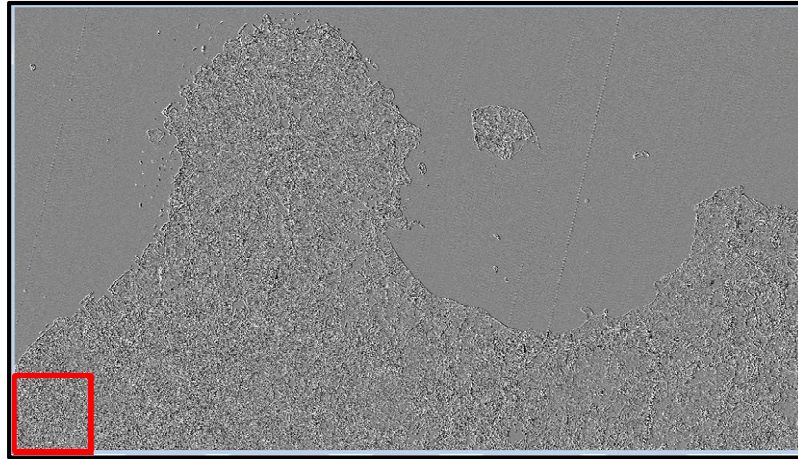
G_x adalah operator filter yang dikonvolusikan dengan input citra A dan bergerak sejajar dengan sumbu x. Sedangkan G_y merupakan operator filter yang bergerak

sejajar sumbu y. Keluaran dari konvolusi tersebut merupakan nilai gradient x dan y di tiap titik dari citra (Sarp, 2005). Nilai *gradient* didefinisikan dengan:

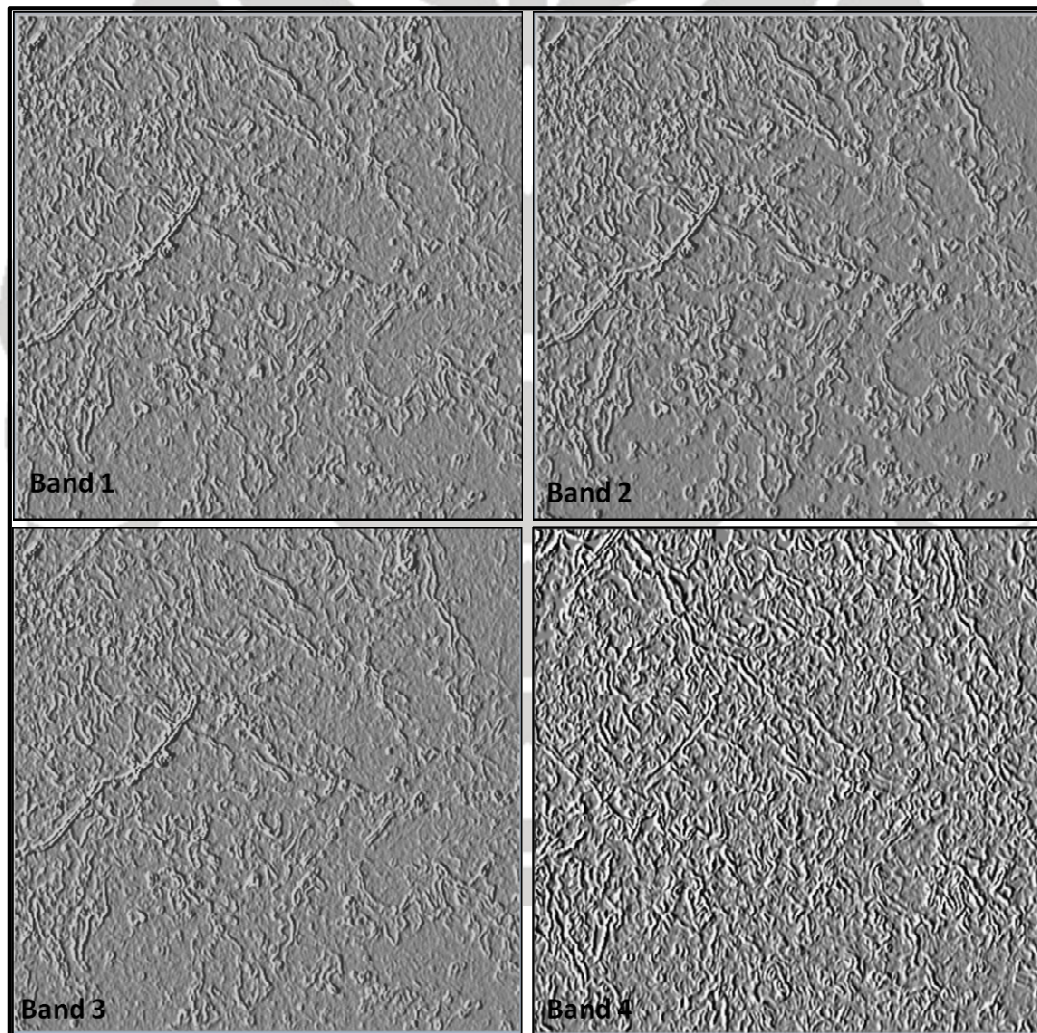
$$G = \sqrt{G_x^2 + G_y^2} \quad (4.2)$$

Prinsip yang sama juga diaplikasikan pada filter gradient-Prewitt dan gradient-Roberts. Operator filter gradient-Prewitt mempunyai bobot yang lebih kecil untuk kolom dan baris bagian tengah yang tidak bernilai 0 (Forsth et al., 2003). Sedangkan gradient-Roberts menggunakan matriks kernel 2x2.

Directional filter yang digunakan pada penelitian ini, merupakan sebuah turunan dari filter *edge enhancement* yang secara selektif menajamkan fitur-fitur dengan komponen arah tertentu (*gradient*) (Help Tool ENVI 4.5). Pada ENVI 4.5, jumlah elemen kernel pada *directional filter* adalah nol sehingga area-area dengan nilai piksel yang seragam akan di-nol-kan pada citra keluaran (Help Tool ENVI 4.5). Sedangkan pixel yang berlainan akan dipresentasikan sebagai bright edges (Help Tool ENVI 4.5). Arah Utara didapat menggunakan 0 derajat pada input *directional filter* dan nilai sudut lainnya diukur berlawanan arah dengan jarum jam (Help Tool ENVI 4.5).

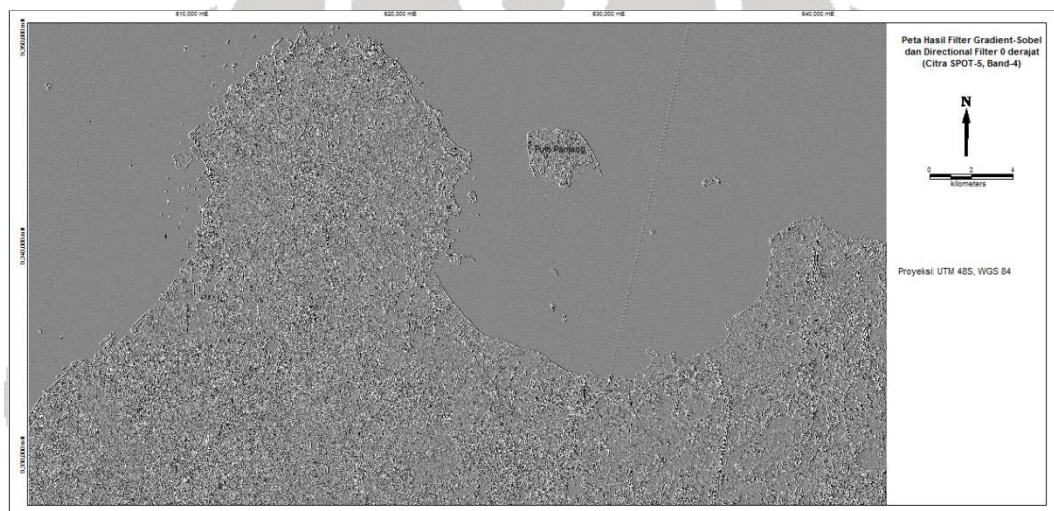


Gambar 4.19. Letak Daerah yang Diperbesar pada Gambar 4.4

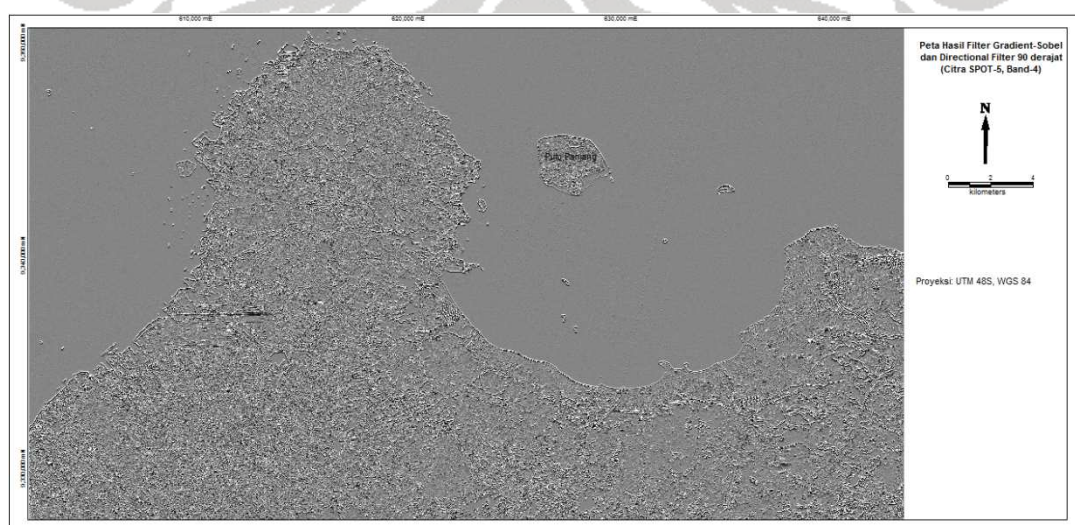


Gambar 4.20. Perbandingan Band-1,2,3 & 4 Setelah Melalui Proses Filter Sobel dan Directional Filter

Gambar 4.4 menunjukkan perbandingan hasil filter Sobel dan Directional filter untuk masing-masing *band*. Berdasarkan Gambar 4.4, terlihat bahwa Band-4 memberikan citra yang lebih tajam dibandingkan tiga *band* lainnya. Oleh karena itu, band-4 akan digunakan dalam proses ekstraksi kelurusan. Gambar 4.5 dan 4.6 memperlihatkan citra SPOT-5 yang telah melalui filter *directional* 0^0 dan 90^0 .



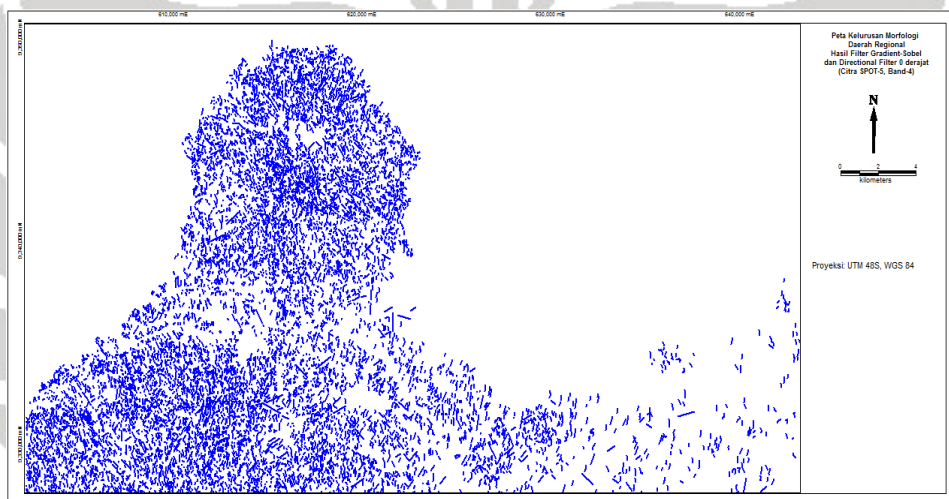
Gambar 4.21. Peta Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 0^0 (Citra SPOT-5, Band-4)



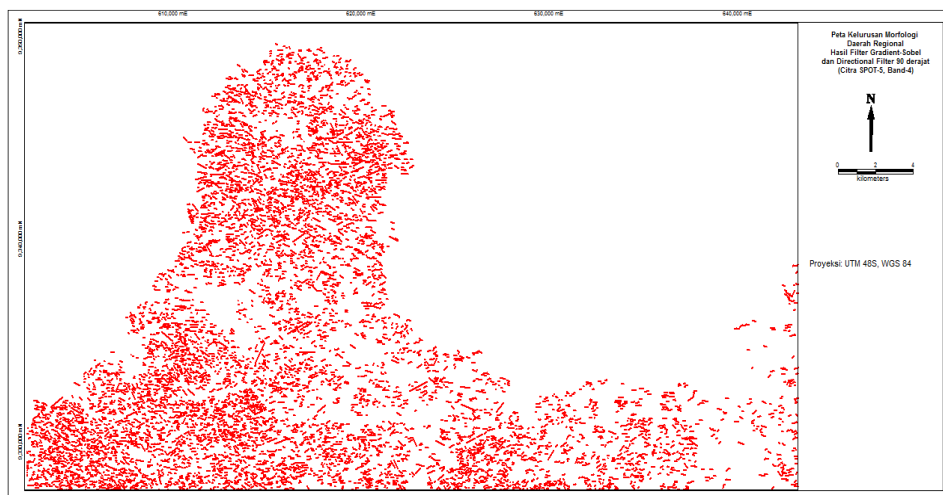
Gambar 4.22. Peta Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 90^0 (Citra SPOT-5, Band-4)

4.1.2.3. Ekstraksi Kelurusan

Penarikan atau ekstraksi kelurusan dilakukan pada citra SPOT 5 Band-4 yang telah melalui filter gradient-Sobel dan *directional filter* 0^0 dan 90^0 . Proses penarikan kelurusan dilakukan secara manual dengan bantuan perangkat lunak MapInfo Professional 10. Untuk mempermudah penarikan, skala peta diperbesar hingga 1 cm di peta merepresentasikan 0.1855 km ukuran sebenarnya.



Gambar 4.23. Peta Kelurusan Morfologi Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 0^0 (Citra SPOT-5, Band-4)



Gambar 4.24. Peta Kelurusan Morfologi Daerah Regional Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 90^0 (Citra SPOT-5, Band-4)

Setiap penarikan kelurusan, data panjang dan arah kelurusan akan terekam dalam bentuk *file* “Table” MapInfo. Panjang kelurusan dihitung menggunakan fungsi “*SphericalObjectLen(obj, "m")*”. Arah kelurusan diekstraksi dengan bantuan *tool* “Line Orientation” yang tersedia dalam modul “Discover” MapInfo. Data panjang kelurusan terekam dalam satuan meter. Sedangkan arah kelurusan terekam dalam satuan derajat. Gambar 4.7 dan 4.8 memperlihatkan hasil ekstraksi kelurusan daerah regional.

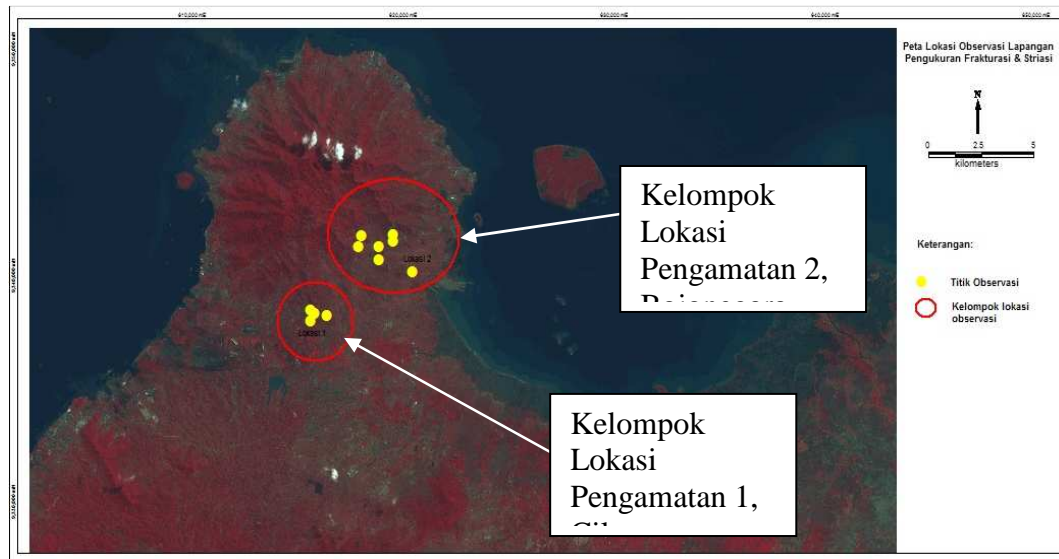
Data panjang dan arah setiap kelurusan kemudian diolah menggunakan perangkat lunak Microsoft Excel untuk mendapatkan nilai frekuensi relatif dan panjang kumulatif dalam kelompok arah tertentu. Kemudian untuk mendapatkan gambaran kelompok kelurusan dominan secara regional, dilakukan perhitungan kelurusan dominan menggunakan Persamaan (3.1). Selain itu dengan menggunakan Persamaan (3.1) didapatkan interpretasi kronologi kelurusan yang didasarkan pada nilai Q . Semakin kecil nilai Q , maka diinterpretasikan fitur

kelurusan tersebut semakin relatif tua. Dan sebaliknya, semakin besar nilai Q , maka diinterpretasikan fitur kelurusan tersebut semakin relatif muda.

4.2. Data Observasi Geologi Langsung

Observasi geologi langsung dilaksanakan pada tanggal 15-22 Juli 2009 oleh Tim gabungan BATAN dan LAPI ITB. Kegiatan ini dilakukan pada lokasi-lokasi yang diduga merupakan sesar berdasarkan data publikasi dan kelurusan citra satelit. Tujuan observasi lapangan adalah untuk memperoleh informasi rinci tentang gejala struktur khususnya mengenai struktur geologi berupa kekar, sesar, lipatan, dan ketidakselarasan di daerah penelitian.

Observasi geologi dilakukan di dua kelompok lokasi seperti diperlihatkan pada Gambar 4.9. Lokasi pengamatan 1 dilakukan pada sebuah kaki bukit Perumahan Palm Hill, Cilegon, Banten, dengan dimensi panjang sekitar 150 meter dan tinggi hingga 6 meter. Singkapan batuan berupa lava andesit yang berbentuk sebuah gawir. Jenis batuan yang dijumpai adalah lava andesit dan breksi laharik yang memperlihatkan struktur aliran.



Gambar 4. 25. Peta Lokasi Observasi Geologi Langsung

Kelompok lokasi pengamatan 1 ini dilakukan pada beberapa titik pengamatan yaitu :

1. Lokasi Pengamatan 1, pada koordinat UTM 615518mE dan 9338249mN, dengan elevasi 85 m di bagian utara. Dijumpai singkapan pada batuan beku lava andesit pada tebing kupasan jalan dengan panjang 50 m dan tinggi 5 m. Jumlah singkapan kekar yang diukur sebanyak 13 buah bidang kekar dengan pola arah umum baratlaut-tenggara dan baratdaya-timurlaut (BATAN, 2009).
2. Lokasi Pengamatan 2, pada koordinat UTM 615529mE dan 9338329mN, dengan elevasi 95m dibagian utara. Dijumpai singkapan pada batuan beku lava andesit pada tebing kupasan jalan dengan panjang 20 m dan tinggi 3 m. Jumlah singkapan kekar yang diukur sebanyak 6 buah kekar dengan pola arah umum baratdaya-timurlaut (BATAN, 2009).
3. Lokasi Pengamatan 3, pada koordinat UTM 615676mE dan 9338117 mN, dengan elevasi 97m di bagian tengah. Dijumpai singkapan batuan breksi

autoklastik pada tebing sepanjang 3 meter dan tinggi 1 meter, pada batuan ini tidak teramati adanya kekar (BATAN, 2009).

4. Lokasi Pengamatan 4, pada koordinat UTM 616281mE dan 9338023mN, dengan elevasi 43m di bagian timur. Dijumpai singkapan pada batuan breksi piroklastik pada dasar jalan setapak sepanjang 50 m. Jumlah singkapan kekar yang diukur sebanyak 15 buah, dengan pola umum utara-selatan dan baratlaut-tenggara. Pada beberapa kekar dijumpai pengisian oleh mineral kuarsa dan ubahan batuan di sekitarnya (BATAN, 2009).
5. Lokasi Pengamatan 5, pada koordinat UTM 615488mE dan 9337782mN dengan elevasi 52 m di bagian selatan. Dijumpai singkapan lava andesit di sepanjang tepi jalan tol dengan sepanjang 25 m dan tinggi 4 m. Pada lokasi pengamatan dijumpai kekar yang intensif dan terukur sebanyak 29 buah kekar, dengan pola arah umum barat-timur (BATAN, 2009).

Lokasi pengamatan 2 terletak pada sebuah kaki bukit di desa Bojonegara, Banten. Singkapan batuan berupa lava andesit yang berbentuk gawir dan bekas *quary* penambangan batu dengan dimensi panjang singkapan 30 meter dan tinggi 7 meter.

Secara umum, data kekar yang terukur dari lokasi pengamatan 1 sebanyak 77 kekar gerus (*shear joint/fraktur*) dan 24 buah kekar tegangan (*gash/tension joint*). Sedangkan pada lokasi pengamatan 2 ditemui 194 kekar gerus.

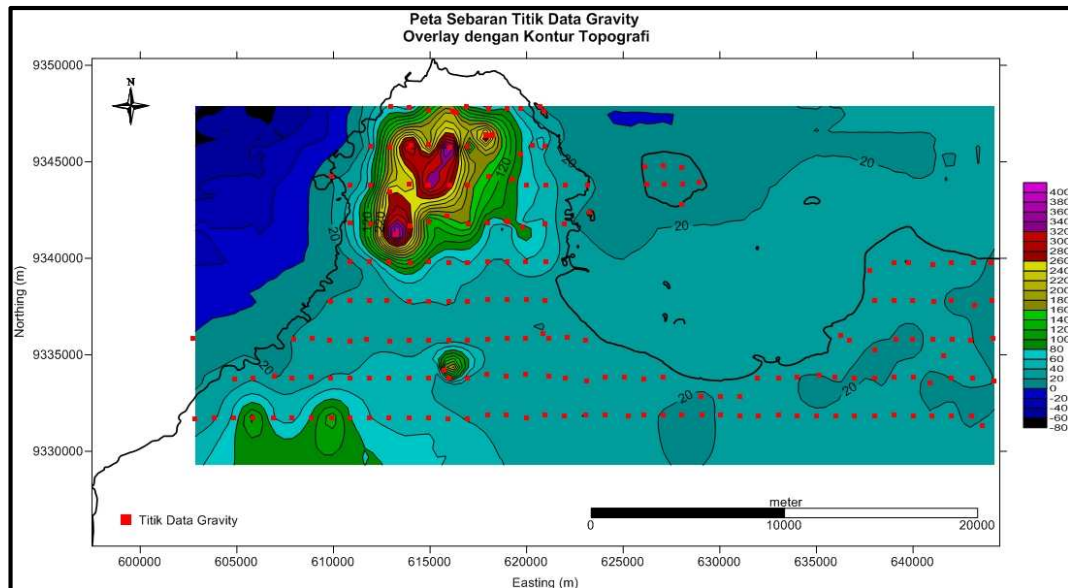
Sebelum diolah, data *strike* dan *dip* dikelompokkan ke dalam sistem-sistem fraktur berdasarkan karakteristik sumbu menengah-nya. Lokasi

pengamatan 1 dapat dikelompokkan menjadi tiga kelompok sistem fraktur sedangkan lokasi pengamatan 2 dikelompokkan menjadi dua sistem fraktur. Data tersebut kemudian diolah untuk dapat dilakukan analisa karakteristik fraktur yang berkembang dimasing-masing lokasi pengamatan menggunakan stereogram. Stereogram dibuat dalam bentuk *Upperhemisphere* dan *Equal Area*.

4.3. Metode Gravity

4.3.1. Data

Gambar 4.10. memperlihatkan peta sebaran data *gravity* yang digunakan dalam penelitian ini. Data terdiri atas data koordinat titik yang diambil (*Longitude, Latitude*), elevasi, tanggal dan waktu pengambilan data dan nilai *gravity* yang terbaca. Alat yang digunakan adalah Gravitimeter LaCoste Romberg G-816 dan GPS 60cx. Keseluruhan data terdiri atas 49 loop pengukuran dengan total titik data ukur adalah 231 titik.



Gambar 4.26. Peta Sebaran Titik Ukur Metode Gravitasi dengan Peta Dasar berupa Kontur Topografi

4.3.2. Pengolahan Data

4.3.2.1. Koreksi Drift, Koreksi Lintang dan Koreksi Free Air

Data hasil pengukuran *gravity* untuk tiap titik tersimpan dalam bentuk *file Microsoft Excel*. Semua koreksi gravitasi dilakukan sesuai dengan penjelasan sebelumnya. Koreksi *drift* dilakukan per *loop* pengukuran dan mengacu kepada nilai *base station*. Setelah koreksi *drift*, kemudian dihitung nilai gravitasi yang telah dikoreksi *drift*.

4.3.2.2. Koreksi Bouguer

Untuk dapat menghitung nilai anomali Bouguer diperlukan informasi mengenai nilai *gravity reduction density* atau sering disebut pula *Bouguer density*. Estimasi *Bouguer density* menjadi kesulitan tersendiri karena tidak terdapat solusi unik untuk masalah tersebut (Yamamoto, 1998). Metode klasik yang dapat

digunakan dalam estimasi Bouguer *density*, diantaranya metode Nettleton dan Parasnis. Metode estimasi Bouguer *density* cara Nettleton, yaitu dengan meminimumkan korelasi antara anomali Bouguer dan topografi sedangkan metode Parasnis, berprinsip pada peminimuman korelasi antara anomali Bouguer dan koreksi Bouguer (Hendra Gunawan dkk., 2008).

[1] Metode Nettleton

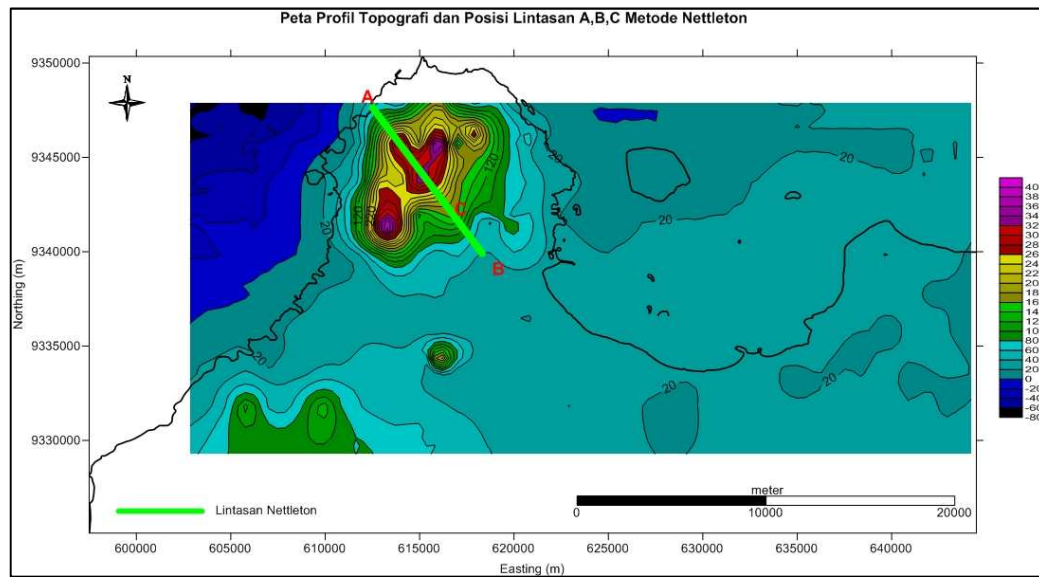
Berdasarkan data sebaran batuan *Quaternary* di daerah penelitian, sebaran batuan didominasi oleh batuan *igenous* dan alluvium. Rata-rata densitas alluvium adalah 1920 kg/m^3 . Sedangkan batuan *igneous* seperti lava, basal dan andesit memiliki *range* densitas $2400 - 3300 \text{ kg/m}^3$. Oleh karena itu, asumsi nilai densitas yang digunakan pada metode Nettleton ditetapkan pada *range* $1700 - 3300 \text{ kg/m}^3$.

Persamaan yang digunakan untuk menghitung anomali Bouguer, g_{Bou} adalah sebagai berikut:

$$g_{\text{Bou}} = FAA - \left(BC - \frac{TC}{\rho_0} \right) \cdot \rho \quad (4.3)$$

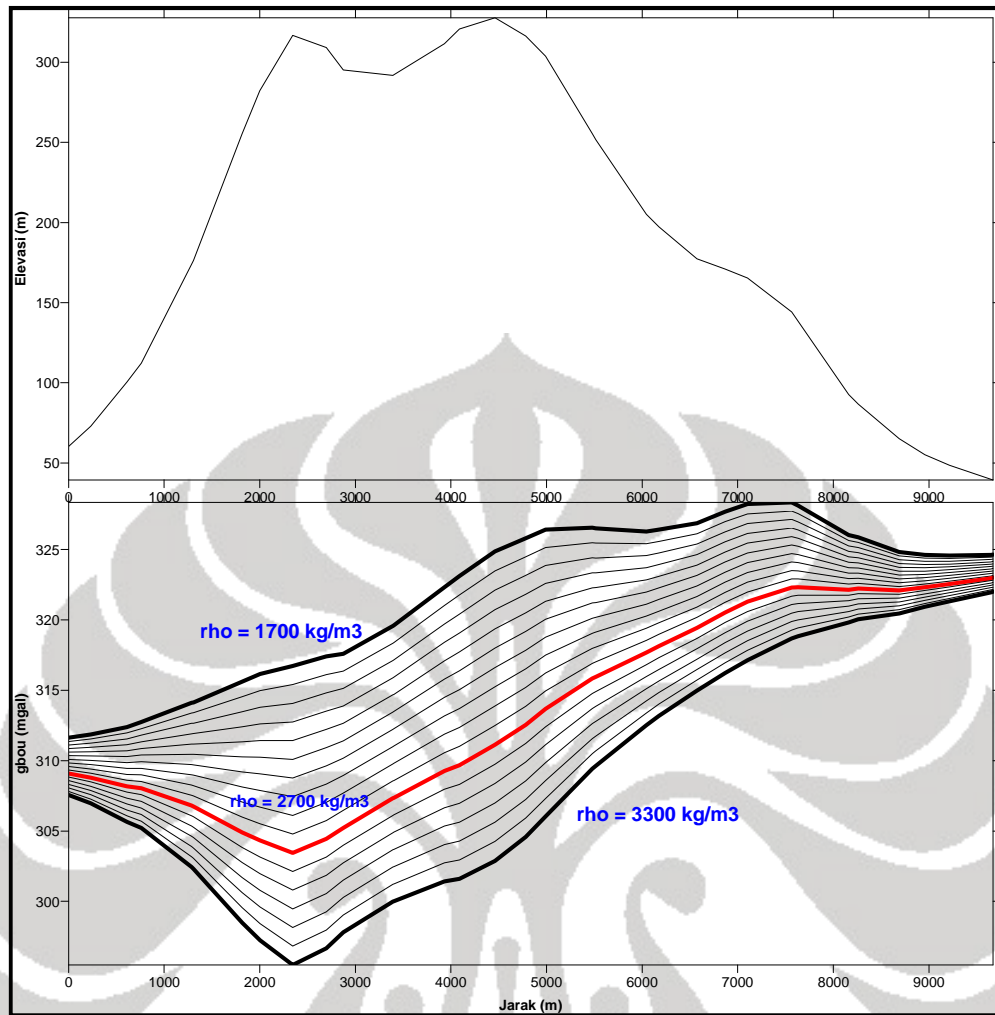
dengan, $G=6,67 \times 10^{-6} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$. ($\text{mGal}/\text{ms}^{-2}$), $\rho_0 = 2000 \text{ kg/m}^3$ dan ρ adalah nilai asumsi densitas dengan *range* $1700 - 3300 \text{ kg/m}^3$.

Persamaan (4.3) tersebut diaplikasikan pada posisi *slicing* tertentu. Posisi *slicing* ditentukan berdasarkan profil topografi di daerah penelitian. Metode Nettleton bekerja optimum pada daerah yang topografinya tidak berkorelasi dengan struktur bawah permukaan dan mempunyai variasi elevasi yang cukup besar. Oleh karena itu dipilih posisi *slicing* A-B yang mempunyai koordinat sepanjang 9,7 km dan terdiri atas 34 titik data.



Gambar 4.27. Peta Profil Topografi dan Posisi Lintasan A,B,C untuk Perhitungan Metode Nettleton

Setelah posisi lintasan atau *slice* ditentukan, kemudian dilakukan perhitungan anomali Bouguer (g_{bou}) untuk tiap nilai asumsi densitas dengan menggunakan Persamaan (4.3). Masing-masing g_{bou} tersebut dibuat dalam *grid* dengan bantuan perangkat lunak Golden Software Surfer® Version 9.9.785. Selanjutnya, *grid-grid* tersebut dislice sepanjang A-B. Profil g_{bou} sepanjang *slice* A-B untuk tiap nilai ρ ditampilkan dalam Gambar 4.12 menggunakan perangkat lunak Golden Software Surfer® Version 9.9.785.



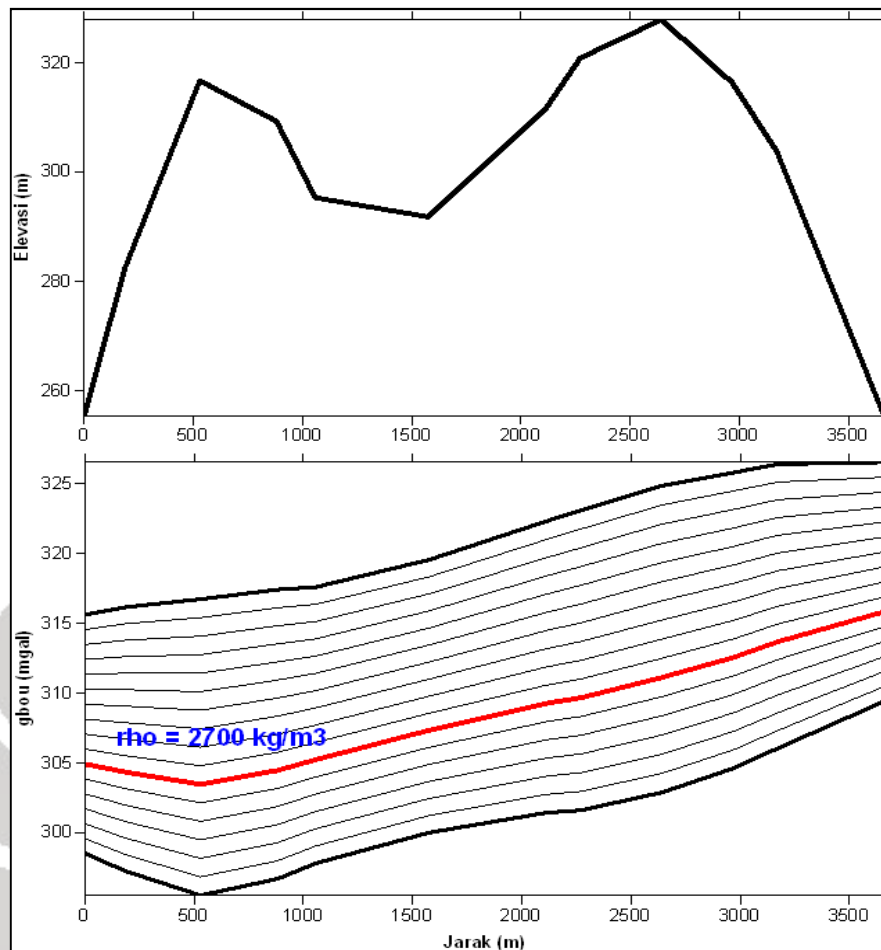
Gambar 4.28. Profil Anomali Bouguer dan Profil Topografi pada Posisi Slice A-B dengan 34 Titik Data

Data anomali Bouguer yang telah dislice kemudian diekspor ke dalam *Microsoft Excel* untuk dihitung nilai korelasi antara anomali Bouguer masing-masing asumsi densitas dan topografi. Tabel 4.2 memperlihatkan nilai korelasi anomali Bouguer dan topografi menggunakan slice A-B. Perhitungan nilai korelasi menggunakan fungsi “CORREL” yang telah tersedia dalam perangkat lunak *Microsoft Excel*.

Tabel 4.3. Koefisien Korelasi Nilai Anomali Bouguer terhadap Topografi dengan Nilai Asumsi Densitas 1700-3300 kg/m³ pada Slice A-B

Asumsi densitas (kg/m ³)	Koefisien Korelasi
1700	-0.00733
1800	-0.0825
1900	-0.15628
2000	-0.22754
2100	-0.29533
2200	-0.35894
2300	-0.41791
2400	-0.47204
2500	-0.52131
2600	-0.56587
2700	-0.60597
2800	-0.64193
2900	-0.6741
3000	-0.70284
3100	-0.72852
3200	-0.75145
3300	-0.77194

Kemudian dilakukan percobaan untuk memotong profil data menjadi 23 titik data dengan slice A-C dengan panjang 6,59 km seperti terlihat pada Gambar 4.13. Untuk memudahkan analisis, kemudian dilakukan perhitungan korelasi menggunakan *spreadsheet Microsoft Excel*. Hasil perhitungan koefisien korelasi, diperlihatkan pada Tabel 4.3.



Gambar 4.29. Profil Anomali Bouguer dioverlay dengan Profil Topografi pada Posisi Slice A-C dengan 23 Titik Data

Berdasarkan hasil perhitungan koefisien korelasi pada *slice* A-C, terlihat bahwa nilai asumsi densitas 2700 kg/m^3 memberikan nilai koefisien korelasi terendah sebesar 0.0077. Dari percobaan yang telah dilakukan, terlihat bahwa *slice* A-B maupun *slice* A-C memberikan nilai koefisien korelasi yang rendah untuk nilai asumsi densitas yang berbeda. Posisi *slice* A-B mencakup daerah dengan profil topografi perbukitan dan lembah.

Pada profil topografi berbentuk lembah, efek *light sediment* cenderung besar sehingga mendistorsi nilai *surface density*. Sedangkan pada posisi *slice* A-C, profil topografi yang dilalui berupa bukit saja sehingga efek *light sediment* dapat

dihindari. Dengan demikian, dapat disimpulkan bahwa dengan metode Nettleton nilai asumsi densitas untuk koreksi Bouguer didapat sebesar 2700 kg/m^3 .

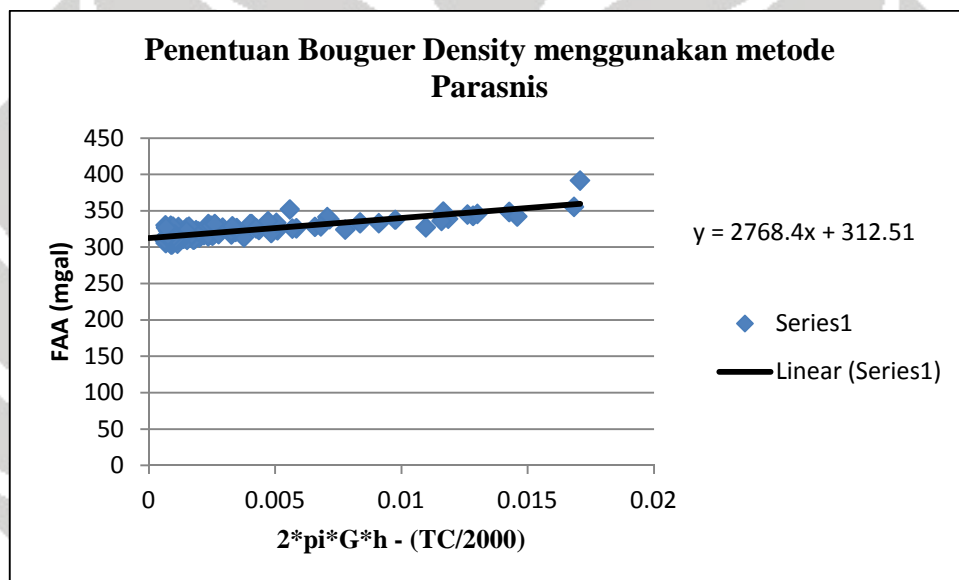
Tabel 4.4. Koefisien Korelasi Nilai Anomali Bouguer terhadap Topografi dengan Nilai Asumsi Densitas $1700\text{-}3300 \text{ kg/m}^3$ pada Slice A-C

Nilai asumsi densitas (kg/m ³)	Koefisien korelasi
1700	0.242712
1800	0.220391
1900	0.197718
2000	0.174724
2100	0.15144
2200	0.127901
2300	0.104144
2400	0.080207
2500	0.05613
2600	0.031955
2700	0.007724
2800	-0.01652
2900	-0.04074
3000	-0.06488
3100	-0.08891
3200	-0.11279
3300	-0.13647

[2] Metode Parasnis

Menggunakan Persamaan (3.9) dilakukan perhitungan *Bouguer density* untuk keseluruhan titik pengukuran termasuk titik *base station*. Input yang digunakan adalah nilai anomali Free Air atau FAA sebagai sumbu-y dan suku $(2 \times \phi \times G \times h) - (TC/2000)$ sebagai sumbu-x.

Dengan bantuan perangkat lunak *Microsoft Excel* dilakukan plot nilai x dan y untuk setiap titik stasiun ukur. Dari plot tersebut didapatkan persamaan regresi linear dengan nilai gradien persamaan tersebut merupakan nilai *Bouguer density* yang dicari. Dengan mengaplikasikan metode Parasnis terhadap keseluruhan data maka didapat persamaan regresi linear, $y = 2768.4x + 312.51$ seperti diperlihatkan pada Gambar 4.14. Artinya dengan metode Parasnis didapat nilai *Bouguer density* sebesar 2768.4 kg/m^3 .



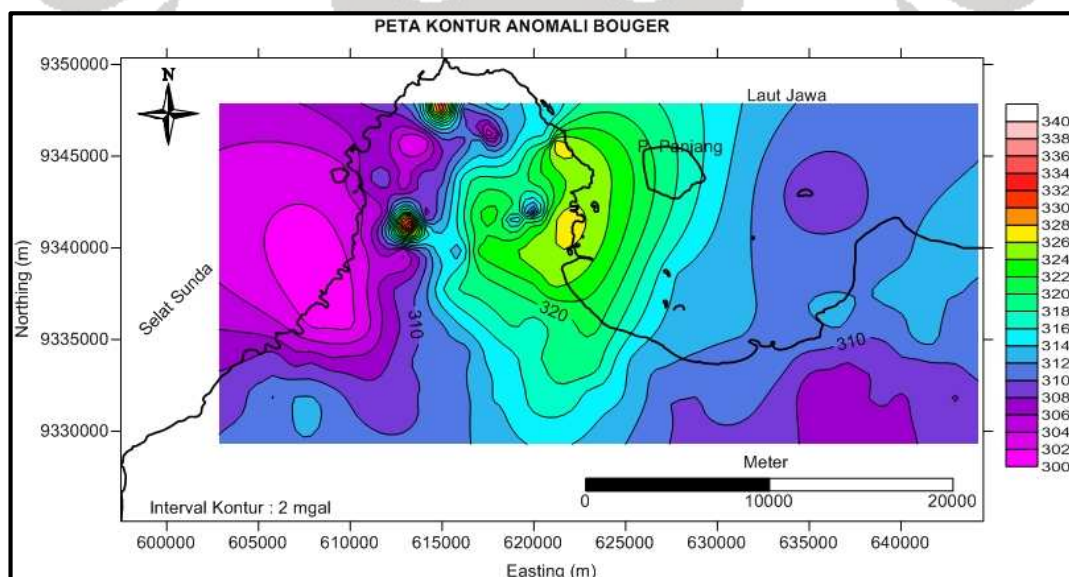
Gambar 4.30. Aplikasi Metode Parasnis

Berdasarkan perbandingan metode Nettleton dan Parasnis, estimasi *Bouguer density* menggunakan metode Parasnis memberikan hasil yang tidak jauh berbeda yaitu 2700 kg/m^3 dan 2764.8 kg/m^3 , sehingga diambil salah satu nilai yang cenderung lebih representatif yaitu nilai 2700 kg/m^3 sebagai nilai *density reduction* pada perhitungan anomali Bouguer tahap berikutnya.

Nilai *Bouguer density* yang telah didapat kemudian dimasukkan ke dalam Persamaan (3.9) untuk tiap titik ukur agar didapat nilai koreksi Bouguer di tiap titik ukur.

4.3.2.3. Perhitungan Anomali Bouguer

Perhitungan *Simple Anomaly Bouguer* (SBA) dilakukan menggunakan input nilai anomali *Free Air* (FAA) dan BC. Perhitungan tersebut dilakukan untuk tiap titik ukur. Untuk mendapatkan nilai *Complete Bouguer Anomaly* (CBA), maka diperlukan input koreksi *Terrain*. Setelah nilai koreksi *Terrain* didapat, maka nilai CBA dapat dihitung. Data CBA di tiap titik kemudian diimpor ke dalam perangkat lunak Surfer untuk dibuat peta kontur anomali Bouguer. Gambar 4.15 memperlihatkan Peta Kontur Anomali Bouguer.



Gambar 4.31. Peta Kontur Anomali Bouguer

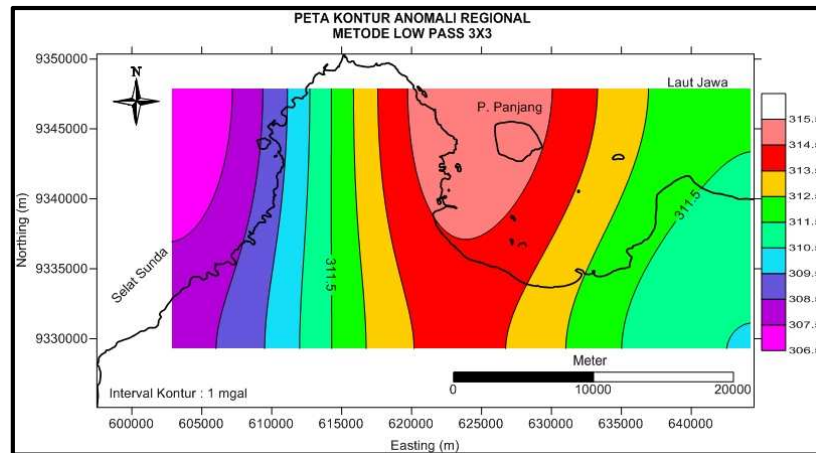
4.3.2.4. *Residualizing*

Metode *residualizing* yang akan digunakan pada penelitian ini adalah *empirical gridding*. Ketika *grid* difilter, tiap *node* dalam *grid* keluaran dihitung sebagai fungsi dari *node-node* yang bersesuaian dan *node-node* “*neighbourhood*” (*neighbours*) dalam *grid* input. Definisi “*neighbourhood*” dari sebuah *node grid* keluaran adalah sebuah sub-*array* persegi dari *node-node* pada *grid* input yang terletak di tengah-tengah dari *node grid* input yang bersesuaian. Proses *grid filtering* pada penelitian ini dilakukan dengan bantuan perangkat lunak Surfer 9.

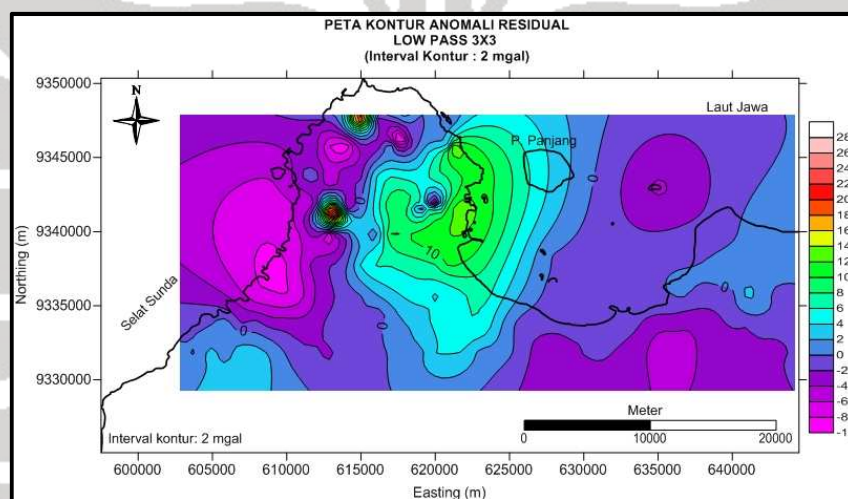
Jenis filter yang digunakan adalah Low Pass Filter yang merupakan salah satu filter konvolusi linear. *Low pass filter* digunakan untuk mereduksi *noise* dengan frekuensi tinggi. Jadi tujuannya adalah membuat *grid* atau kontur yang lebih *smooth*. Salah satu model dari *Low Pass Filter* yang digunakan berupa matriks 3x3 sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 4 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix}$$

Hasil anomali regional dan residual menggunakan *Low Pass filter* diperlihatkan pada Gambar 4.16 dan 4.17 berturut-turut.



Gambar 4.32. Peta Kontur Anomali Regional Metode Filtering Grid Menggunakan Low Pass Filter 3x3



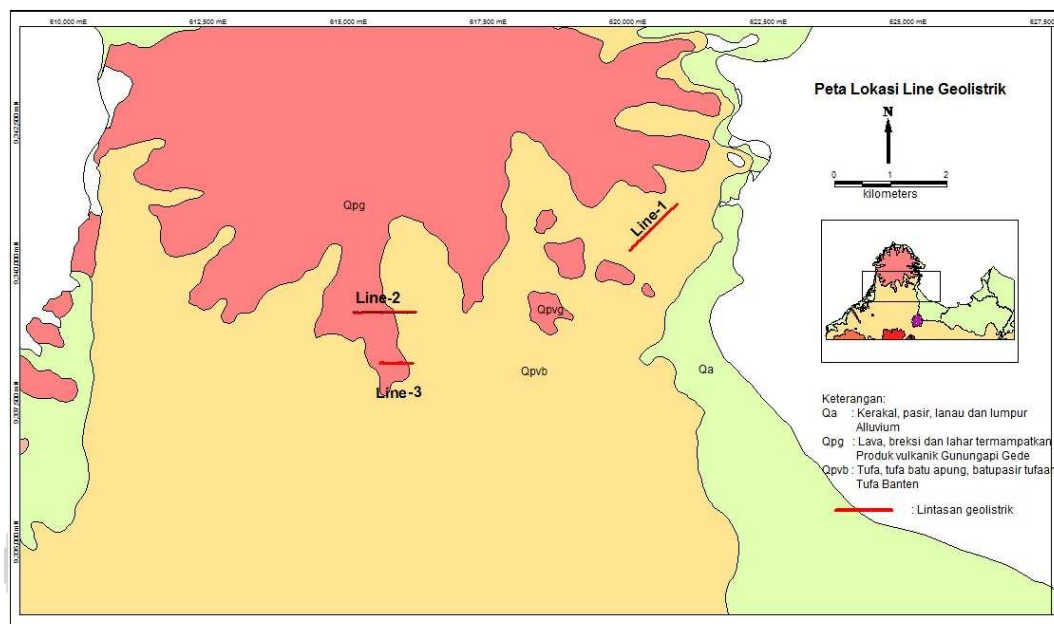
Gambar 4.33. Peta Kontur Anomali Residual Low Pass 3x3 dengan Interval Kontur 2 mgal

4.4. Metode Geolistrik

4.4.1. Data

Alat yang digunakan dalam pengukuran metode geolistrik ini adalah alat geolistrik merk SuperSting model R8/IP-56. Semua data pengukuran dan informasi lain yang berkaitan tersimpan di dalam memori alat tersebut. Lokasi pengukuran mencakup wilayah Kramatwatu dan Pulo Panjang. Namun demikian, pada

penelitian ini, data yang digunakan hanya data di sekitar wilayah Kramatwatu yang terdiri atas tiga lintasan geolistrik seperti terlihat pada Gambar 4.18.



Gambar 4.34. Peta Lintasan Geolistrik Dioverlay dengan Sebaran Batuan *Quaternary*

Lintasan geolistrik 1 yang selanjutnya disebut Line-1 berarah NE – SW yang terletak di desa Bojonegara. Panjang lintasan mencapai 1100 m. Lintasan geolistrik 2, selanjutnya disebut sebagai Line-2, berarah E-W yang berada di desa Kotabumi dan Tegalbunder. Konfigurasi elektroda pada lintasan 1 dan 2 menggunakan konfigurasi Wenner.

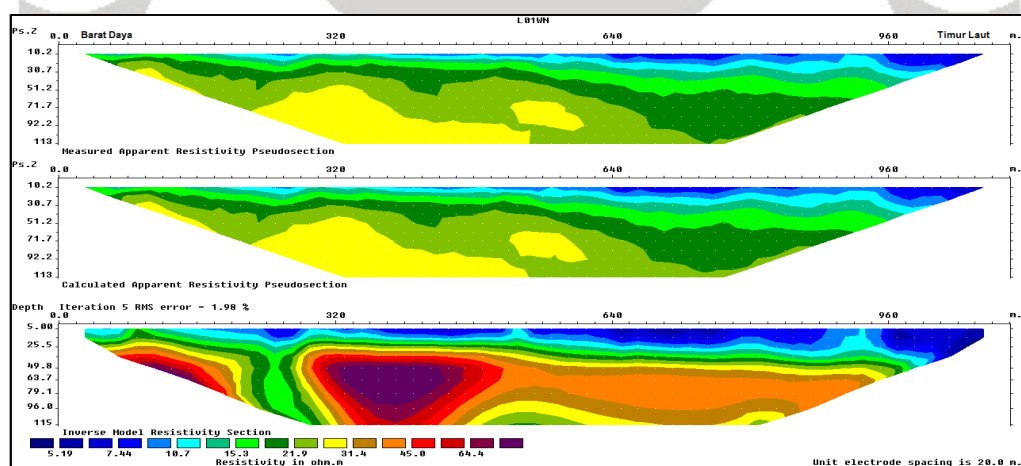
Lintasan geolistrik 3, selanjutnya disebut sebagai Line-3, berarah E-W yang berada di desa Purwakarta, kota Cilegon. Konfigurasi elektroda yang digunakan pada lintasan ini adalah konfigurasi dipole-dipole dengan panjang lintasan mencapai 700 m.

4.4.2. Pengolahan Data

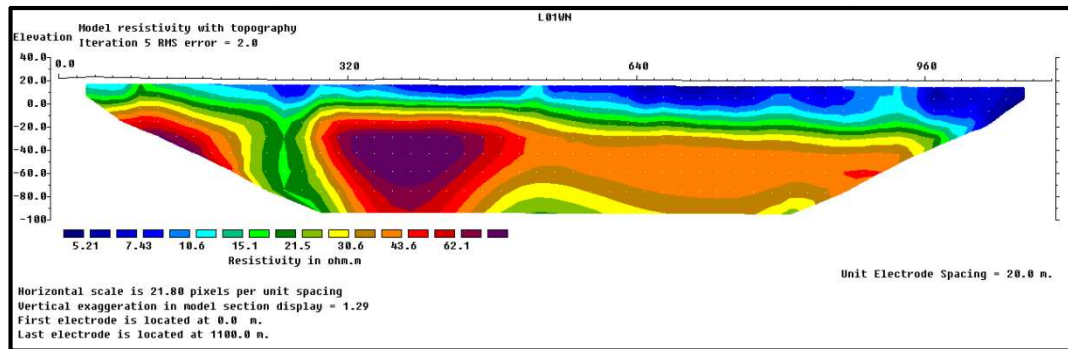
Arah orientasi *geological bodies*, horisontal (misalnya lapisan sedimen dan sills) dan vertikal (misalnya *dyke* dan *faults*), juga mempengaruhi proses inversi. Daerah dengan struktur geologi yang didominasi dengan orientasi vertikal, maka filter *vertical flatness* diberikan bobot yang lebih besar dibandingkan filter horisontal.

4.4.2.1. Line 1

Konfigurasi Wenner dengan spasi elektroda 20, jumlah titik data 418 dengan total elektroda 56, nilai minimum *apparent resistivity* 5,88 ohm dan nilai maksimum 29,44 ohm. Range kedalaman yang dicapai dengan konfigurasi Wenner tersebut adalah sekitar 124,3 m dengan panjang lintasan horisontal adalah 1040 m. Metode inversi yang digunakan *smoothness-constrained* untuk 5 kali iterasi.



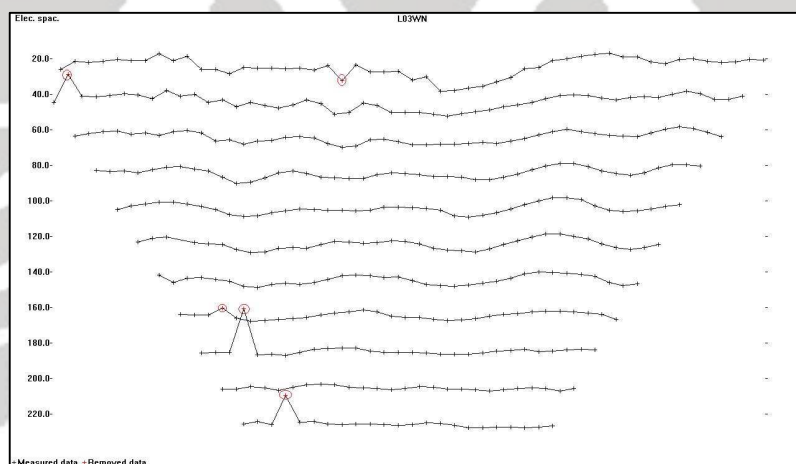
Gambar 4.35. Penampang Resistivitas dan Hasil Inversi Line 1 Menggunakan Metode Inversi Smoothness-Constraint



Gambar 4.36. Penampang Resistivitas Line-1 dengan Topografi

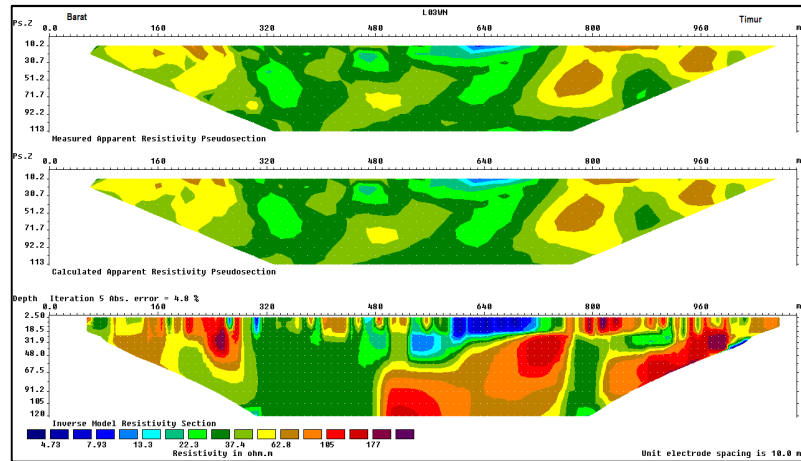
4.4.2.2. Line 2

Konfigurasi Wenner dengan spasi elektroda 20, jumlah titik data 415 dengan total elektroda 56. Nilai minimum *apparent resistivity* adalah 8,90 ohm dan nilai maksimum adalah 494,40 ohm. Gambar 4.21. memperlihatkan titik-titik data dari Line-2 konfigurasi Wenner.

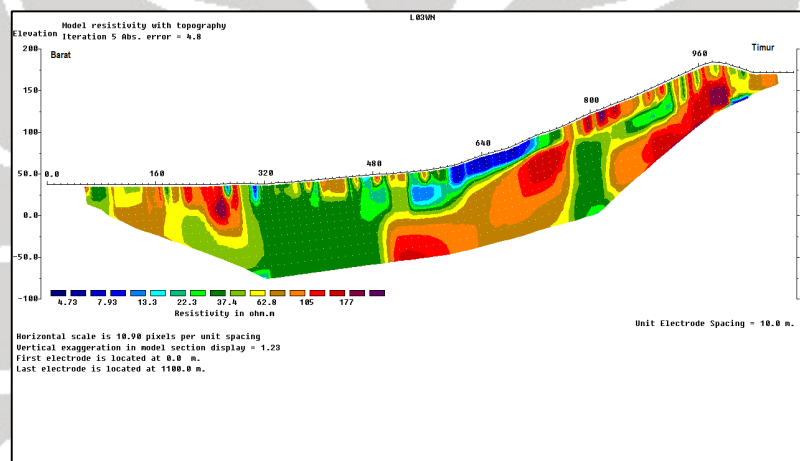


Gambar 4.37. Titik Data Line-2 Konfigurasi Wenner

Beberapa titik data yang dianggap kurang baik dihilangkan kemudian *dirun* kembali. Sehingga titik data sekarang menjadi 410 titik. Gambar 4.22. memperlihatkan hasil inversi Line-2 menggunakan metode inversi *smoothness-constrained* dengan *vertical flatness filter* sebesar 2. Gambar 4.23. memperlihatkan hasil inversi Line-2 dengan memasukkan data topografi.



Gambar 4.38. Penampang Resistivitas dan Hasil Inversinya Line 2 Menggunakan Metode Inversi *Smoothness-Constrained* dengan *Vertical Flatness Filter 2.0*



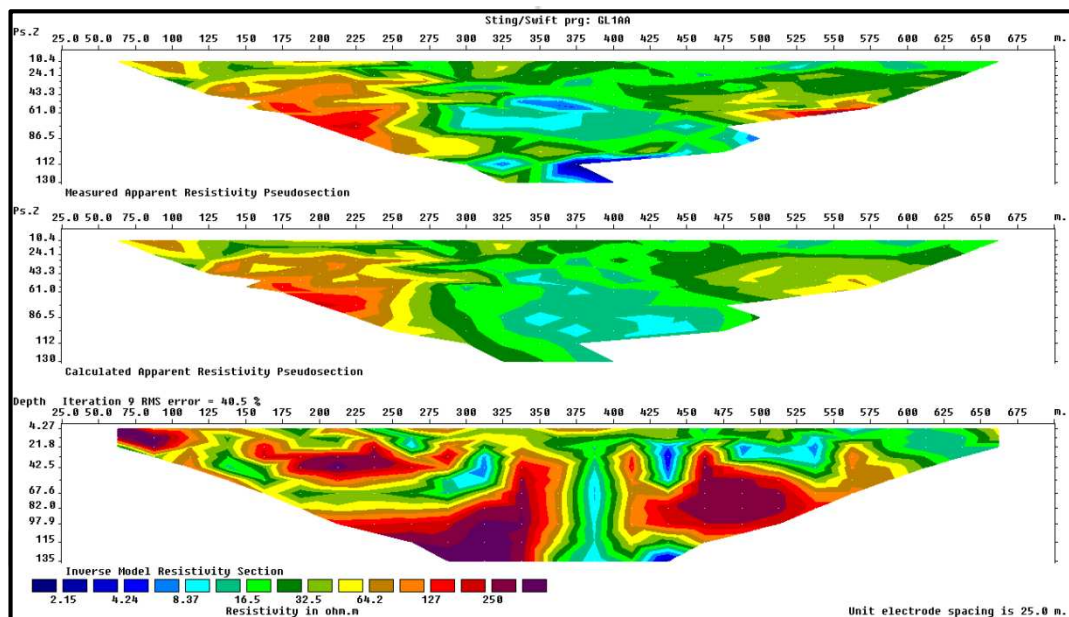
Gambar 4.39. Penampang Resistivitas dengan Topografi dari Line-2

4.4.2.3. Line 3

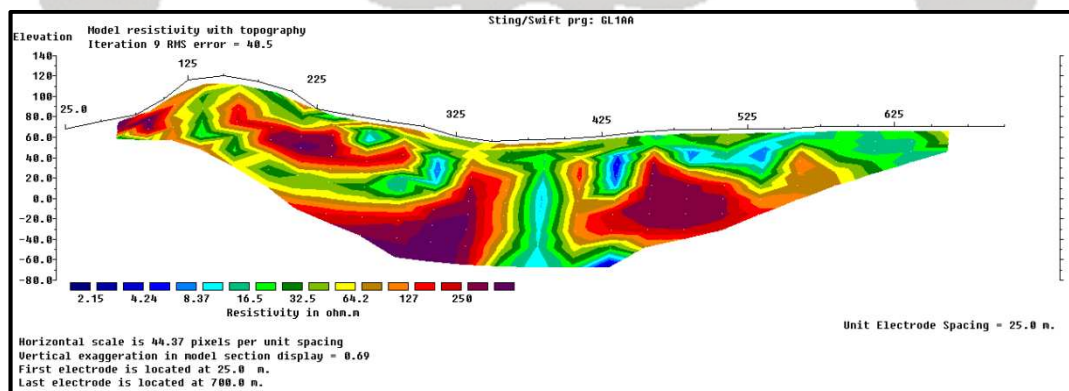
Konfigurasi pengukuran menggunakan konfigurasi dipole-dipole dengan spasi elektroda 25 m dan total titik data berjumlah 211 buah. Setelah dilakukan edit titik data yang dianggap kurang baik maka titik data berkurang menjadi 202 titik data.

Untuk menghindari efek variasi resistivitas permukaan yang terlalu besar maka iterasi dilakukan pada model yang telah diubah dimana ukuran sel diubah menjadi setengah dari ukuran spasi elektroda. Data yang telah diedit kemudian

diinversi menggunakan metode inversi *Smoothness-constrained*. Penampang resistivitas dan hasil inversi menggunakan metode *smoothness-constrained* dengan *vertical flatness filter* sebesar 2, diperlihatkan pada Gambar 4.24.



Gambar 4.40. Penampang Resistivitas dan Hasil Inversinya Line-3 Menggunakan Metode Robust Inversion dengan Vertical Flatness Filter 2



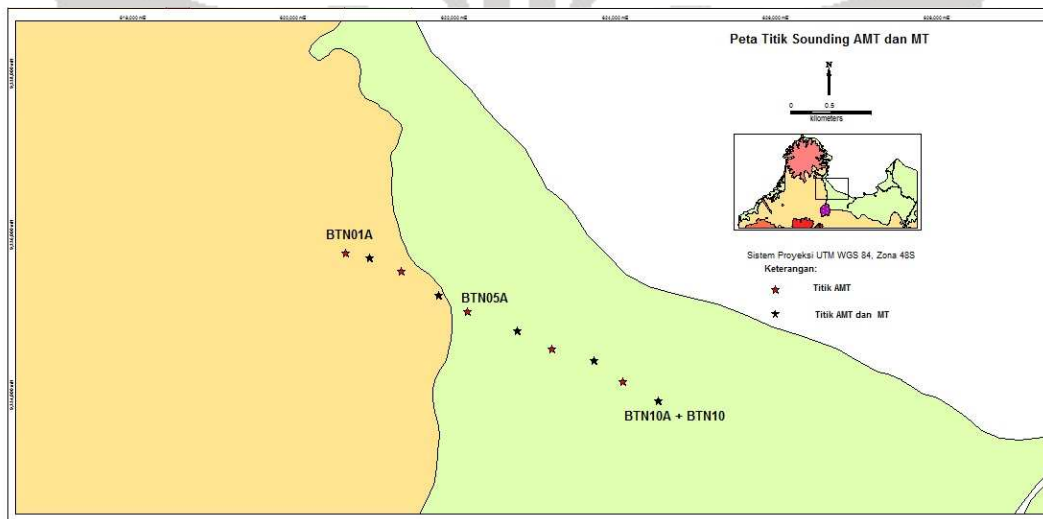
Gambar 4.41. Penampang Resistivitas Line 3 dengan Topografi

4.5. Metode Magnetotellurik

4.5.1. Data

Dalam penelitian ini digunakan data AMT dan MT yang diambil tahun 2009 di daerah Kramatwatu, Provinsi Banten. Data AMT terdiri atas 10 titik pengukuran dengan jarak antar titik berkisar 500 meter yang membentuk satu garis. Sedangkan data MT terdiri dari 5 titik pengukuran. Gambar 4.26 memperlihatkan peta lokasi titik sounding AMT dan MT.

Peralatan yang digunakan dalam pengukuran menggunakan metode AMT/MT ini adalah 2 unit MTU-5A System buatan Phoenix Geophysics, Ltd. Canada. Data AMT umumnya diukur selama selang waktu 1 sampai 1,5 jam. Sedangkan data MT diukur selama selang waktu berkisar 8-11 jam.



Gambar 4.42. Peta Titik Sounding AMT dan MT

4.5.2. Pengolahan Data

Tahap reprocessing transformasi Fourier, yang digunakan untuk memfilter data yang dipengaruhi oleh *noise*, dikontrol oleh parameter *robust processing* yaitu koherensi dan *rho-variance*. Koherensi merujuk pada skema *processing* yang membandingkan data hasil survei di lokasi dengan data referensinya dan hanya memproses data-data yang koheren (User Guide SSMT 2000). *Cultural noise*

yang muncul di lokasi pengukuran namun tidak pada daerah referensi akan dikurangi secara otomatis (User Guide SSMT 2000).

Rho-variance mengacu pada tahap kedua dari *coherency processing* yang membandingkan hasil tellurik dan magnetik dari tahap pertama, dan menyeleksi data-data hasil tersebut yang koheren (User Guide SSMT 2000).

Terdapat dua jenis koherensi yaitu koherensi multipel dan parsial. Pada penelitian ini digunakan koherensi multipel dengan mengkombinasikan antara perbandingan koherensi multipel medan listrik E_x dengan total magnetik H atau $M(E_x, H)$ dan koherensi multipel medan listrik E_y dengan total magnetik H atau $M(E_y, H)$ (User Guide SSMT 2000).

Dalam menentukan koherensi ataupun *variance* data-data, dibuat nilai minimum koherensi dan *variance*. Ketika nilai minimum telah terpenuhi maka, program secara otomatis akan bergerak ke frekuensi berikutnya. Nilai minimum koherensi dan *variance* dapat ditentukan antara nilai 0 dan 1. Untuk keefektifan nilai minimum ini mempunyai range 0.9, untuk data yang mengandung banyak *noise*, sampai 0.8 untuk data yang mengandung sedikit *noise*.

Parameter lain yang digunakan untuk memfilter data adalah nilai fraksi maksimum data yang bisa dihilangkan untuk mencapai nilai minimum koherensi ataupun *variance*. Nilai ini mempunyai range antara 0 (tidak ada *crosspower* yang dihilangkan) dan 1 (semua *crosspower* dihilangkan). Namun demikian, untuk keefektifan biasanya digunakan range 0.75 untuk data yang mengandung banyak *noise* dan 0.25 untuk data dengan sedikit *noise* (User Guide SSMT 2000).

Time series dibagi menjadi segmen-segmen berukuran sama ketika menghitung titik-titik data untuk setiap frekuensi. Jumlah segmen tersebut

merupakan jumlah *crosspower*. Titik-titik data dalam tiap frekuensi akan dirata-ratakan atau *distack* untuk menghasilkan tiap titik data pada kurva resistivitas dan fase. Kurva yang mengandung banyak *error bar* dan sulit untuk diperhalus, dapat ditangani dengan memanfaatkan jumlah *crosspower* yang semakin besar.

Titik-titik data dalam tiap frekuensi diolah dengan pembobotan tertentu. Tipe pembobotan dapat berupa *rho-variance* dan *ordinary coherency*. Pada tipe pembobotan *rho-variance*, titik-titik data dengan *error bar* yang kecil akan diberi bobot lebih besar. Sedangkan pada tipe *ordinary coherency*, titik-titik data dengan koherensi yang baik antara medan listrik dan medan magnet akan diberikan bobot yang lebih besar (User Guide SSMT 2000). Selain itu terdapat pula tipe *No Weight*, dimana semua titik data diberi bobot yang sama (User Guide SSMT 2000). Tipe pembobotan ini sangat berguna untuk data yang mengandung *noise* yang koheren.

Salah satu parameter *crosspower* yang juga penting adalah *weight cut-off value*. Parameter ini mempengaruhi *step function* pada skema pembobotan. Jika faktor pembobotan yang ditetapkan pada sebuah *crosspower* lebih kecil daripada *weight cut-off value*, maka faktor pembobotan tersebut akan tereduksi menjadi nol (User Guide SSMT 2000).

Pada perangkat lunak MT Editor dilakukan pemilihan *crosspower* (XPR). Pemilihan *cross power* tidak akan efektif bila tahapan pengolahan data sebelumnya belum bisa mereduksi *noise*.

Pengelompokan kualitas kurva MT (Daud, 2012):

- *Excellent*: Data MT mempunyai tren kurva Rho dan fasa yang jelas.

- *Very good* : Data MT mempunyai tren kurva RHO dan fasa yang jelas dengan sedikit *error bars*.
- *Good*: Data MT mempunyai tren kurva Rho dan fasa yang bagus walaupun dengan beberapa *error bars*.
- *Fair*: Data MT mempunyai trend kurva Rho dan fasa yang bagus walaupun dengan *error bars* yang besar.

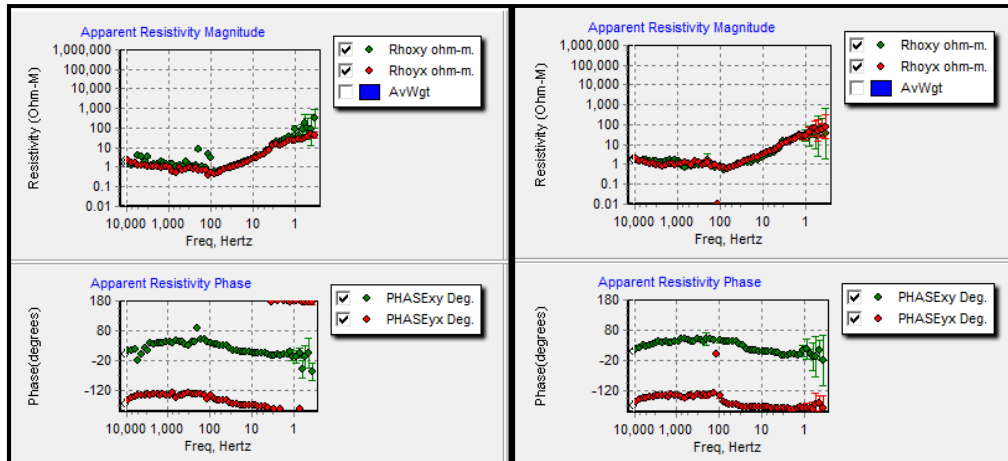
Noise yang mengganggu sinyal MT dapat diidentifikasi menggunakan *spectral analysis*. Gangguannya dapat dianalisis dengan melihat *range* frekuensi dari *noise-noise* tersebut. *Range* frekuensi untuk *noise* yang disebabkan oleh *electric power line* yaitu 50Hz. Sedangkan *range* frekuensi untuk *noise* yang disebabkan oleh *deadband* berkisar 1 sampai 10 Hz. Jika ditemukan *noise* disepanjang *range* frekuensi yang ada, maka bisa jadi terjadi kesalahan dalam pemasangan sensor atau stasiun pengukuran terlalu dekat dengan sumber noise (Daud, 2012).

Parameter *robust processing* yang digunakan pada titik sounding AMT antara lain menggunakan tipe multipel koherensi dengan batas minimal koherensi 85% dan batas minimal *rho-variance* 75%. Jumlah maksimum *crosspower* yang digunakan adalah 60 dengan pembobotan dilakukan berdasarkan *rho-variance*.

Titik AMT-01

Titik AMT-01 direkam selama 0.9822 jam mulai pukul 12:11:02 sampai dengan pukul 13:09:58 pada tanggal 19 Juli 2009. Data yang terekam berupa data time series yang mengandung komponen medan listrik E_x dan E_y dan komponen

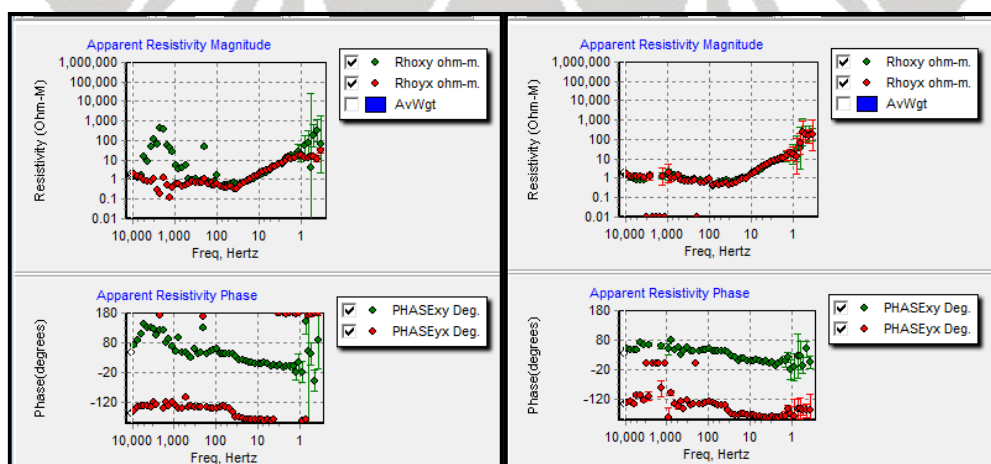
medan magnet H_x , H_y . Gambar 4.27. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-01.



Gambar 4.43. Kurva Apparent Resistivity dan Fase sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-01 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik AMT-02

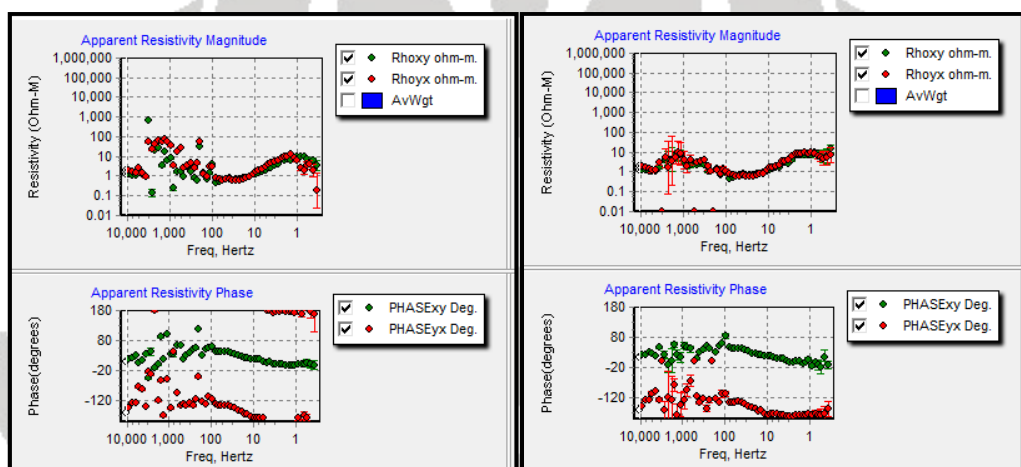
Titik AMT-02 direkam pada tanggal 19 Juli 2009 dengan durasi waktu 0.9882 jam dari jam 09:46:02 sampai dengan jam 10:44:58. Gambar 4.28. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-02.



Gambar 4.44. Kurva Apparent Resistivity dan Fase sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-02 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik AMT-03

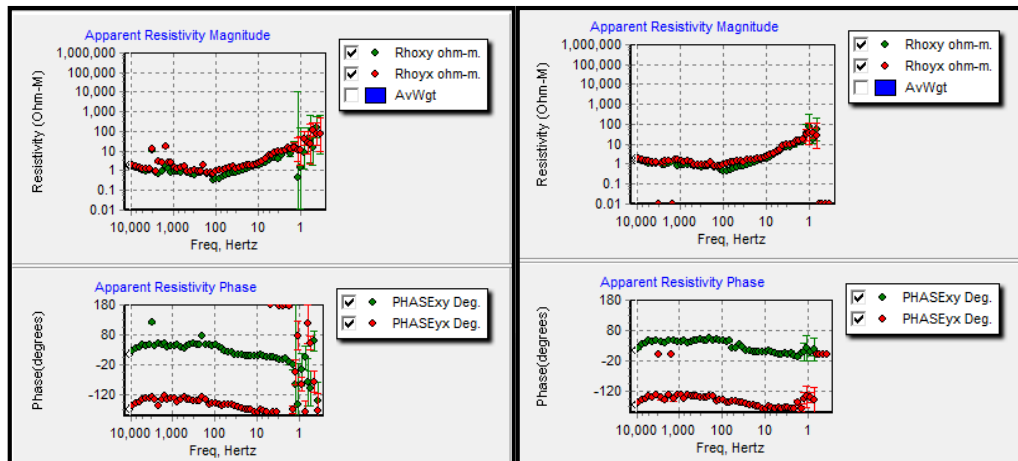
Titik AMT-03 direkam selama 0.99 jam terhitung mulai pukul 06:35:34 sampai dengan 07:34:58 pada tanggal 19 Juli 2009. Gambar 4.29. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-01 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.45. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-03 (**Kiri:** Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; **Kanan:** Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik AMT-04

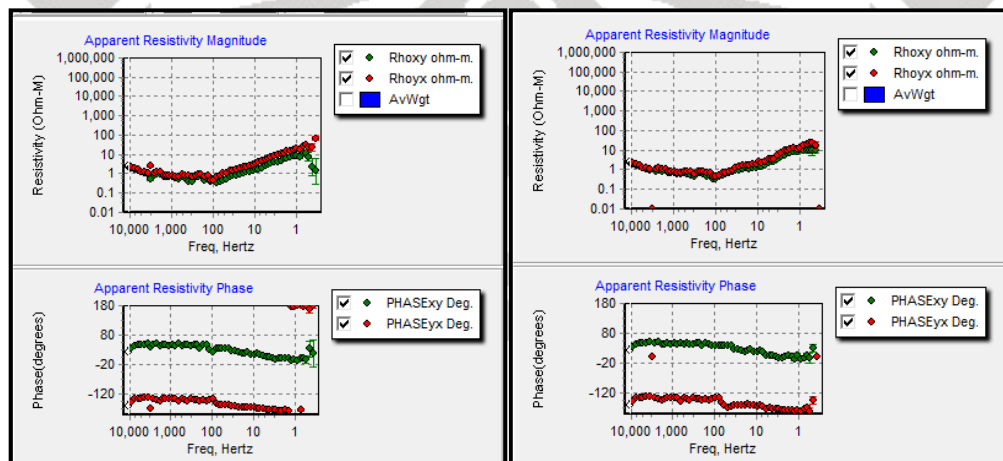
Titik AMT-04 direkam pada tanggal 19 Juli 2009 selama 0.9997 jam mulai pukul 03:39:59 sampai dengan 04:39:58. Gambar 4.30. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-04 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.46. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-04 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik AMT-05

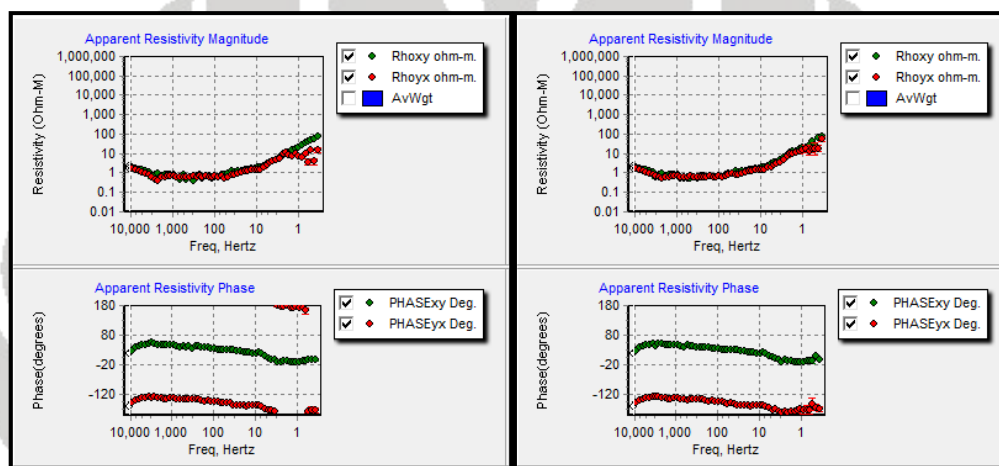
Titik AMT-05 direkam dengan durasi 0.9997 jam mulai dari pukul 09:24:59 sampai dengan pukul 10:24:58 pada tanggal 18 Juli 2009. Gambar 4.31. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-05 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.47. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-05 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik AMT-06

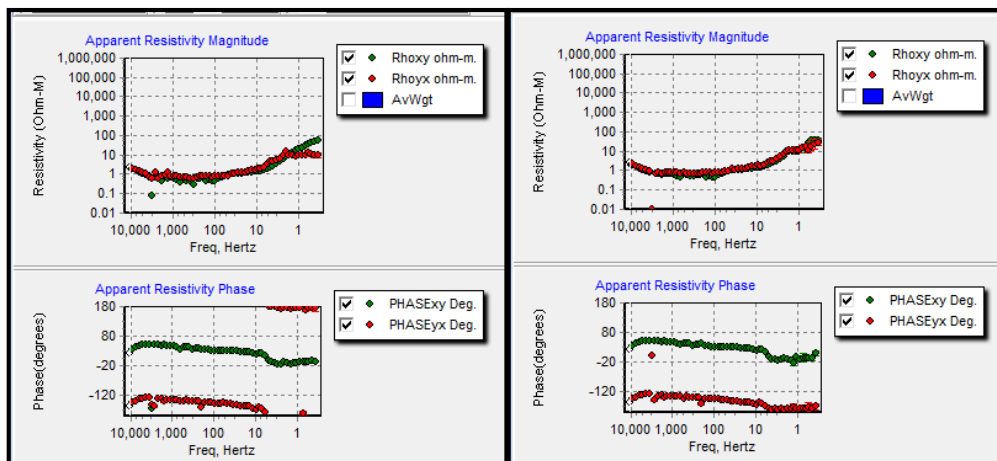
Titik AMT-06 direkam pada tanggal 18 Juli 2009 selama 0.9956 jam mulai pukul 06:00:14 sampai dengan pukul 06:59:58. Gambar 4.32. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-06 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.48. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-06 (Kiri: Sebelum Dilakukan Cross Power Selection; Kanan: Setelah Dilakukan Cross Power Selection)

Titik AMT-07

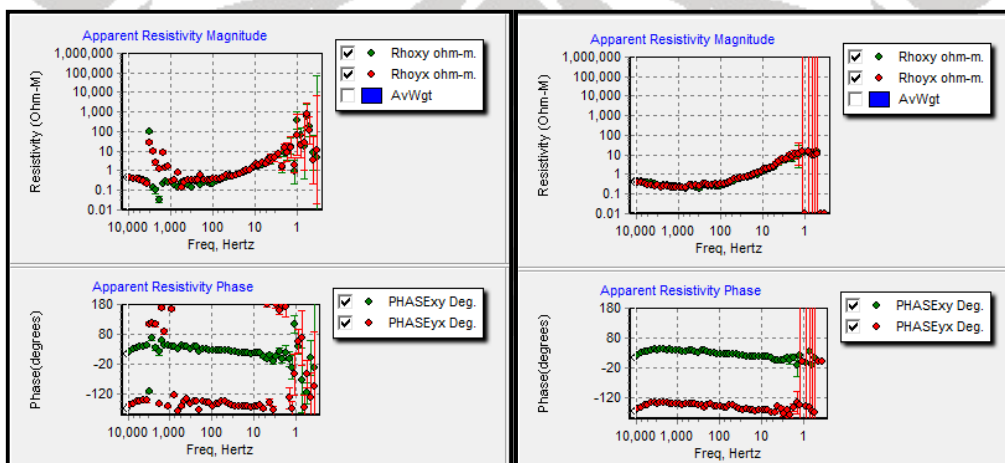
Titik AMT-07 direkam selama 0.997 jam mulai pukul 03:34:59 sampai dengan pukul 04:34:58 pada tanggal 18 Juli 2009. Gambar 4.33. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-07 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.49. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-07 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik AMT-08

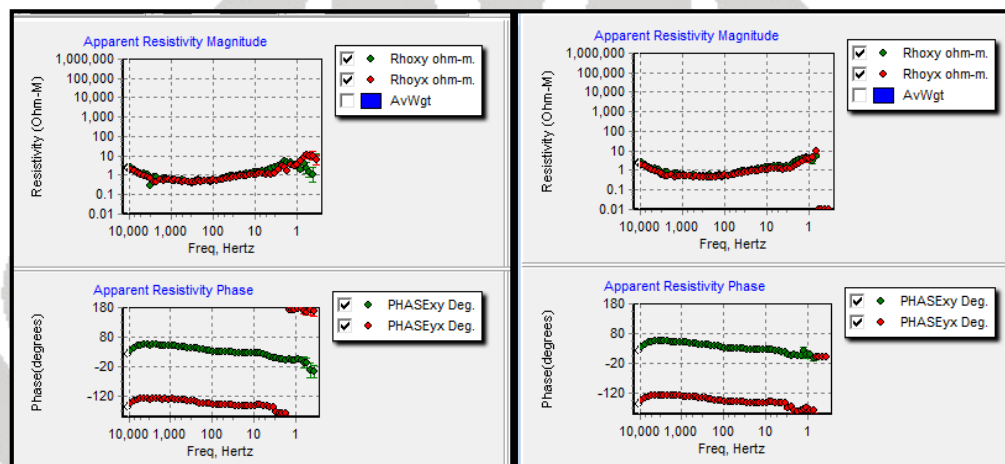
Titik AMT-08 direkam pada tanggal 17 Juli 2009 selama 0.9997 jam mulai pukul 08:44:59 sampai dengan pukul 09:44:58. Gambar 4.34. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-08 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.50. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-08 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik AMT-09

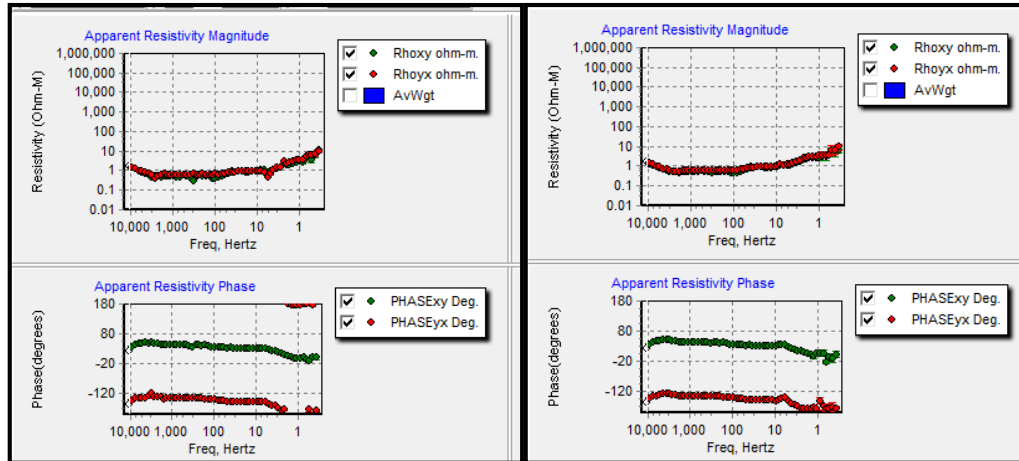
Titik AMT-09 direkam pada tanggal 17 Juli 2009 selama 1.4997 jam mulai pukul 05:34:59 sampai dengan pukul 07:04:58. Gambar 4.35. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-09 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.51. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-09 (Kiri: Sebelum Dilakukan Cross Power Selection; Kanan: Setelah Dilakukan Cross Power Selection)

Titik AMT-10

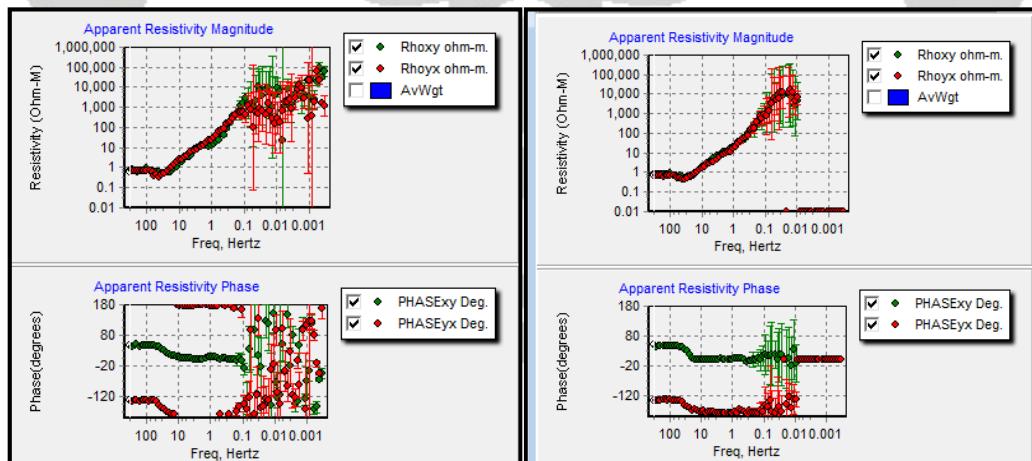
Titik AMT-10 direkam pada tanggal 17 Juli 2009 selama 0.9975 jam mulai pukul 01:50:07 sampai dengan pukul 02:49:58. Gambar 4.36. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik AMT-10 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.52. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik AMT-10 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik MT-02

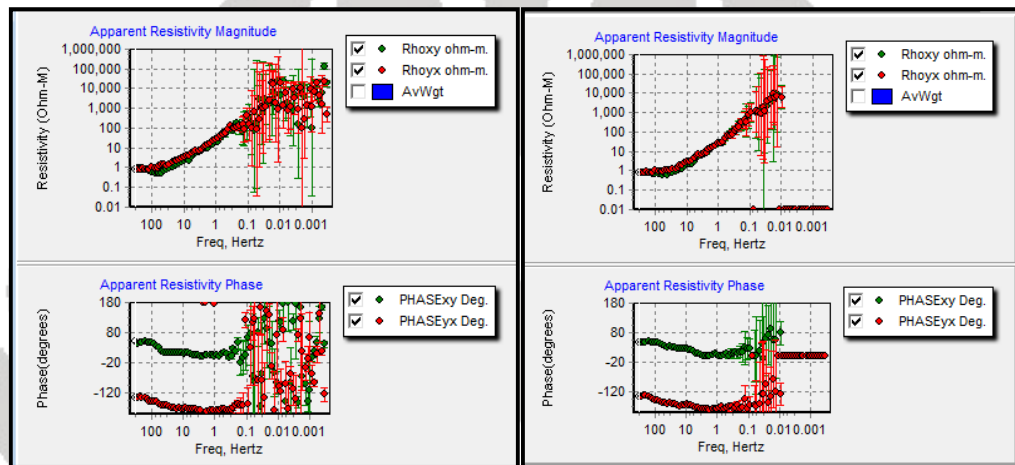
Titik MT-02 direkam selama 11.9997 jam pada tanggal 20 Juli 2009 mulai pukul 10:59:59 sampai dengan pukul 22:59:59. Gambar 4.37. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik MT-2 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.53. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-02 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik MT-04

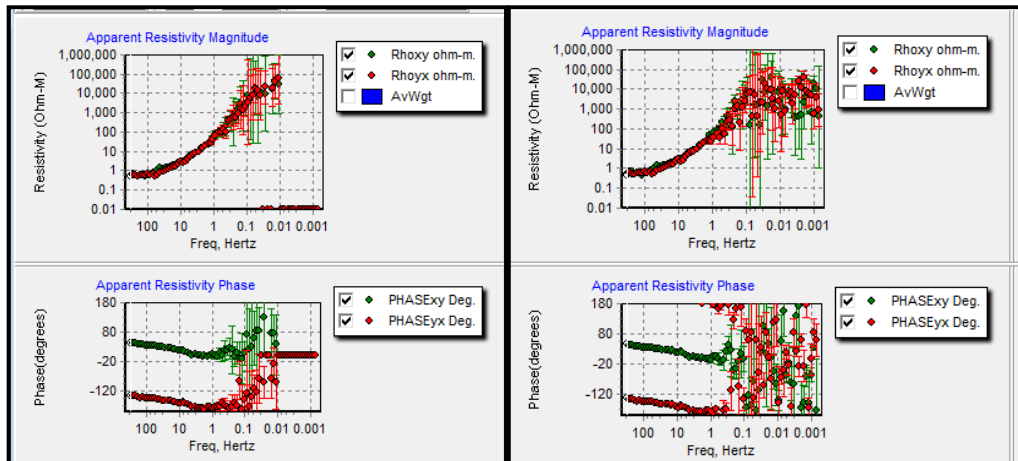
Titik MT-04 direkam selama 11.993 jam pada tanggal 19 Juli 2009 mulai pukul 11:01:16 sampai dengan pukul 22:59:58. Gambar 4.38. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik MT-04 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.54. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-04 (Kiri: Sebelum Dilakukan Cross Power Selection; Kanan: Setelah Dilakukan Cross Power Selection)

Titik MT-06

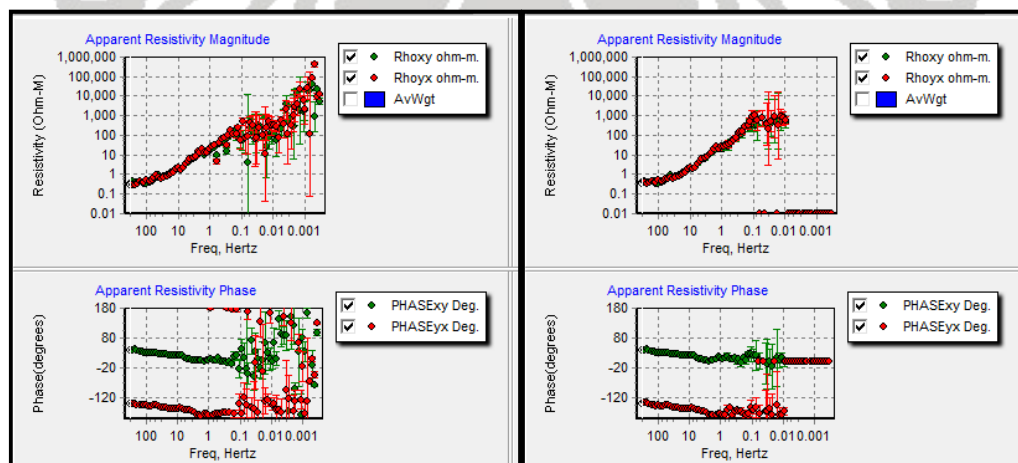
Titik MT-06 direkam selama 8.4228 jam pada tanggal 18 Juli 2009 mulai pukul 11:09:59 sampai dengan pukul 19:35:21. Gambar 4.39. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik MT-06 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.55. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-06 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Titik MT-08

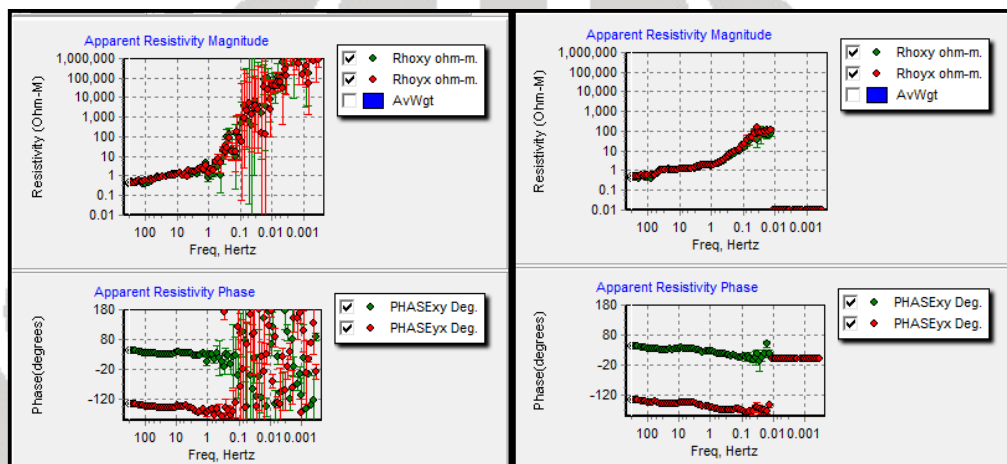
Titik MT-08 direkam selama 11.7497 jam pada tanggal 17 Juli 2009 mulai pukul 11:14:59 sampai dengan pukul 22:59:58. Gambar 4.40. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik MT-08 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.



Gambar 4.56. Kurva Apparent Resistivity dan Fase Sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-08 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

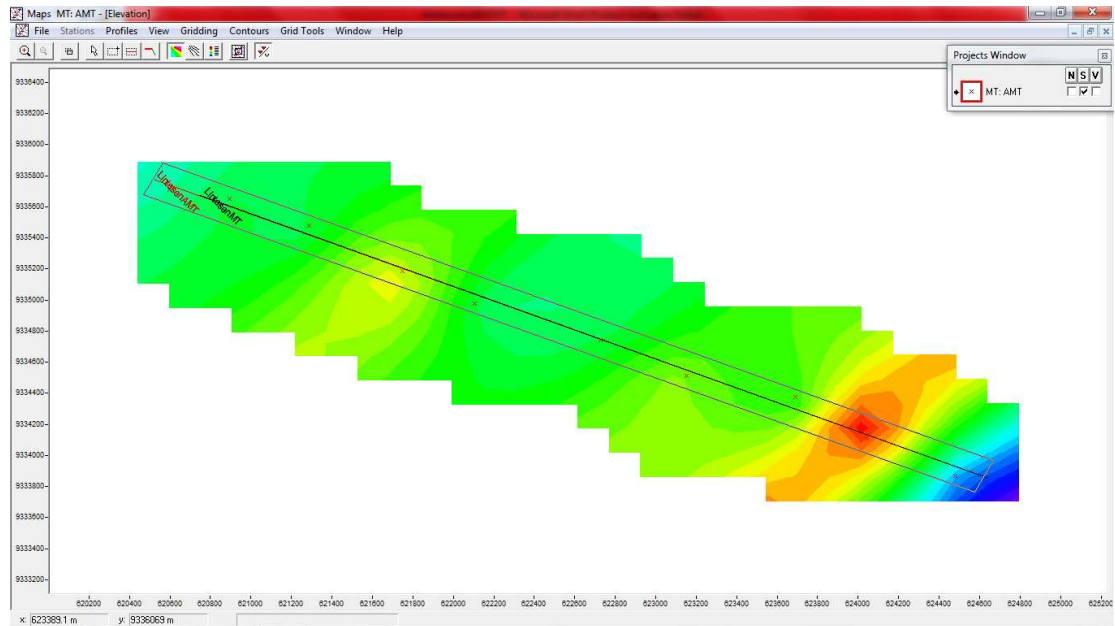
Titik MT-10

Titik MT-08 direkam selama 10.5831 jam pada tanggal 16 Juli 2009 mulai pukul 12:24:59 sampai dengan pukul 22:59:58. Gambar 4.41. memperlihatkan kurva *apparent resistivity* dan fase sebagai fungsi frekuensi titik MT-10 sebelum dan sesudah dilakukan pemilihan *crosspower*.

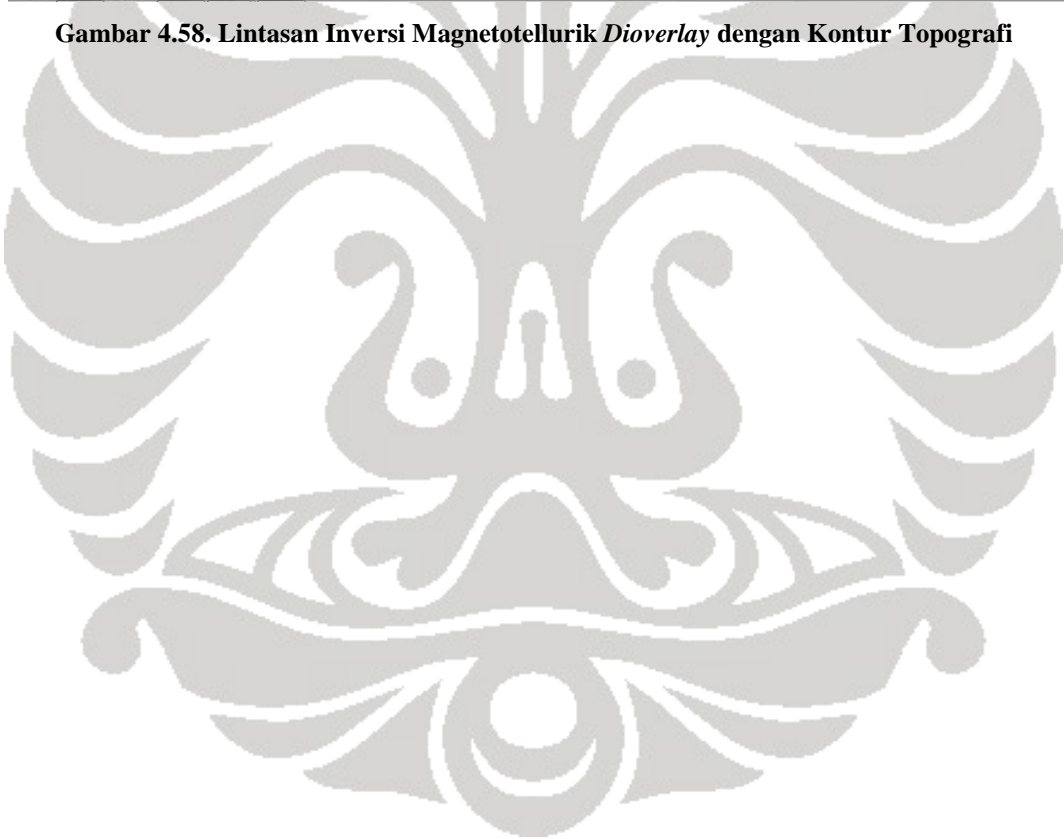


Gambar 4.57 Kurva Apparent Resistivity dan Fase sebagai Fungsi Frekuensi Titik MT-10 (Kiri: Sebelum Dilakukan *Cross Power Selection*; Kanan: Setelah Dilakukan *Cross Power Selection*)

Setelah dilakukan pemilihan *crosspower*, maka proses selanjutnya adalah inversi data *apparent resistivity* dan fasa tersebut untuk mendapatkan nilai true resistivity. Gambar 4.42. memperlihatkan lintasan inversi untuk data AMT dan MT dioverlay dengan kontur topografi.



Gambar 4.58. Lintasan Inversi Magnetotellurik *Di*overlay dengan Kontur Topografi



BAB V HASIL DAN ANALISIS

5.1. Analisis Morfostruktural Citra Satelit

Berdasarkan hasil ekstraksi kelurusan pada bab sebelumnya, maka dibuat tabulasi dan *rose diagram* seperti diperlihatkan pada Tabel 5.1 dan Gambar 5.1. Bila ditinjau dari kronologi kelurusan terdapat tiga kelompok arah kelurusan dominan yaitu Kelompok 1 kelurusan N170-30, Kelompok 2 kelurusan N80-100, dan Kelompok 3 kelurusan N140-170, seperti diperlihatkan pada Tabel 5.2.

Tabel 5.5 Kelurusan Morfologi Daerah Regional (Berdasarkan Hasil Filter Gradient-Sobel dan Directional Filter 0° dan 90° Citra SPOT-5, Band-4)

ARAH (....°)			FREKUENSI RELATIF (FR)			PANJANG KUMULATIF (PK)			KELURUSAN DOMINAN (%)		PK / FR (Q)		INTERPRETASI KRONOLOGI
			S	%	#	S	%	#					
0	-	10	1715	10.56	#	244228.379	6.61	#	15.82	*****	< 1	0.63	3
10	-	20	1106	6.81	#	177749.849	4.81		6.28	*****	< 1	0.71	7
20	-	30	937	5.77	#	133754.27	3.62		5.32	**	< 1	0.63	3
30	-	40	830	5.11		113472.176	3.07				< 1	0.60	1
40	-	50	668	4.11		93141.214	2.52				< 1	0.61	2
50	-	60	582	3.58		93065.789	2.52				< 1	0.70	6
60	-	70	685	4.22		121335.5	3.28				< 1	0.78	9
70	-	80	805	4.96		140789.214	3.81				< 1	0.77	8
80	-	90	1254	7.72	#	210833.842	5.71	#	12.38	*****	< 1	0.74	8
90	-	100	962	5.92	#	175276.826	4.75		5.46	***	< 1	0.80	11
100	-	110	803	4.94		143438.623	3.88				< 1	0.79	10
110	-	120	622	3.83		120092.826	3.25				< 1	0.85	12
120	-	130	538	3.31		91737.887	2.48				< 1	0.75	9
130	-	140	662	4.08		102675.165	2.78				< 1	0.68	4
140	-	150	1033	6.36	#	1268256.893	34.33	#	37.50	*****	> 1	5.40	13
150	-	160	1076	6.63	#	151512.707	4.10		6.11	*****	< 1	0.62	2
160	-	170	912	5.62	#	143346.503	3.88		5.18	*	< 1	0.69	5
170	-	180	1051	6.47	#	169095.142	4.58		5.96	****	< 1	0.71	7
			16241	100		3693802.81	100		100				

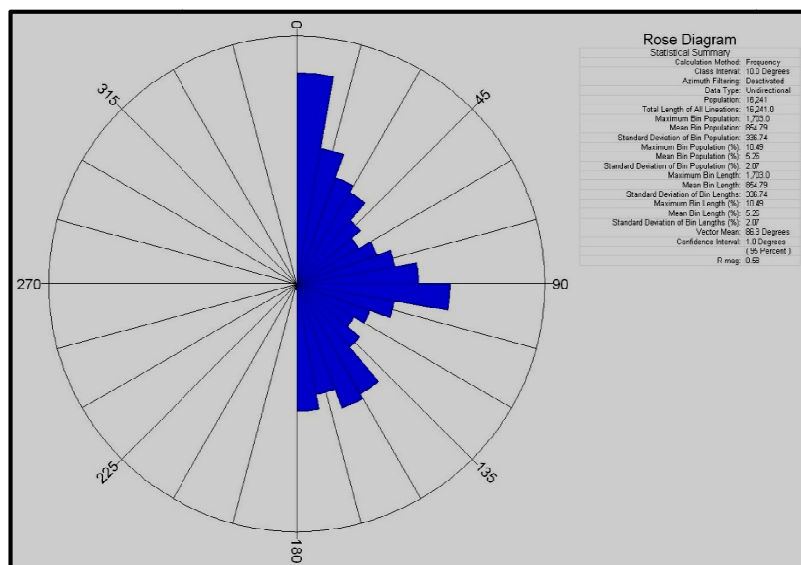
FREKUENSI RELATIF (FR) :	
- Rata-rata	: 5.56

- Standard Deviasi (s FR)	:	1.77
PANJANG KUMULATIF (PK) :		
- Rata-rata	:	5.56
- Standard Deviasi (s PK)	:	7.27
Keterangan:		
*	:	Arah dominan kelurusan
#	:	Lebih besar dari nilai rata-rata
>1	:	Lebih besar dari 1
<1	:	Lebih kecil dari 1

Tabel 5.6. Kronologi Kelurusan Dominan Hasil Penelitian Dibandingkan dengan Arah Struktur Dominan Berdasarkan Literatur

Asril dkk., 1984	Hasil Penelitian Ini
N ↕ S	① N Kelurusan ↕ N170-30 S
W ↔ E	Kelurusan N80-100 ② W ↔ E
NW ↘ SE	Kelurusan N140-170 ③ NW ↘ SE

Terlihat pada Tabel 5.2 bahwa ketiga kelompok kelurusan tersebut mempunyai arah yang bersesuaian dengan hasil penelitian Asril dkk (1984) bahwa terdapat tiga sistem struktur geologi yang dominan berkembang di daerah Blok Banten yaitu struktur berarah relatif N-S, E-W dan NW-SE. Namun demikian, Asril dkk (1984) tidak memberikan informasi kronologi struktur tersebut. Sedangkan dengan memanfaatkan formula Sastratenaya yang berbasis metode statistik, kronologi sistem kelurusan dapat diperoleh sehingga umur relatif kelurusan dapat ditentukan.



Gambar 5.59. Rose Diagram Frekuensi Relatif Kelurusan Morfologi

Ketiga kelompok kelurusan hasil tabulasi, masing-masing diduga sebagai sistem fraktur. Sistem fraktur didefinisikan sebagai suatu sub-sistem dari frakturasi yang terbentuk akibat suatu gaya tektonik. Suatu sistem fraktur dicirikan oleh adanya sumbu potong antar bidang yang terbentuk berorientasi relatif sama yang sekaligus sumbu tersebut mencerminkan orientasi sigma 2 (sumbu *intermediate*).

Kelompok Kelurusan N-S merupakan kelompok kelurusan paling tua dengan variasi arah sebesar 30^0 . Namun demikian, jika diamati dari interpretasi kronologi pada Tabel 5.1, terlihat bahwa terdapat perbedaan kronologi yang cukup signifikan kelompok kelurusan tersebut. Diduga hal tersebut terjadi karena ada dua sistem fraktur berbeda yang berkembang pada kelompok kelurusan N-S. Pada arah 10^0-20^0 dan 170^0-180^0 atau dengan variasi arah 10^0 interpretasi kronologinya relatif muda dibanding pada arah

0° - 10° dan 20° - 30° . Artinya, terdapat dua sistem fraktur berbeda yang berkembang pada waktu yang relatif berbeda pula.

Kelompok arah kelurusan E-W relatif kurang dominan bila dibandingkan dengan kelurusan dari kedua kelompok yang lain. Berdasarkan interpretasi kronologi, kelompok kelurusan E-W relatif lebih muda dibandingkan kelompok kelurusan N-S. Bila ditinjau dari variasi arahnya yang hanya 10° - 20° maka diduga bahwa kelurusan ini merupakan manifestasi dari suatu sistem frakturasi produk suatu gaya dengan sumbu menengah (s_2) yang horisontal, dan karena kelurusan tersebut teramati dari citra satelit, artinya bidang-bidangnya berkemiringan kuat dari subvertikal sampai vertikal. Karakteristik tersebut merupakan pencerminan dari suatu sistem struktur sesar normal.

Kelurusan kelompok NW-SE relatif lebih dominan bila dibandingkan dengan dua kelompok arah kelurusan lainnya. Berdasarkan interpretasi kronologi, terdapat perbedaan kronologi yang signifikan seperti halnya pada kelompok kelurusan N-S. Pada Tabel 5.1 terlihat bahwa arah 140° - 150° mempunyai kronologi yang relatif lebih muda dibandingkan arah 150° - 170° . Hal tersebut diduga merupakan manifestasi dari keberadaan dua sistem fraktur yang berkembang pada waktu yang berbeda.

5.2. ANALISIS DATA OBSERVASI GEOLOGI

5.2.1. Lokasi Pengamatan 1

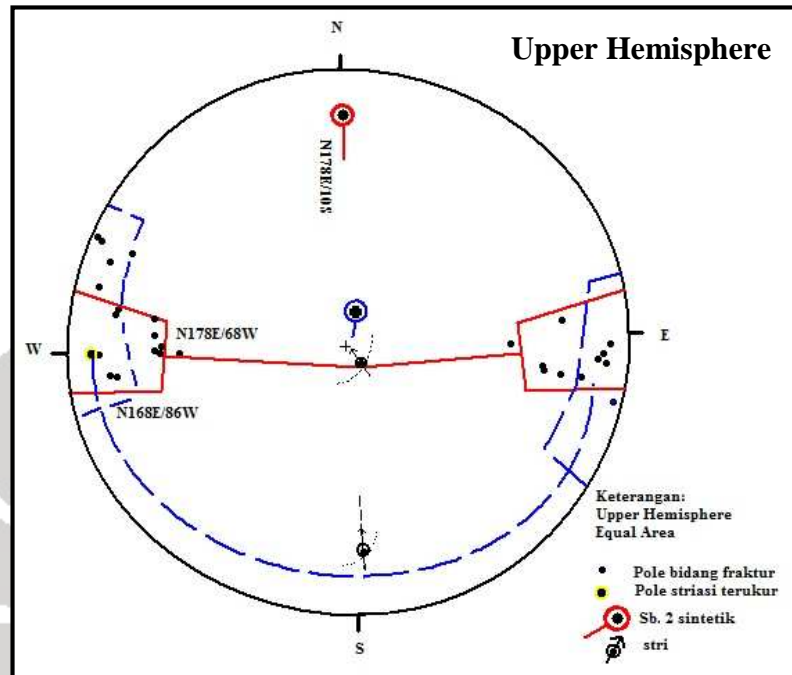
Sistem fraktur di lokasi pengamatan 1 sekurang-kurangnya dapat dikelompokkan menjadi tiga sistem fraktur. Sistem fraktur 1 berkedudukan relatif N-S, dengan kemiringan kuat hingga subvertikal W dan E, berdimensi besar (>5 m). Pada salah satu bidang fraktur ($N180^{\circ} E/85^{\circ}$) mengandung gejala sesar berupa dua stri atau gores garis yang berbeda. Stri yang tua dengan *pitch* 15° ke kanan (dekstral) dipotong oleh stri dengan *pitch* besar, 85° ke kanan, normal, seperti diperlihatkan Gambar 5.2.



Gambar 5.60. Bidang Fraktur N – S Miring ke W di Lokasi Pengamatan 1 (a) Mengandung Gejala Striasi dengan Pitch Besar (b) Mengandung Striasi dengan Pitch Kecil Dipotong oleh Striasi dengan Pitch Besar (Telah Diolah Kembali dari BATAN, 2009)

Berdasarkan stereogram pada Gambar 5.3, terlihat bahwa pole-pole bidang sistem fraktur 1 terdistribusi di sekitar satu garis lingkaran besar. Dengan demikian, sistem tersebut mengikuti suatu sistem geometrik frakturasi yang silindrik. Sistem fraktur 1 dikontrol oleh sumbu kinematik $N178^{\circ} E$ menunjam 10° ke Selatan. Lebih lanjut sistem fraktur ini

diinterpretasikan sebagai sesar normal berarah Utara-Selatan dengan kemiringan ke arah barat yaitu $N178^{\circ}E/68^{\circ}W$ dimana blok bagian barat relatif turun.



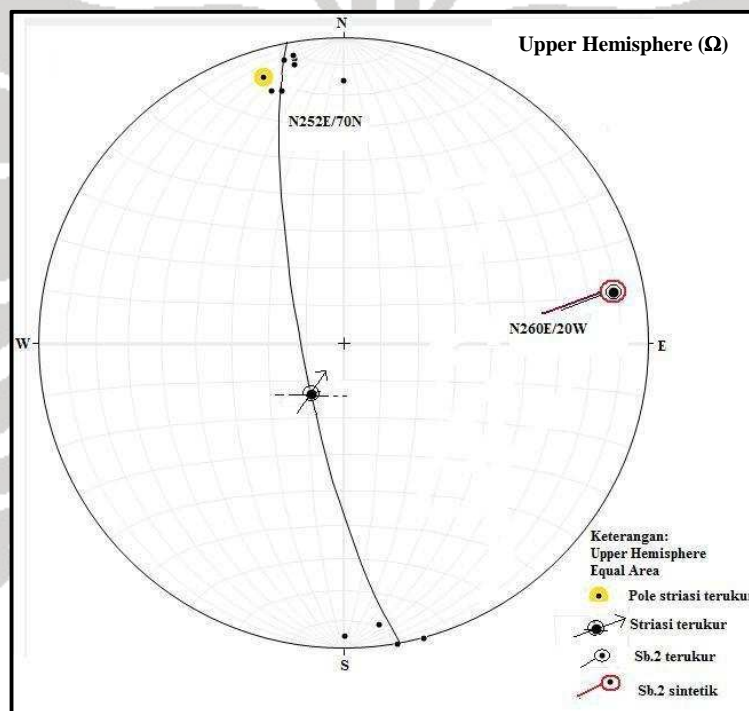
Gambar 5.61. Stereogram Sistem Fraktur 1 Lokasi Pengamatan 1

Bila diperhatikan pada Gambar 5.3, terdapat distribusi pole-pole bidang fraktur yang mencerminkan bidang sesar mendatar dengan disposisi ke kanan dan hal ini didukung oleh adanya *pitch* relatif kecil dan indikasi gerak dekstral. Diinterpretasikan pole-pole bidang fraktur tersebut merupakan sistem fraktur dari suatu sesar mendatar dekstral berarah $N168^{\circ}E/86^{\circ}$ yang dikontrol oleh sumbu kinematik subvertikal (cenderung miring ke Selatan).

Mengingat kedudukan sesar mendatar dekstral dan sesar normal di atas hampir sama dan terdapatnya suatu bidang fraktur yang mengandung striasi *pitch* kecil dipotong oleh *pitch* besar, maka diinterpretasikan bahwa

sesar normal tersebut memanfaatkan bidang sesar mendatar. Dengan kata lain, sesar mendatar telah mengalami pengaktifan kembali menjadi sesar normal.

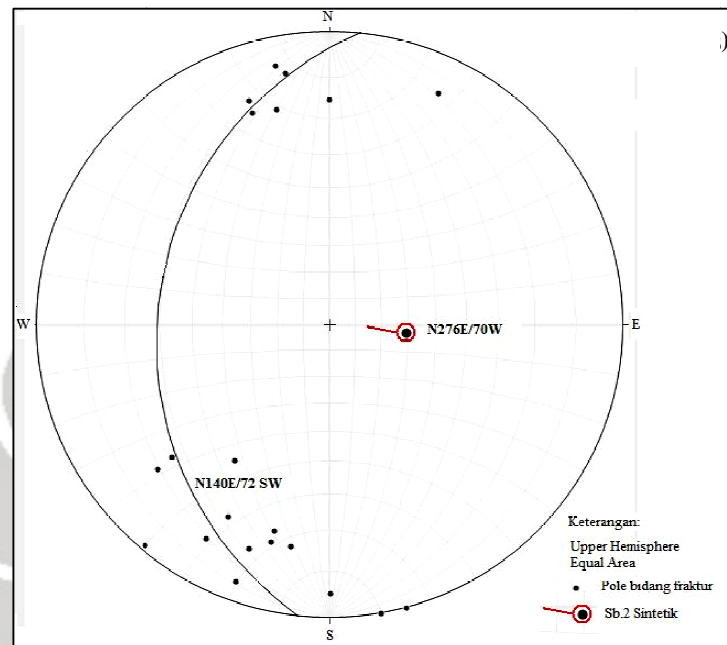
Sistem fraktur 2, merupakan kelompok fraktur yang berkedudukan relatif Timur (East, E) – Barat (West, W) dengan kemiringan kuat arah utara dan selatan. Pada salah satu bidang fraktur ($N253^{\circ}E/80^{\circ}$) mengandung gejala sesar berupa striasi dengan pitch besar 65° ke kanan dan rekaman sumbu intermediate yang menunjam landai (20° ke barat).



Gambar 5.62. Stereogram Sistem Fraktur 2 Lokasi Pengamatan 1

Hasil stereogram pada Gambar 5.4, terlihat bahwa pole-pole bidang sistem fraktur 2 ini terdistribusi di sekitar satu garis lingkaran besar atau mengikuti suatu sistem geometrik frakturasi yang silindrik. Sistem fraktur 2 dikontrol oleh sumbu kinematik $N260^{\circ}E$ menunjam 20° ke barat. Lebih lanjut

famili fraktur tersebut diinterpretasikan sebagai sesar normal dengan kedudukan $N252^{\circ}E/70^{\circ}$ dimana blok bagian utara relatif turun.

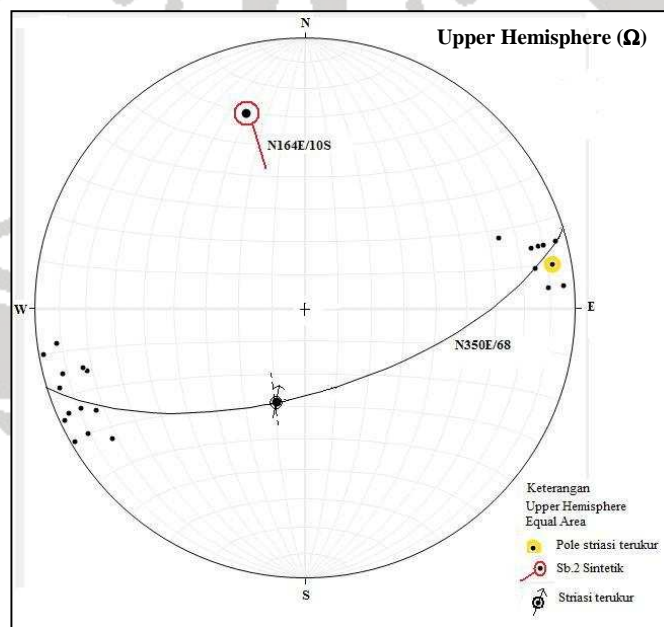


Gambar 5.63. Stereogram Sistem Fraktur 3 Lokasi Pengamatan 1

Sistem fraktur yang terakhir terdeteksi pada lokasi pengamatan 1 adalah sistem fraktur 3 yang merupakan sistem fraktur berkedudukan relatif NW-SE hingga E-W, berkemiringan kuat ke arah utara dan selatan, beberapa ada yang vertikal. Berdasarkan stereogram pada Gambar 5.5, terlihat bahwa pole-pole bidang sistem fraktur 3 terdistribusi di sekitar satu garis lingkaran besar, dengan demikian famili fraktur ini mengikuti suatu sistem geometrik frakturasi yang silindrik. Sistem fraktur 3 dikontrol oleh sumbu geometrik $N276^{\circ} E$ menunjam 70° ke barat. Lebih lanjut famili ini diinterpretasikan sebagai produk sesar mendatar sinistral yang berkedudukan $N140^{\circ} E/72^{\circ}$.

5.2.2. Lokasi Pengamatan 2

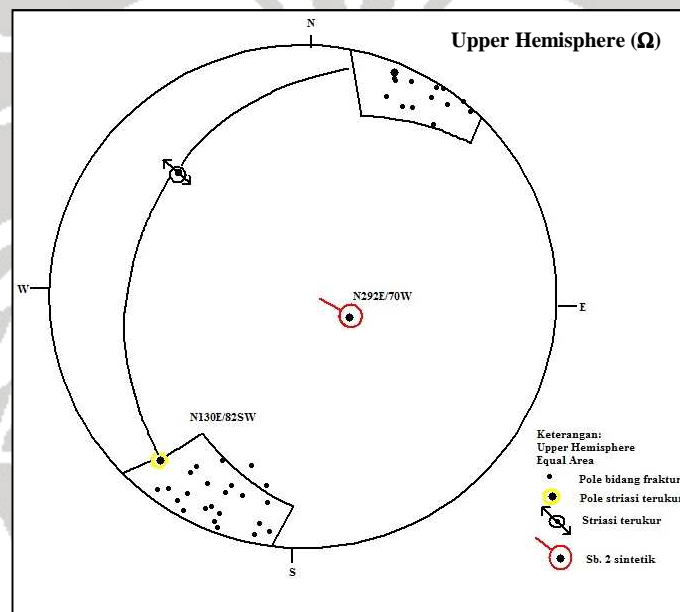
Berdasarkan hasil pengelompokkan pada Tabel 4.5, pada lokasi pengamatan 2 terlihat adanya dua sistem fraktur. Sistem fraktur 1 berkedudukan relatif N-S, dengan kemiringan kuat hingga subvertikal ke E-W, secara umum berdimensi besar ($>5\text{m}$). Pada salah satu bidang fraktur ($\text{N}350^{\circ}\text{E}/82^{\circ}$) mengandung gejala sesar berupa striasi normal dengan pitch 80° ke kiri. Berdasarkan stereogram pada Gambar 5.6, sistem fraktur 1 mengikuti sistem geometrik frakturasi silindrik dan dikontrol oleh sumbu kinematik $\text{N}164^{\circ}\text{E}$ menunjam 10° ke selatan. Lebih lanjut sistem fraktur ini diinterpretasikan sebagai sesar normal berarah N-S yaitu $\text{N}350^{\circ}\text{E}/68^{\circ}$ dimana blok bagian timur relatif turun.



Gambar 5.64. Stereogram Sistem Fraktur 1 Lokasi Pengamatan 2

Sistem fraktur 2 berkedudukan relatif NW-SE dengan kemiringan kuat hingga subvertikal ke SSW dan NNE. Pada salah satu bidang fraktur ($N130^{\circ}E/82^{\circ}$) mengandung gejala sesar berupa striasi dengan pitch 20° ke kiri.

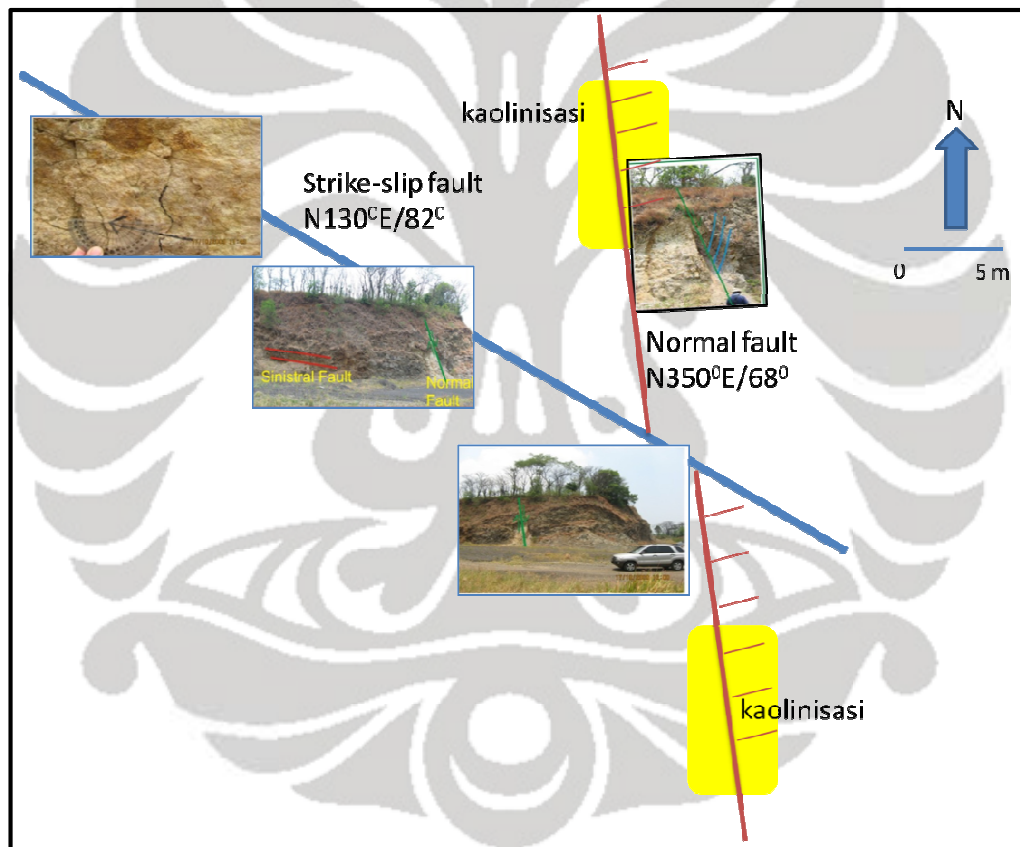
Berdasarkan stereogram pada Gambar 5.7, terlihat bahwa sistem fraktur 2 mengikuti suatu sistem geometrik frakturasi yang silindrik karena pole-pole bidang fraktur terdistribusi di sekitar satu garis lingkaran besar. Sistem fraktur ini dikontrol oleh sumbu kinematik $N292^{\circ}E$ menunjam 70° ke barat. Lebih lanjut famili fraktur 2 ini diinterpretasikan sebagai sesar mendatar sinistral berarah $N130^{\circ}E/82^{\circ}$.



Gambar 5.65. Stereogram Famili Fraktur 2 Lokasi Pengamatan 2

Pada lokasi pengamatan 2, ditemui adanya *outcrop* yang menunjukkan perpotongan antara sesar normal arah N-S dan sesar mendatar arah NW-SE seperti diperlihatkan oleh Gambar 5.8. Sehingga dapat disimpulkan bahwa terdapat dua sistem fraktur yang berkembang di lokasi ini yaitu arah N-S dan NW-SE. Sistem fraktur arah N-S berupa sesar normal yang dipotong oleh

sesar mendatar sinistral pada sistem fraktur arah NW-SE. Sehingga dapat diartikan bahwa sesar mendatar yang berkembang tersebut relatif lebih muda bila dibandingkan sesar normalnya. Selain itu, disepanjang sesar normal tersebut dijumpai adanya indikasi kaolinisasi. Proses kaolinisasi adalah proses perubahan atau pergantian *plagioclase* dan *K-feldspar* secara intensif oleh mineral *sericite*, *montmorillonite* dan *kaolinite* (Pirajno, 2010). Kaolinisasi dapat terbentuk baik oleh proses hidrotermal maupun pelapukan.



Gambar 5.66. Sketsa Perpotongan Sesar Normal Arah N-S dan Sesar Mendatar arah NW-SE di Lokasi Pengamatan 2 (Telah Diolah Kembali dari BATAN, 2009)

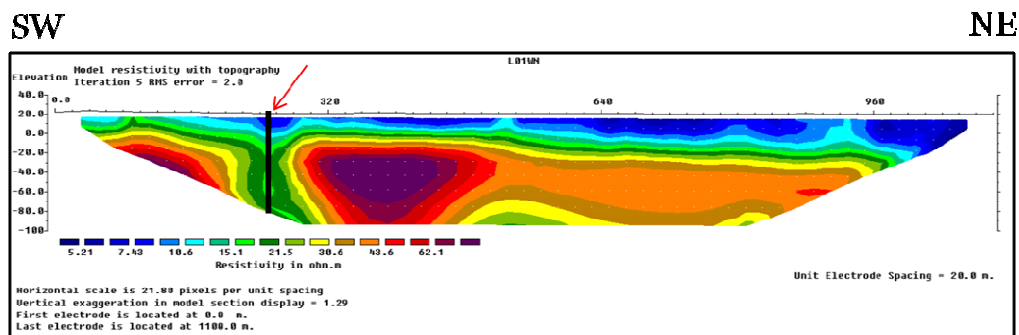
5.3. ANALISIS METODE GEOLISTRIK

Zona sesar dapat berupa zona dengan konduktivitas sedang (sekitar 10-an ohm-meter) ketika terbentuk dari batuan-batuan berfraktur yang cukup untuk menjadi tempat transpor fluida dan alterasi mineralogi (Phillips et al., 1995 dalam Sampson & Rodriguez, 2010).

Resistivitas jenis batuan tertentu bervariasi terhadap faktor umur dan litologi batuan. Hal ini dikarenakan porositas dan salinitas bergantung pada kedua faktor tersebut (Telford, 1990). Contohnya pada batuan vulkanik yang berumur Pre-Cambrian, resistivitas dapat berkisar antara 200-500 Ohm.m, sedangkan pada batuan vulkanik yang berumur *Quaternary*, resistivitas berkisar antara 10-200 Ohm.m (Telford, 1990). Interpretasi yang dilakukan terhadap penampang resistivitas hasil inversi didasarkan pada *range* nilai resistivitas dan data geologi daerah penelitian berupa sebaran batuan *Quaternary* serta penampang geologi yang ada.

5.3.1. Interpretasi Line-1

Berdasarkan hasil inversi seperti diperlihatkan pada Gambar 5.9., nilai minimum resistivitas pada Line-1 adalah 5 Ohm.m dengan nilai maksimum mencapai 100 Ohm.m. Pada kedalaman 0-25 m terdapat lapisan batuan dengan resistivitas rendah yaitu kurang dari 10 Ohm.m yang terdistribusi dari SW sampai ke NE dan menebal ke arah NE. Lapisan ini diinterpretasi sebagai lapisan tanah penutup dengan ketebalan kurang dari 10 m diikuti oleh lapisan batuan sedimen yang diduga berupa lempung (*clay*).



Gambar 5.67. Penampang Resistivitas Line-1

Dengan bertambahnya kedalaman, terlihat adanya nilai resistivitas yang semakin besar. Lapisan dengan resistivitas berkisar 10-25 Ohm.m diinterpretasi sebagai lapisan batuan sedimen yang diduga berupa pasir lempungan. Pada kedalaman lebih dari 25 m terdapat lapisan batuan dengan range resistivitas berkisar 25-50 Ohm.m yang diinterpretasi sebagai lapisan tuff sampai tuff pasir.

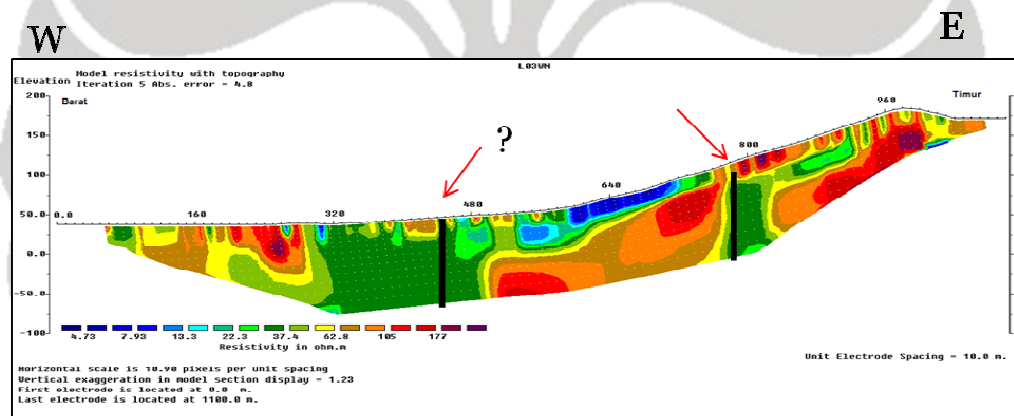
Pada kedalaman 50-100m, terdapat lapisan batuan dengan range resistivitas berkisar 60-70 Ohm.m dan diinterpretasi sebagai lapisan batuan berupa breksi tuff dan pasir tufaan. Zona resistivitas 80-100 Ohm.m diinterpretasi sebagai lapisan batuan yang diduga berupa breksi vulkanik dalam bentuk pasir, kerikil-kerakal dan *lava*.

Semakin bertambah kedalaman, tepatnya pada kedalaman lebih dari 100 m, terdapat zona resistivitas rendah berkisar 0-25 Ohm.m yang diinterpretasi sebagai lapisan batuan lempung (aglomeratan), pasir kerikilan yang merupakan bagian bawah dari Formasi Tufa Banten.

Pada posisi horisontal penampang resistivitas 200-280 meter terdapat anomali resistivitas sedang yang berorientasi vertikal. Zona anomali resistivitas tersebut diapit oleh dua zona resistivitas tinggi. Diinterpretasikan bahwa zona anomali tersebut merupakan indikasi keberadaan sesar.

5.3.2. Interpretasi Line-2

Line 2 menggunakan konfigurasi Wenner dan terbentang dari barat ke timur. Rentang nilai resistivitas pada profil line-2 adalah 4.9 ohm.m sampai dengan 292 Ohm.m.



Gambar 5.68. Penampang Resistivitas Line-2

Terdapat zona resistivitas rendah pada bagian yang relatif dangkal yaitu sekitar 0-50 m dimana terdapat lapisan batuan dengan range resistivitas berkisar <math><10\text{ Ohm.m}</math>. Zona tersebut diinterpretasi sebagai lapisan tanah penutup serta lapisan batuan sedimen yang diduga berupa lempung.

Bila diperhatikan pada penampang resistivitas Line-2 seperti diperlihatkan Gambar 5.10, terlihat zona resistivitas 60-70 Ohm.m yang tersebar tidak merata dan keberadaannya semakin dalam ke arah timur. Di

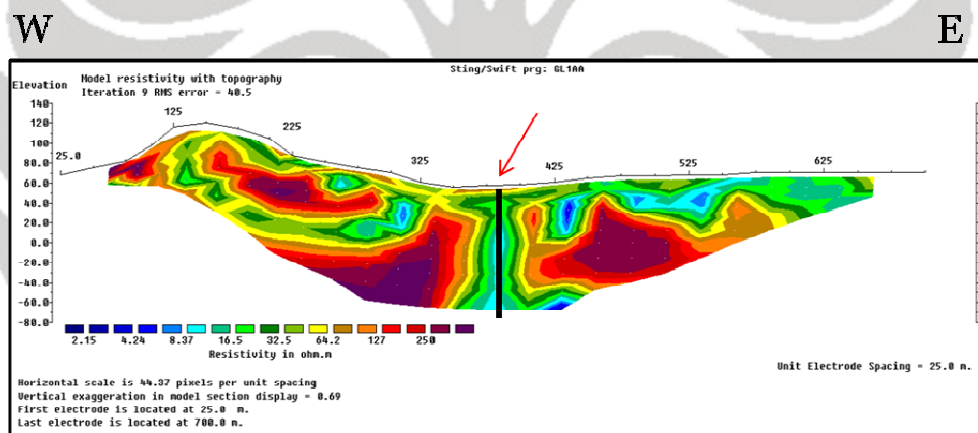
sekitar zona resistivitas tersebut, terdapat zona resistivitas 80-100 Ohm.m yang diinterpretasi sebagai lapisan batuan berupa breksi *tuff* dan pasir tufaan. Diapit oleh zona resistivitas 80-100 Ohm adalah zona resistivitas tinggi berkisar 110-300 Ohm.m yang diinterpretasi sebagai lapisan yang diduga berupa breksi vulkanik dalam bentuk pasir, kerikil-kerakal dan lava.

Berdasarkan penampang resistivitas Line 2 pada Gambar 5.10 terlihat adanya anomali resistivitas sedang berorientasi vertikal pada posisi horisontal sekitar 280-400 meter dan 770 – 820 meter sepanjang lintasan. Anomali resistivitas tersebut mengindikasikan adanya sesar seperti ditunjukkan oleh garis berwarna hitam.

5.3.3. Interpretasi Line 3

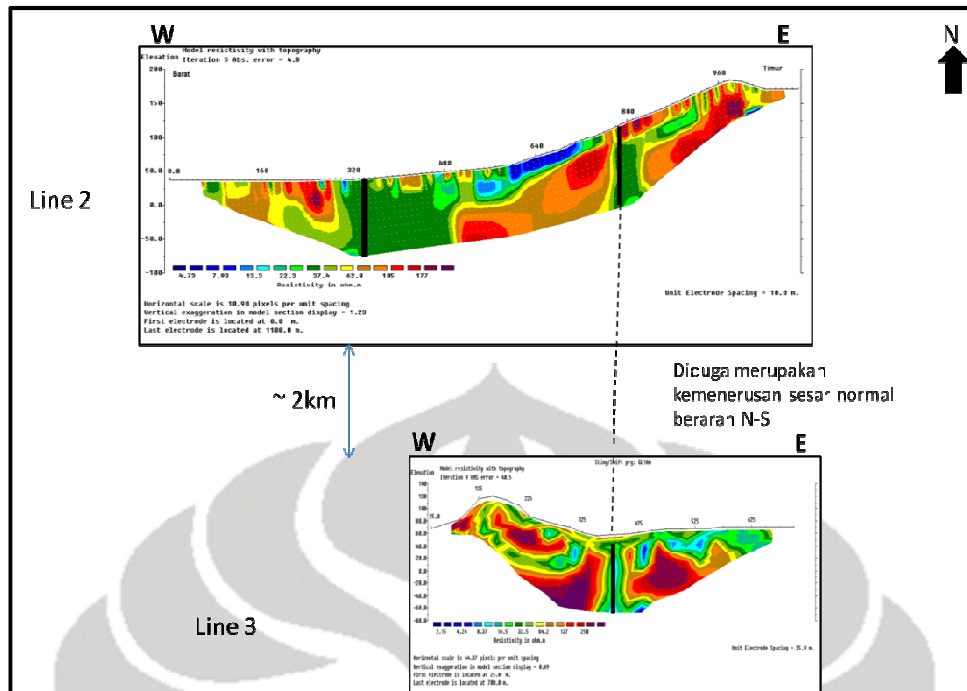
Line 3 menggunakan konfigurasi dipole-dipole dan terbentang dari barat ke timur. Nilai minimum resistivitas pada line 3 adalah sekitar 0.8 Ohm.m dengan nilai maksimum resistivitas mencapai 300 Ohm.m. Seperti halnya pada Line-3, penampang resistivitas pada Line 3 (Gambar 5.11) tetap didominasi oleh lapisan batuan dengan kisaran resistivitas 25-50 Ohm.m yang diinterpretasi sebagai lapisan lapisan tuff sampai tuff pasiran berisi kwarsa. Namun demikian, zona-zona resistivitas tinggi berkisar 110-300 Ohm.m lebih banyak tersebar ketimbang pada Line-3 sebaran lapisan batuan ini lebih kontinyu di bagian Barat ketimbang bagian Timur. Zona resistivitas tinggi tersebut diinterpretasi sebagai lapisan batuan yang diduga berupa breksi vulkanik dalam bentuk pasir, kerikil-kerakal dan lava.

Pada jarak horisontal penampang 350-450 m terdapat zona resistivitas rendah 0-10 Ohm.m yang menerus sampai ke kedalaman lebih dari 100 m. Diinterpretasikan zona ini sebagai lapisan sedimen yang mengisi ruang ketika terjadi pergerakan sesar. Lapisan batuan sedimen tersebut diduga berupa lempung. Zona resistivitas 110-300 Ohm.m, zona resistivitas 80-100 Ohm.m, dan zona resistivitas 60-70 Ohm.m, seperti bersama-sama membentuk kelompok-kelompok dan tidak terdistribusi dalam bentuk lapisan mendatar. Zona resistivitas dengan range 60-70 Ohm.m diinterpretasi sebagai lapisan batuan berupa breksi tufaan dan pasir tufaan yang merupakan bagian dari Formasi Tufa Banten.



Gambar 5.69. Penampang Resistivitas Line -3

Berdasarkan penampang resistivitas pada Gambar 5.11, terdapat anomali resistivitas sedang berorientasi vertikal berada pada posisi horisontal sekitar 350 – 440 meter. Anomali ini mengindikasikan adanya sesar. Dari posisi sesar Line-2 dan Line 3, dapat terlihat ekstensi lateral dari sesar yang relatif berarah N-S seperti diperlihatkan oleh Gambar 5.12.



Gambar 5.70. Interpretasi Kemenerusan Sesar pada Line-2 dan Line 3 yang Relatif Menerus ke Arah Utara-Selatan

5.4. ANALISIS METODE MAGNETOTELLURIK

Metode magnetotellurik pada penelitian ini digunakan untuk mengetahui profil *basement rock* serta kemungkinan terdapatnya indikasi sesar. Berdasarkan hasil pengukuran terlihat bahwa jangkauan frekuensi untuk metode AMT berkisar dari 1-10000 Hz. Dengan *apparent resistivity* rata-rata berkisar 10 ohm.m maka penetrasi kedalaman maksimal yang bisa direkam oleh metode AMT pada penelitian ini sekitar 500-1000 meter.

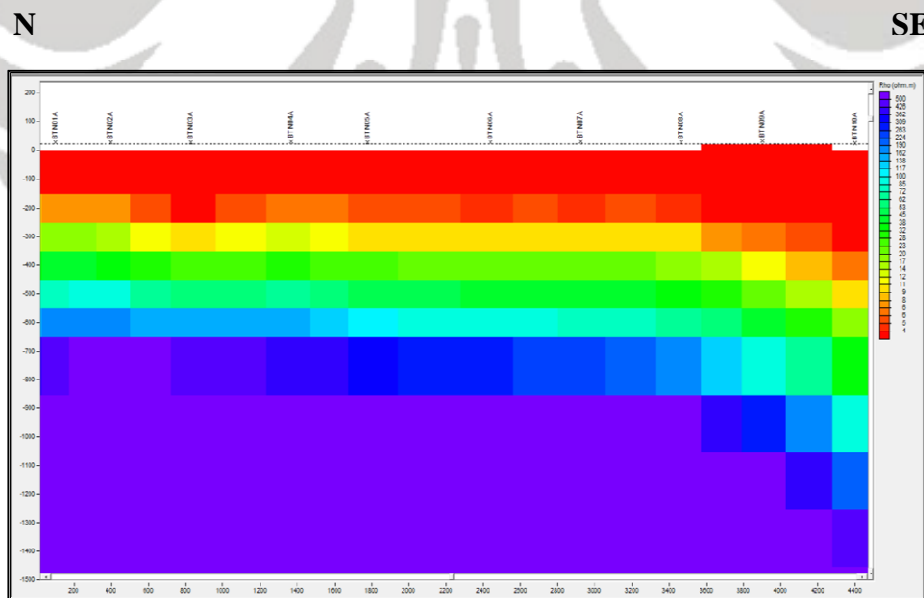
Dari hasil inversi pada lintasan AMT pada Gambar 5.13 dan lintasan MT pada Gambar 5.14., terlihat adanya pola distribusi resistivitas yang serupa. Gambar 5.15., memperlihatkan data pemboran (*well logging*) yang berlokasi berdekatan dengan daerah lintasan AMT/MT. Pemboran hidrogeologi tersebut dilakukan di desa Banten, kecamatan Asemen Kabupaten Serang. Jangkauan kedalaman pemboran mencapai 120 meter.

Universitas Indonesia

Menggunakan data pemboran tersebut dapat dilakukan korelasi terhadap penampang resistivitas hasil inversi AMT/MT.

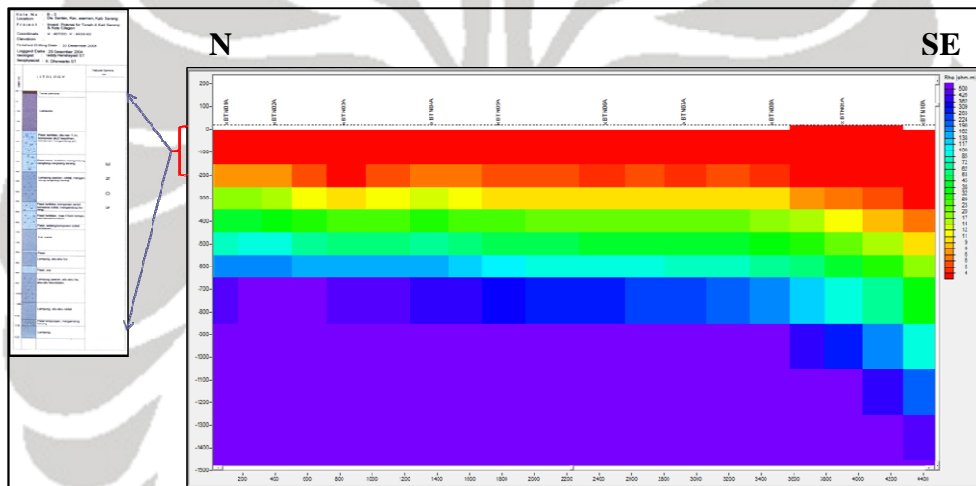
Pada kedalaman 0-250 meter bahwa terdapat zona lapisan resistivitas rendah Berdasarkan informasi geologi regional, lintasan AMT dan MT ini berada pada daerah yang didominasi oleh lapisan aluvium untuk batuan *Quaternary*. Hasil korelasi dengan data bor, didapat bahwa zona resistivitas rendah kurang dari 5 Ohm.m merupakan lapisan batuan yang terdiri dari lempung, pasir, lempung pasiran. Zona lapisan ini semakin menebal ke arah SE.

Kemudian diikuti zona resistivitas sedang berkisar 6-15 Ohm.m yang diinterpretasi sebagai lapisan aluvium berupa lempung serta pasir lempungan yang mengandung kerang.



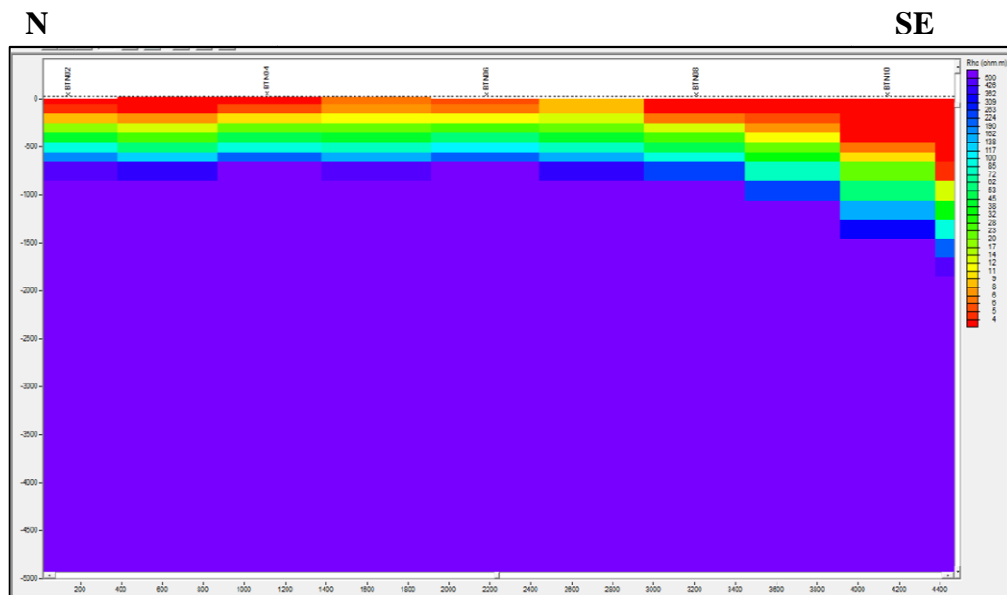
Gambar 5.71. Penampang Resistivitas Hasil Inversi Lintasan AMT

Semakin bertambah kedalaman, terlihat resistivitas semakin membesar. Hal ini dapat diartikan bahwa semakin bertambah kedalaman batuan semakin kompak. Pada kedalaman 800 m ke bawah, terdapat zona resistivitas tinggi yaitu sekitar >500 Ohm.m yang diinterpretasi sebagai lapisan *basement rock* berupa lapisan batuan metamorf dan atau kristalin berumur Pre-Tersier. Berdasarkan penampang resistivitas terlihat bahwa semakin ke SE *basement rock*nya semakin dalam.



Gambar 5.72 Korelasi Data Bor dengan Penampang Resistivitas Hasil Inversi Lintasan AMT

Menggunakan metode MT rentang frekuensi yang terekam antara 300 Hz sampai 0.01 Hz. Dengan rata-rata *apparent resistivity* berkisar 1 ohm.m maka penetrasi kedalaman menggunakan metode MT mencapai 5 km.



Gambar 5.73. Penampang Resistivitas Hasil Inversi Lintasan MT

Berdasarkan hasil inversi kedua metode AMT dan MT, tidak terlihat adanya struktur sesar di daerah yang dilalui kedua lintasan ini. Namun demikian, menggunakan metode ini perlapisan batuan di daerah Kramatwatu ini khususnya daerah yang dilalui jalur MT dan AMT dapat diketahui. Terlihat bahwa meskipun penetrasi kedalaman metode AMT relatif dangkal namun penampang resistivitas AMT memberikan hasil inversi yang lebih detail pada kedalaman yang relatif dangkal dibandingkan hasil inversi MT.

5.5. ANALISIS METODE GRAVITY

5.5.1. Anomali Bouguer, Regional dan Residual

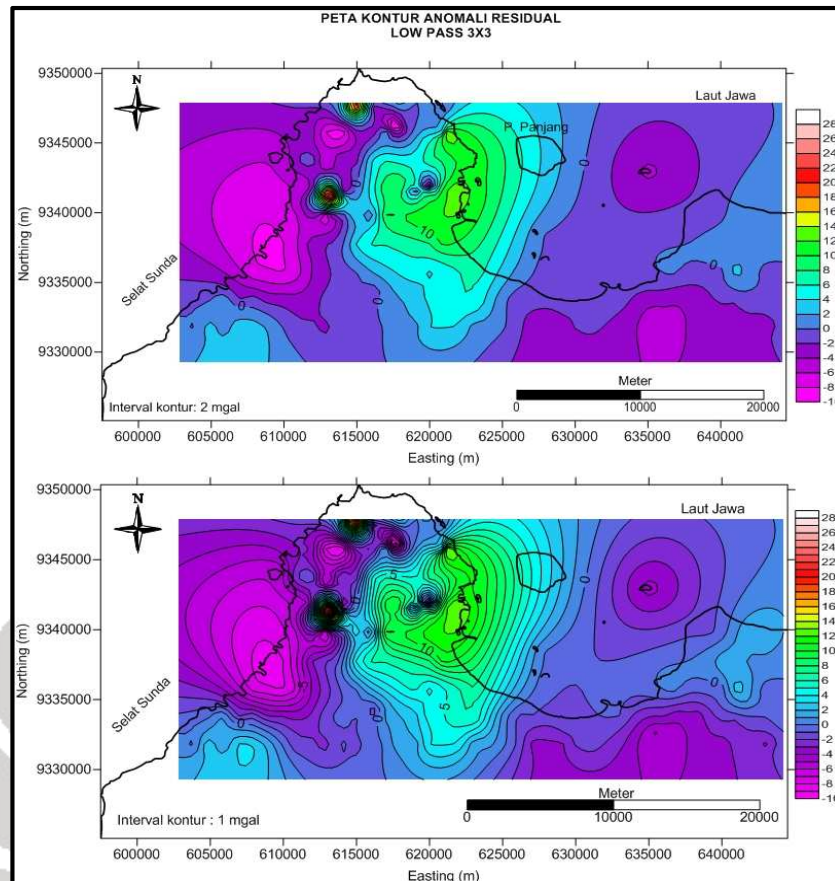
Anomali Bouguer pada dasarnya merupakan hasil dari variasi densitas secara lateral (Ervin, 1977 dalam Telford, 1990). Berdasarkan peta kontur anomali Bouguer pada Gambar 4.15, *range* nilai anomali Bouguer di daerah penelitian berkisar antara 300 mgal – 321 mgal. Terlihat dua daerah yang

Universitas Indonesia

mempunyai kontras anomali Bouguer yang cukup jelas, dimana bagian barat mempunyai nilai anomali Bouguer yang relatif lebih tinggi dibandingkan bagian timur. Artinya terdapat distribusi densitas yang lebih besar di daerah bagian barat dibandingkan bagian timur. Di bagian selatan, nilai anomali Bouguer cenderung rendah. Pola serupa juga dijumpai pada peta kontur anomali residual daerah penelitian.

Berdasarkan peta kontur anomali regional yang ditunjukkan Gambar 4.16, didapat nilai maksimum regional adalah 306.5 mgal dan nilai maksimum adalah 315.5 mgal. Terdapat zona anomali regional sangat rendah di bagian barat diikuti dengan zona anomali regional semakin tinggi ke arah tengah. Di bagian timur anomali regional kembali mengecil. Trend anomali regional tersebut dianggap cukup representatif dengan trend anomali Bouguernya.

Untuk dapat menganalisis anomali residual dilakukan proses perapatan kontur agar terlihat *gradient gravity* yang mungkin ada. Anomali residual mempunyai range dari -12 mgal sampai 8 mgal. Pada peta kontur anomali residual yang ditunjukkan oleh Gambar 5.16, terlihat adanya *gradient gravity* yang cenderung berarah N-S, E-W dan NE-SW. Hal ini cenderung mengindikasikan keberadaan sesar yang kemungkinan relatif berarah tegak lurus dari arah *gradient gravity* tersebut.



Gambar 5.74. Peta Kontur Anomali Residual Metode Low Pass 3x3 (Interval Kontur 2 mgal dan 1 mgal)

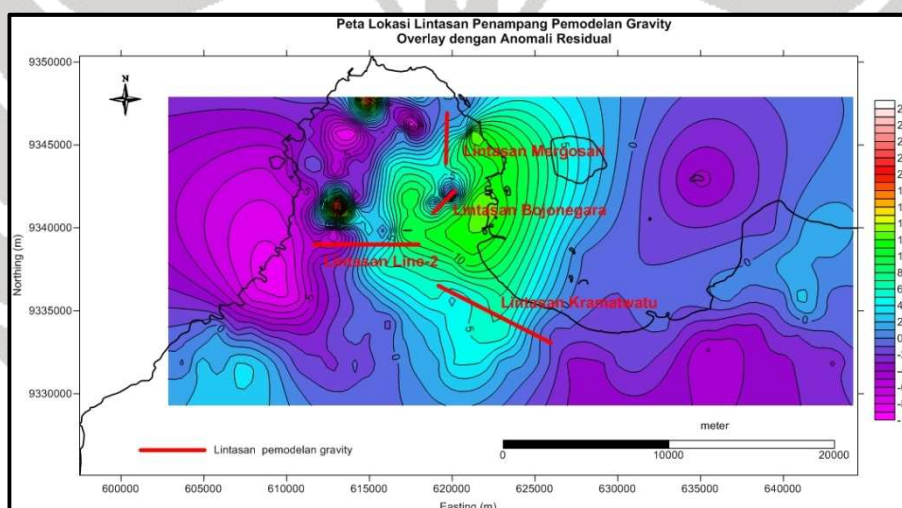
Berdasarkan kontur anomali residual, bagian dengan anomali gravitasi residual yang tinggi dengan kontur yang rapat di bagian Utara diduga merupakan *volcanic neck* dari Gunungapi Gede-Salak. Di bagian Tengah ke Timur, anomali gravitasi residual yang tinggi diduga memperlihatkan *lava flow* yang mengalir ke arah Timur dari sumbernya di sebelah Barat. Sedangkan di bagian Tengah ke Barat, anomali gravitasi residual yang rendah diduga memperlihatkan batuan hasil vulkanik piroklastik.

Selain itu, anomali residual yang tinggi dapat diinterpretasi sebagai manifestasi dari distribusi lapisan batuan dengan densitas yang cukup besar pada kedalaman yang relatif dangkal. Lebih lanjut hal ini kemungkinan berkaitan dengan keberadaan *bedrock* yang cukup dangkal. Indikasi

keberadaan bedrock di kedalaman yang relatif dangkal merupakan satu keuntungan tersendiri bila ditinjau dari peletakan pondasi PLTN.

5.5.2. Pemodelan *Gravity*

Untuk dapat mengkonfirmasi keberadaan sesar dan hasil inversi dari data magnetotellurik, dilakukan pemodelan *gravity* 2D. Dilakukan empat pemodelan *gravity* yaitu pemodelan lintasan Bojonegara, Kramatwatu Line-3 dan Mergosari seperti diperlihatkan oleh Gambar 5.17.



Gambar 5.75. Peta Lokasi Lintasan Penampang Pemodelan Gravity Dioverlay dengan Kontur Anomali Residual

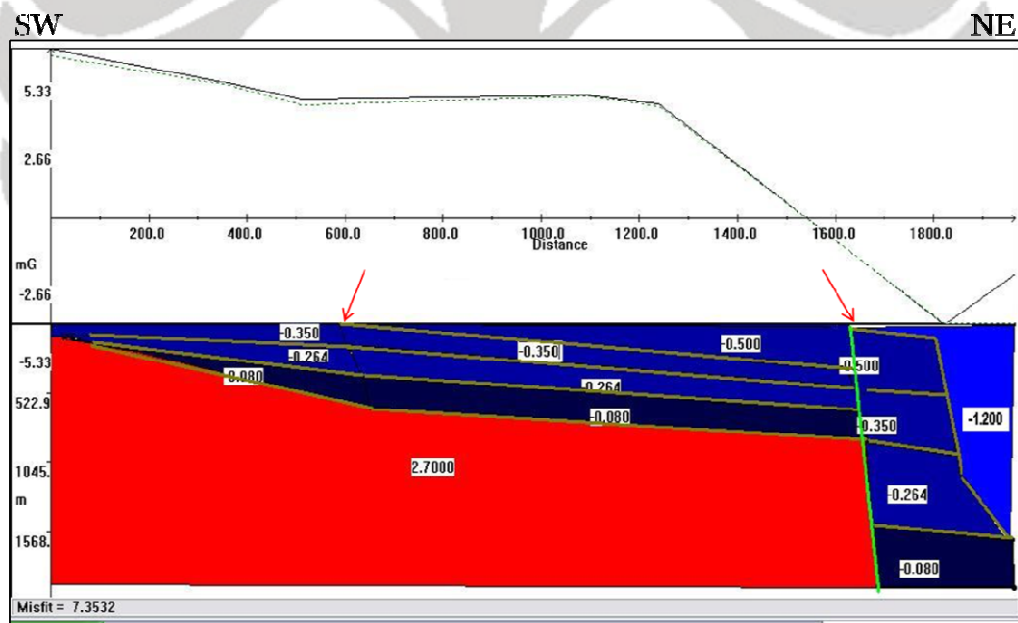
a) Lintasan Bojonegara

Berdasarkan hasil pemodelan dengan kedalaman maksimum penampang sebesar 2000 meter, terlihat adanya lapisan batuan dengan densitas 2.7 gr/cm^3 yang diinterpretasi sebagai bagian dari Formasi Cibulakan. Di atas Formasi Cibulakan diendapkan Formasi Parigi yang pada pemodelan didapat dengan

Universitas Indonesia

kontras densitas sebesar -0.08 gr/cm^3 atau setara dengan densitas sebesar 2.62 gr/cm^3 .

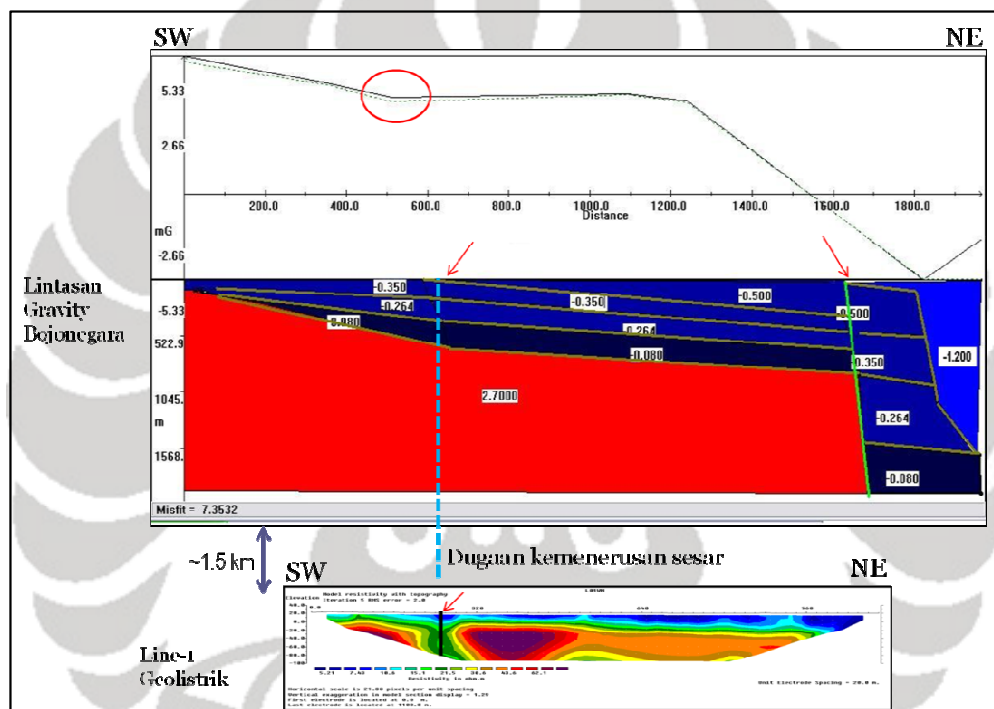
Kontras densitas sebesar -0.264 gr/cm^3 atau setara dengan densitas sebesar 2.436 gr/cm^3 yang diinterpretasi sebagai Formasi Cisubuh. Di atas Formasi Cisubuh diendapkan formasi endapan vulkanik muda dengan kontras densitas sebesar -0.35 gr/cm^3 atau setara dengan 2.35 gr/cm^3 . Selain itu, ke arah NE terdapat lapisan batuan dengan kontras densitas sebesar -1.2 gr/cm^3 atau setara dengan 1.5 gr/cm^3 yang diinterpretasi sebagai bagian atas dari formasi endapan vulkanik muda yang diduga mengalami pelapukan secara intensif. Hal ini kemungkinan berkaitan erat dengan adanya indikasi kaolinisasi pada lokasi pengamatan 2 observasi geologi langsung.



Gambar 5.76 Pemodelan Gravity Lintasan Bojonegara

Terdapat dua indikasi sesar pada penampang *gravity* Lintasan Bojonegara. Pada arah SW terdapat indikasi sesar mendatar. Sesar mendatar

terkadang menunjukkan gradien *gravity* yang tidak konsisten atau sama sekali tidak menunjukkan adanya *gradient gravity*. Indikasi sesar mendatar pada penampang *gravity* Lintasan Bojonegara diperlihatkan dengan adanya gradien anomali residual yang tidak terlalu besar seperti diperlihatkan Gambar 5.19.



Gambar 5.77 Sketsa Dugaan Kemenerusan Sesar Relatif Berarah NW-SE dari Lintasan Gravity Bojonegara dan Line-1 Geolistrik

Semakin ke arah NE terlihat adanya indikasi sesar normal yang kemungkinan merupakan perpanjangan dari sesar normal yang berdasarkan hasil observasi geologi langsung teridentifikasi memotong sesar mendatar. Diduga sesar normal tersebut merupakan famili dari sesar normal berarah N350⁰E sesuai dengan hasil data fraktur di lokasi pengamatan 2. Lebih lanjut

dapat dikatakan bahwa kedua sistem sesar tersebut diduga merupakan perpanjangan sesar baik yang teridentifikasi melalui Line 2 geolistrik maupun hasil observasi geologi langsung.

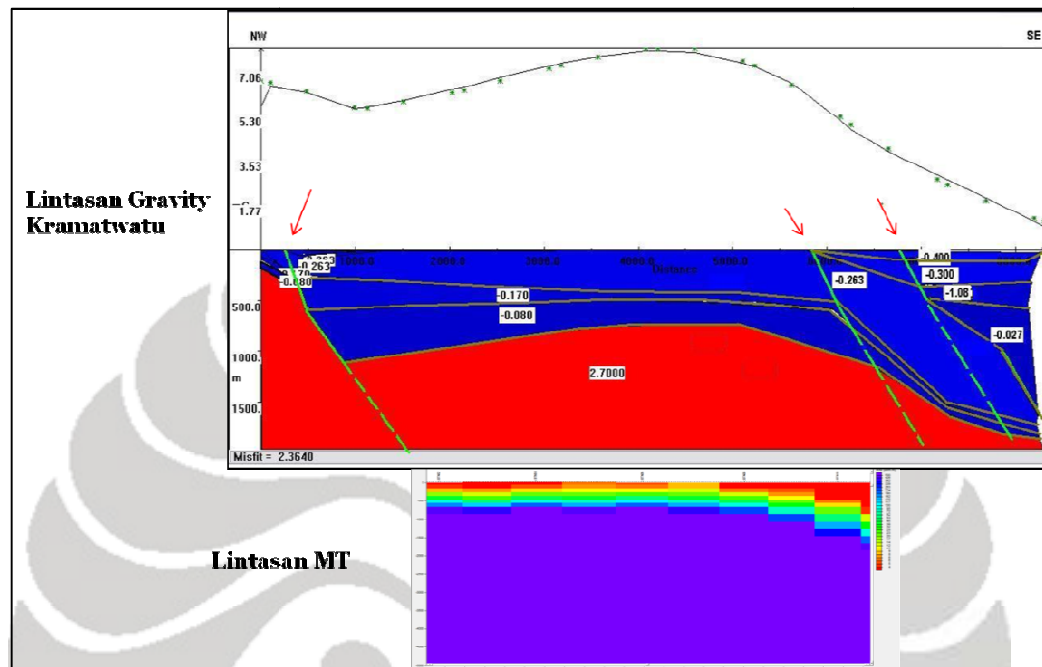
b) Lintasan Kramatwatu

Lintasan pemodelan Kramatwatu berarah NW-SE yang melalui lintasan magnetotellurik. Panjang lintasan pemodelan ini mencapai 7600 meter. Pemilihan lintasan Kramatwatu untuk mengkonfirmasi hasil inversi dari data magnetotellurik. Hasil pemodelan seperti ditunjukkan Gambar 5.20, menunjukkan hasil yang serupa dengan model penampang resistivitas yang dihasilkan dengan metode magnetotellurik. Terlihat adanya pendangkalan *basement* di bagian tengah dan NW dari penampang *gravity*.

Berdasarkan pemodelan di bagian paling bawah terdapat lapisan batuan dengan nilai densitas 2.7 gr/cm^3 . Lapisan ini diinterpretasi sebagai bagian dari Formasi Cibulakan. Di atas Formasi Cibulakan diendapkan lapisan batuan dengan kontras densitas -0.08 gr/cm^3 atau setara dengan nilai densitas 2.62 gr/cm^3 yang diinterpretasi sebagai Formasi Parigi.

Di bagian atas Formasi Parigi diendapkan Formasi Cisubuh dengan kontras densitas sebesar -0.17 gr/cm^3 atau setara dengan 2.53 gr/cm^3 . Lapisan paling atas diisi dengan lapisan batuan dengan kontras densitas sebesar -0.263 gr/cm^3 atau setara dengan densitas sebesar 2.437 gr/cm^3 yang diinterpretasi sebagai Formasi Tufa Banten Atas. Semakin ke arah SE terdapat lapisan batuan dengan kontras densitas sebesar -0.4 gr/cm^3 atau setara dengan

densitas sebesar 2.3 gr/cm^3 diduga lapisan ini masih merupakan bagian dari alluvium yang mendominasi daerah ke arah SE dari lintasan.



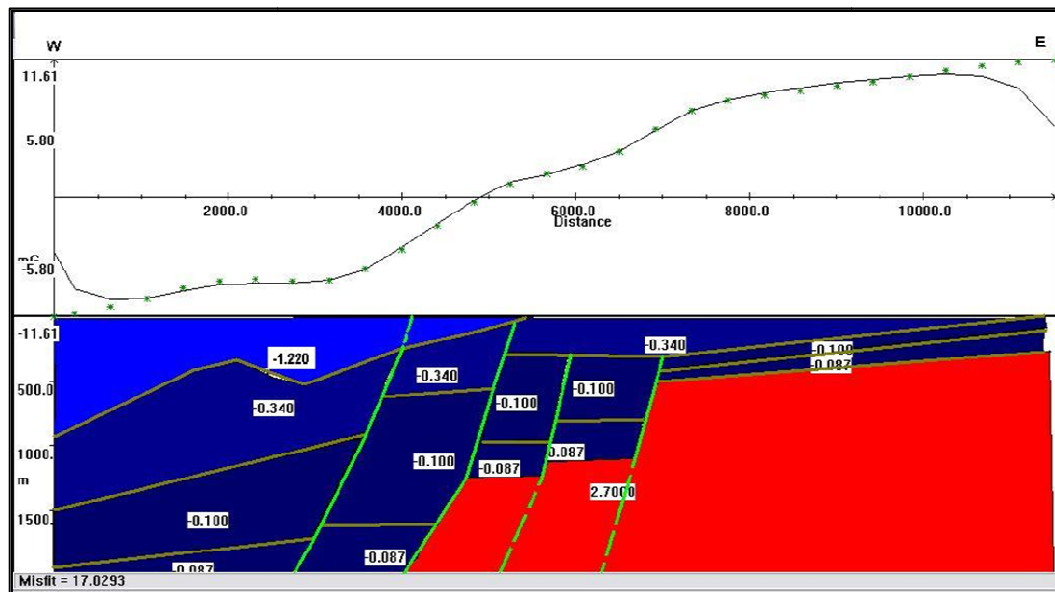
Gambar 5.78 Pemodelan *Gravity* Lintasan Kramatwatu

Indikasi sesar normal dan sesar naik terlihat baik ke arah NW maupun SE. Di arah NW diduga sesar tersebut merupakan bagian dari kelurusan hasil citra satelit sesuai dengan publikasi dari peta geologi Lembar Serang.

c) Lintasan Line-2

Lintasan pemodelan *gravity* Line-2 berarah E-W yang melalui lintasan geolistrik Line-2. Panjang lintasan pemodelan ini mencapai 6000 meter. Pemilihan lintasan Line-2 dilakukan untuk mengkonfirmasi keberadaan sesar yang teridentifikasi pada Line-2 geolistrik. Berdasarkan hasil pengolahan data fraktur di sekitar daerah ini, terdapat indikasi sesar normal berarah N-S.

Universitas Indonesia

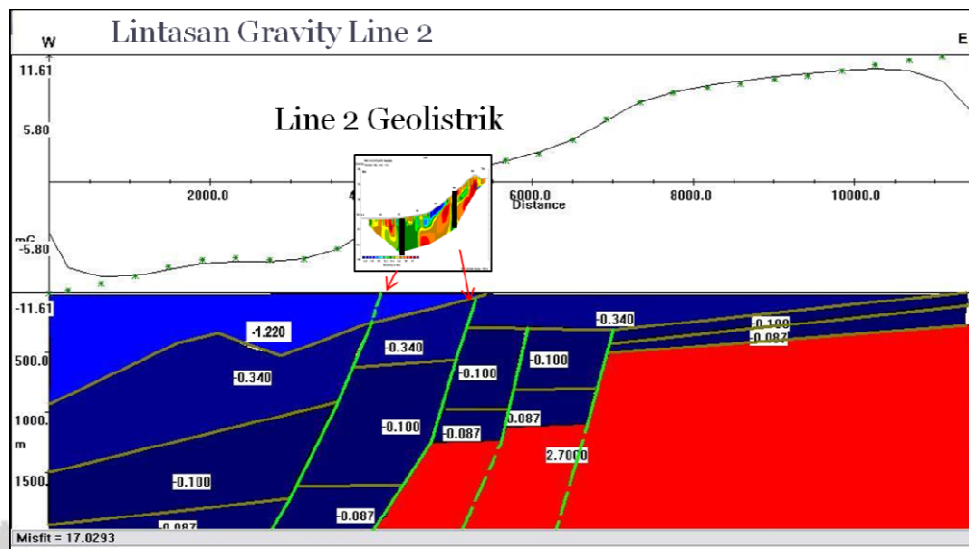


Gambar 5.79 Pemodelan *Gravity* Lintasan Line-2

Berdasarkan penampang *gravity* pada Gambar 5.21, terlihat adanya lapisan batuan dengan densitas sebesar 2.7 gr/cm^3 mulai kedalaman 500 meter dan semakin dalam ke arah W. Jika dikorelasikan dengan kolom stratigrafi, maka lapisan ini dapat diinterpretasi sebagai bagian dari Formasi Cibulakan dengan ketebalan maksimum di penampang *gravity* sekitar 1400 meter. Di atas lapisan ini terdapat lapisan dengan kontras densitas sebesar -0.087 g/cm^3 atau setara dengan 2.613 gr/cm^3 yang diinterpretasi sebagai Formasi Parigi dengan ketebalan rata-rata di penampang sebesar 250 meter.

Lapisan di atas Formasi Parigi ini adalah Formasi Cisubuh dengan kontras densitas sebesar -0.1 gr/cm^3 atau setara dengan densitas sebesar 2.6 gr/cm^3 . Di atas Formasi Cisubuh terdapat Formasi Tufa Banten Atas dengan kontras densitas sebesar -0.34 gr/cm^3 atau setara dengan 2.36 gr/cm^3 . Semakin ke arah W, di bagian paling atas penampang diendapkan lapisan

batuan dengan kontras densitas sebesar -1.07 gr/cm^3 atau setara dengan 1.63 gr/cm^3 diduga lapisan tersebut adalah lapisan batuan bagian dari Formasi Tufa Banten Atas yang mengalami pelapukan secara intensif.

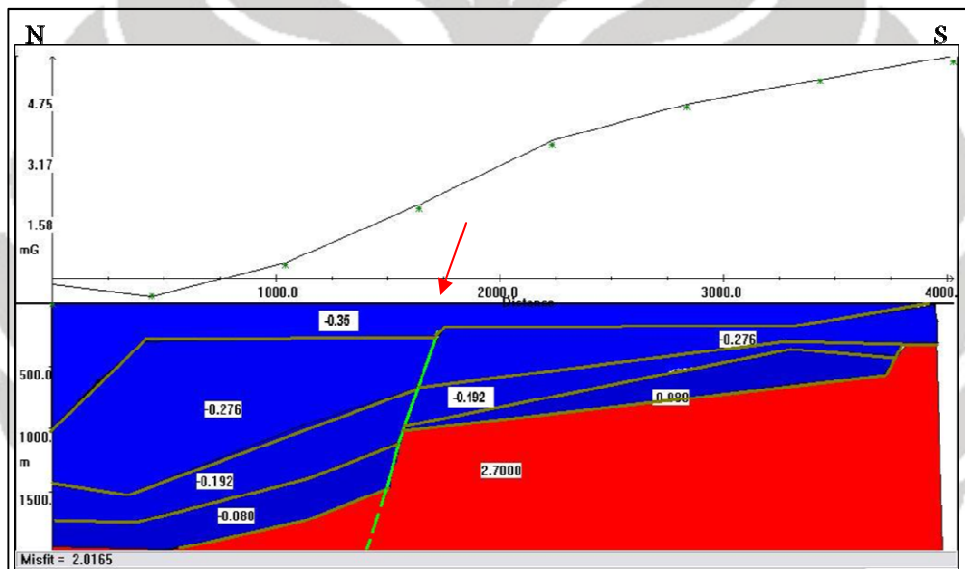


Gambar 5.80 Perbandingan Penampang Lintasan Gravity Line 2 dan Lintasan Geolistrik Line-2

Pemodelan *gravity* seperti ditunjukkan Gambar 5.22 memiliki lintasan yang sejajar dengan lintasan geolistrik Line-2, sehingga hasil inversi resistivitas Line-2 dijadikan acuan dalam pemodelan *gravity* Line-2. Terlihat bahwa indikasi sesar pada lintasan geolistrik Line-2 juga dapat ditunjukkan oleh penampang *gravity*-nya. Sesar-sesar normal yang teridentifikasi pada penampang *gravity* merupakan satu sistem sesar yang salah satunya merupakan sesar utama. Terlihat lapisan batuan di sebelah barat cenderung relatif turun ketimbang sebelah timur. Hal ini sejalan dengan data sistem fraktur 1 di lokasi pengamatan 1.

d) Lintasan Mergosari

Pemilihan lintasan penampang *gravity* Mergosari didasari atas gradien *gravity* berarah N-S yang terlihat pada peta kontur anomali residual. Panjang lintasan mencapai 4000 meter. Berdasarkan hasil pemodelan seperti diperlihatkan oleh Gambar 5.23, terlihat adanya indikasi sesar normal yang diduga berarah E-W dan merupakan bagian dari sistem sesar E-W berarah N252⁰E dimana blok bagian utara relatif turun. Namun demikian, untuk mengkonfirmasi karakter sesar tersebut lebih detail diperlukan data-data fraktur dan metode geofisika lainnya di lokasi ini.



Gambar 5.81 Pemodelan *Gravity* Lintasan Mergosari

Berdasarkan hasil pemodelan didapat bahwa terdapat indikasi sesar normal pada jarak horizontal penampang kurang dari 2000 meter. Bagian bawah penampang merupakan lapisan batuan dengan densitas $2,7 \text{ gr/cm}^3$ yang diduga merupakan bagian dari Formasi Cibulakan dengan ketebalan maksimum di penampang 1600 meter. Kontras densitas $-0,08 \text{ gr/cm}^3$ atau setara dengan $2,62 \text{ gr/cm}^3$ diinterpretasi sebagai lapisan batuan yang masuk

dalam Formasi Parigi. Di atas Formasi Parigi diendapkan Formasi Cisubuh dengan kontras densitas sebesar -0.276 gr/cm^3 atau setara dengan densitas 2.4 gr/cm^3 . Kontras densitas sebesar -0.35 gr/cm^3 atau setara dengan densitas 2.35 gr/cm^3 diinterpretasi sebagai formasi endapan vulkanik muda.

5.6. ANALISIS TERPADU

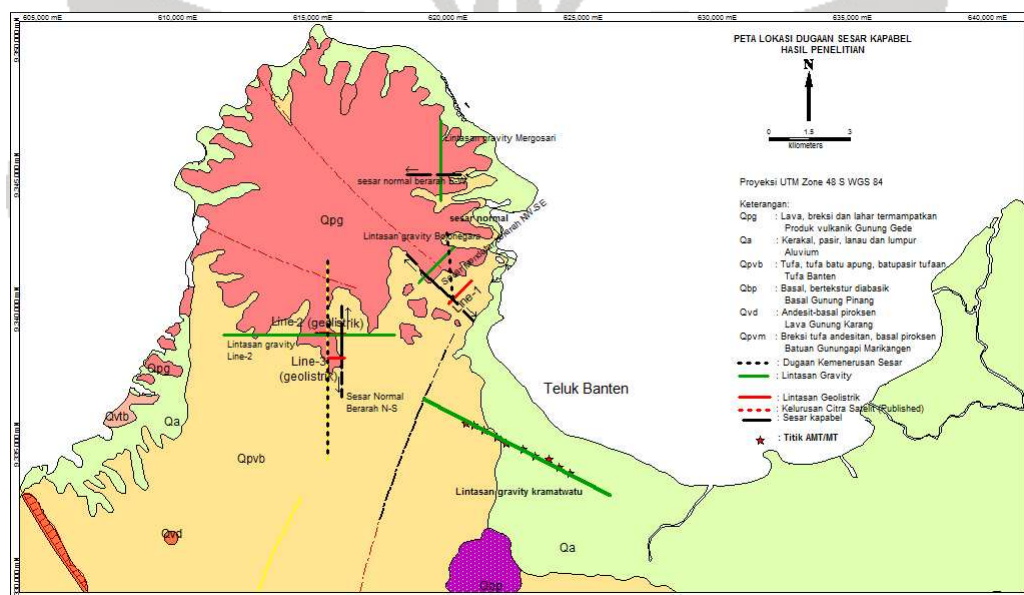
Berdasarkan hasil analisis citra satelit, di daerah penelitian ini terdapat tiga kelompok kelurusan dominan yang relatif berarah NW-SE, N-S dan E-W. Ketiga kelompok kelurusan tersebut dapat dibuktikan sebagai sistem sesar berdasarkan hasil observasi lapangan langsung berupa data fraktur di dua kelompok lokasi pengamatan yang berada di wilayah Cilegon dan Bojonegara.

Hasil pengolahan data fraktur memperlihatkan bahwa di kedua lokasi pengamatan setidaknya terdapat empat sistem sesar yang berkembang yaitu sesar mendatar dekstral berarah $N168^{\circ}E/86^{\circ}$ yang sesar tersebut telah teraktifkan kembali menjadi sesar normal berarah $N178^{\circ}E/68^{\circ}$; sesar normal berarah $N350^{\circ}E/68^{\circ}$; sesar normal berarah $N252^{\circ}E/70^{\circ}$; dan sesar mendatar sinistral berarah $N130-140^{\circ}E/72^{\circ}-82^{\circ}$.

Konfirmasi menggunakan metode geolistrik, Line 2 dan Line 3 mengindikasikan keberadaan sesar tersebut yaitu terbentuknya zona resistivitas sedang berorientasi vertikal dan diapit oleh zona resistivitas tinggi. Dengan memperhatikan posisi Line 2 dan Line 3, maka dapat ditarik ekstensi lateral dari sesar tersebut yang berarah N-S. Hasil analisis pada Line 2 geolistrik menunjukkan adanya setidaknya dua indikasi sesar. Menggunakan

Universitas Indonesia

data *gravity* pada Lintasan Line 2, keberadaan kedua sesar tersebut dapat dikonfirmasi. Jarak antara kedua sesar tersebut sekitar 400-500 meter. Selain itu pada penampang *gravity* Lintasan Line 2 juga ditemui beberapa indikasi sesar. Diduga sesar-sesar tersebut masuk ke dalam sistem sesar normal berarah N178⁰E. Menurut hasil data fraktur, sesar normal tersebut bergerak dengan memanfaatkan bidang sesar mendatar dekstral. Namun demikian, hal ini tidak dapat dideteksi baik menggunakan data citra yang ada maupun dengan pemodelan penampang *gravity*.



Gambar 5.82. Peta Lokasi Dugaan Sesar Kapabel Hasil penelitian

Gambar 5.24 menunjukkan peta lokasi dugaan sesar kapabel berdasarkan hasil analisis komprehensif dari berbagai data yang ada. Garis berwarna hijau menunjukkan lintasan *gravity*, garis berwarna merah menunjukkan lintasan geolistrik, simbol bintang menunjukkan titik data magnetotellurik dan garis berwarna hitam menunjukkan dugaan lokasi dan

ekstensi lateral sesar kapabel berdasarkan hasil analisis data citra satelit, observasi langsung, *gravity*, geolistrik dan magnetotellurik.

Berdasarkan hasil pemodelan *gravity* lintasan Bojonegara dan penampang geolistrik Line-1 didapat bahwa terdapat indikasi sesar mendatar yang sulit diidentifikasi melalui pemodelan *gravity* dapat terlihat jelas pada penampang resistivitas. Sesar mendatar ini diduga merupakan bagian dari sistem sesar mendatar sinistral berarah $N130^0-140^0E$. Selain itu, penampang *gravity* juga menunjukkan indikasi keberadaan sesar normal pada lintasan Bojonegara. Sesar tersebut diduga merupakan bagian dari sistem sesar normal berarah $N350^0E$ yang memotong sesar mendatar sinistral tersebut. Hal ini sesuai dengan pengamatan *outcrop* di lapangan pada saat pengambilan data fraktur yang ditunjukkan oleh Gambar 5.8.

Konfirmasi sesar normal berarah E-W, sesuai dengan hasil analisis data citra satelit dan data fraktur, dilakukan menggunakan pemodelan penampang *gravity* di lintasan Mergosari. Berdasarkan hasil pemodelan pada lintasan tersebut didapat indikasi sesar normal yang diduga berarah relatif E-W yang merupakan bagian dari sistem sesar normal berarah relatif E-W yaitu $N252^0E$. Namun karena keterbatasan data yang ada, karakteristik sesar tersebut secara lebih detail tidak dapat dilakukan.

Hasil analisis dari data magnetotellurik didapatkan profil *basement* yang mendangkal ke arah NW. Hasil tersebut juga dikonfirmasi oleh hasil analisis penampang *gravity*. Artinya semakin ke arah SE basement rock menjadi semakin dalam. Informasi ini lebih lanjut dapat dimanfaatkan dalam rangka penentuan lokasi tapak PLTN yaitu dibutuhkan lokasi yang

mempunyai *bedrock* yang cukup dangkal untuk menunjang bangunan PLTN. Selain itu berdasarkan hasil pemodelan *gravity* yang melalui lintasan data magnetotellurik, didapat indikasi sesar vertikal baik normal maupun naik. Diduga indikasi tersebut mengkonfirmasi kelurusan citra satelit yang ada di Peta Geologi Lembar Serang. Berdasarkan peta tersebut, arah sesar relatif NE-SW. Arah sesar tersebut kemungkinan masuk dalam sistem kelurusan relatif N-S sesuai dengan hasil analisis morfostruktural citra satelit. Namun demikian, perlu dilakukan analisis dengan metode geofisika lainnya serta data observasi geologi langsung untuk mengkonfirmasi hal ini.

Berdasarkan uraian diatas dengan menggunakan data geofisika yang ada, tidak dapat ditentukan tipe sesar yang berkembang, namun berdasarkan hasil analisis frakturasi dan striasi dari data observasi geologi langsung dapat dijelaskan karakteristik sesar yang berkembang baik arah dan kinematika. Namun demikian, dengan memadukan data geofisika yang ada, ekstensi lateral dari sesar dapat ditentukan.

Sistem sesar-sesar dengan arah dominan $N140^{\circ}E$, diidentifikasi mempunyai kinematika mendatar sinistral. Hal ini perlu menjadikan perhatian mengingat pola/arah yang kurang lebih sama dengan Sesar Semangko di Sumatra yang berkinematik mendatar dekstral. Apabila Banten khususnya Banten Utara dari peneliti terdahulu (Nishimura et al., 1980) dinyatakan sebagai mempunyai kemiripan geologi dengan Sumatra bagian Selatan dari hasil penelitian ini tidak ada kemiripan dipandang dari kinematika sesarnya.

Untuk mengetahui umur dari sesar-sesar tersebut digunakan data umur batuan vulkanik yang didapat dari Laporan Gunung Api di daerah penelitian.

Umur tersebut merupakan umur relatif karena tidak tersedia data *dating*. Penentuan umur sesar ditentukan berdasarkan analisa kronologi pemotongan lapisan batuan pada saat sesar tersebut terbentuk atau bergerak.

Berdasarkan data kegunungapian, batuan yang berada di daerah penelitian terdiri dari Lvgs, Pjgs, dan Pags yang semuanya berumur *Upper Pleistocene*. Sehingga semua rekaman tektonik yang terdapat pada batuan-batuan tersebut adalah produk dari kegiatan tektonik, khususnya sesar, digolongkan ke dalam kategori sesar kapabel.

Namun demikian, perlu dilakukan konfirmasi umur dengan analisis umur absolut yaitu *radiometric age dating*. Sehingga apabila hasil dating sudah tersedia diharapkan dapat disusun kategori kapabel menjadi sesar sangat kapabel, kapabel dan agak kapabel berdasarkan umur sesar tersebut. *Sampling* batuan yang akan *dated* dilakukan di dekat sesar atau yang terpotong sesar terutama pada sesar yang secara kronologi paling muda.

BAB VI

KESIMPULAN DAN SARAN

6.1. Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisis multiskala dari data citra satelit, observasi lapangan dan data geofisika dalam mengidentifikasi sesar kapabel di daerah penelitian, maka dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Berdasarkan hasil analisis morfostruktural citra satelit dan observasi geologi langsung, di daerah penelitian terdapat sesar-sesar dengan karakteristik dan kronologi dari tua ke muda sebagai berikut:
 - sesar mendatar dekstral berarah $N168^{\circ}E/86^{\circ}$, dikontrol oleh sumbu kinematik subvertikal, mengindikasikan bahwa beberapa bidang sesarnya telah teraktifkan kembali menjadi sesar normal, berarah N-S miring ke arah W: $N178^{\circ}E/68^{\circ}$.
 - sesar normal berarah N-S: $N350^{\circ} E/68^{\circ}$
 - sesar normal berarah E-W miring ke arah N dan S: $N252^{\circ}E/70^{\circ}$,
 - sesar mendatar sinistral berarah NW-SE: $N130-140^{\circ} E/72^{\circ}-82^{\circ}$.
2. Keberadaan sesar-sesar tersebut secara meyakinkan dikonfirmasi oleh hasil analisis data penampang *gravity* dan geolistrik.
3. Berdasarkan hasil analisis data magnetotellurik, Keberadaan *basement* yang diduga terdiri dari batuan metamorf dan/atau kristalin yang berumur Pre-Tersier, dengan perkiraan kedalaman lebih dari 700 meter.

4. Sesar-sesar yang telah teridentifikasi, ditinjau dari umur batuan yang dipotongnya yaitu lebih muda dari *Middle Pliocene* maka termasuk kategori sesar kapabel. Namun, untuk lebih detailnya diperlukan analisis absolut umur batuan sehingga *capability* sesar-sesar tersebut agar dapat dikelompokkan lebih rinci.

6.2. Saran

Untuk mengkonfirmasi ekstensi lateral sesar secara meyakinkan, dibutuhkan data geofisika yang lebih sistematis lagi. Selain itu, perlu dilakukan pengambilan dan analisis data seismik untuk menunjang konfirmasi keberadaan sesar secara lebih baik.

Keterbatasan data *dating* batuan merupakan salah satu kesulitan tersendiri dalam menentukan umur sesar. Oleh karena itu penting untuk dilakukan penentuan umur batuan melalui teknik *dating*.

Perlu dilakukan penelitian tektonik lebih lanjut baik di daerah Banten maupun Sumatra bagian Selatan guna mengetahui penyebab terjadinya perbedaan kinematika sesar NW-SE.

Dalam rangka identifikasi sesar, urutan pengolahan data geofisika sangat berperan dalam analisis secara komprehensif. Pada penelitian ini, pengolahan data *gravity*, terkecuali pemodelan *gravity*, dilakukan di awal untuk memberikan gambaran umum distribusi densitas batuan daerah penelitian secara regional. Kemudian diikuti dengan pengolahan data geolistrik dan data magnetotellurik. Kedua data tersebut sangat penting digunakan sebagai acuan dalam pemodelan *gravity* di tahap selanjutnya.

Universitas Indonesia

DAFTAR REFERENSI

- Abdullah, Anwar et al.. (2009). *A Comparison of Landsat TM and SPOT Data for Lineament Mapping in Hulu Lepar Area, Pahang, Malaysia*. European Journal of Scientific Research, ISSN 1450-216X Vol.34 No.3, hal 406-415.
- Arpandi D., & Patmosukismo, S.. (1995). *The Cibulakan Formation as One of The Most Prospective Stratigraphic Units in The North West Java Basinal Area*. Proceedings of Indonesian Petroleum Association, 4th Annual Convention.
- Daud, Yunus. (2012). *MT Investigation Quality Control, Processing and Modelling of the Kaldera Danau Banten Geothermal Prospect, Banten, Final Report*. Tidak Dipublikasikan.
- Dokumen RPJM Prov. Banten Tahun 2007 – 2012. (n.d). http://www.deptan.go.id/daerah_new/distanak_banten/keadaan_geografis.htm, 10 Maret 2012.
- Sastratenaya, A. S. (1991). *Deformation et Mobilite du Megaprisme Tectonique de Pinoh Savan Kalimantan Indonesie*. Thesis Doct Univ. Louis Pasteur Strasbourg I, France.
- Sastratenaya, A. S. & Yuliasuti. (2010). *Seismic Characteristics of West Java, Indonesia*. CNRA International Workshop on “New Reactor Siting, Licensing and Construction Experience” Prague, Czech Republic 21-23 April 2010.
- BATAN. (2008). *INPP-10 FR : Material Bawah Permukaan*, Tidak Dipublikasikan.
- BATAN. (2009). *Lampiran Laporan Survei Struktur Geologi*. Tidak Dipublikasikan
- Caran, S. Christopher et al..(1982). *Lineament Analysis and Inference of Geologic Structure – Examples from Balcones/Ouachita Trend of Texas*. Transactions of Gulf Coast Association of Geological Societies Vol. XXXI.
- Forsth, D.A & Ponce, J. (2003). *Computer Vision: A Modern Approach*, Upper Saddle River, Nj: Prentice Hall.
- Dobrin, Milton & Savit, Carl H. (1988). *Introduction To Geophysical Prospecting Fourth Edition*. McGraw-Hill Book Company, Singapore.

- Rusmana, E., Suwitodirdjo, K., & Suharsono. (1991). *Peta Geologi Lembar Serang*. PPPG, Bandung.
- Simpson, F. & Bahr, K.(2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Grandis, Hendra dkk. (2002). *Aplikasi Metode Magnetotellurik dalam Eksplorasi Geotermal*. Jurnal Geofisika ISSN = 0854-4352, Edisi Tahun 2002, Nomor 2.
- Hendarmawan, Abidin, Z., Yoseph, B. & Zaennudin, A. (2009). *Karakter Air Tanah Semburan Lumpur Dari Pemboran di Kampung Astana Agung, Desa Walikukun, Kecamatan Carenang, Kabupaten Serang, Banten*. Buletin Geologi Tata Lingkungan Vol. 19 No. 3.
- IAEA. (2003). *Safety Requirement: Site Evaluation for Nuclear Installation*. Safety Standards Series. Vienna.
- IAEA. (2010). *Seismic Hazards in Site Evaluation For Nuclear Installations*. Safety Standard Series No.SSG-9, Vienna.
- Ibrahim, G. (1999). *Indonesian Earthquakes Statistic. Technical Report*, ITB.
- Loke, M. H. (1999). *Electrical Imaging Survey For Environmental and Engineering Studies, A Practical Guide To 2-D and 3-D Survey*. diunduh dari www.geotomosoft.com.
- Loke, M. H. (2012). *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys*. diunduh dari www.geotomosoft.com.
- Munadi, Suprajitno. (2001). *Instrumentasi Geofisika*. Universitas Indonesia, Depok.
- Nishimura et al.. (1985). *Neo-Tectonics of The Strait of Sunda, Indonesia*. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, Vol. 1, No.2, pp.81-91.
- Bronto, Sutikno. (2008), *Tinjauan Geologi Gunung Api Jawa Barat – Banten dan Implikasinya*, Jurnal Geoaplika Vol. 3 No. 2.
- Pirajno, Franco. (2010). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science, Australia.
- PPBGN-BATAN, PPPJ-LAPAN, & FTM-ITM. (2000). *Studi Neotektonik Kemungkinan Kebocoran Danau Toba Sumatera Utara- Laporan Tahap I*. Tidak Dipublikasikan.
- Ragan, Donal M. (1973). *Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques*. Wiley, New York.

- Sarp, Gulcan. (2005). *Lineament Analysis From Satellite Images, North West of Ankara*. Thesis Submitted to the Graduate School of Natural and Applied Sciences of Middle East Technical University.
- Santosa, S.. (1991). *Peta Geologi Lembar Anyer*. PPPG, Bandung.
- Sampson, J.A. & Rodriguez, B.D.(2010). *Magnetotelluric Survey to Characterize the Sunnyside Porphyry Copper System in the Patagonia Mountains, Arizona*. USGS, Virginia.
- Suppe, John. (1985). *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, Inc.
- Sucipta, Setiawan, B., Sastrowardoyo, P. B., & Suganda, D. (2010). *Pemilihan Wilayah Potensial untuk Disposasi Limbah Radioaktif di Pulau Jawa dan Sekitarnya*. Jurnal Teknologi Pengelolaan Limbah Vol. 13 No.1, ISSN 1410-9565.
- Sun, T. T. et al.. (2009), *Precious Opal from Java: Gemmological Properties, micro- and nano structures*, The Australian Gemmologist (2009) 23.
- Rosid, Syamsu & Muhammad, Johan. (2008), *Pemetaan Hidrogeologi Menggunakan Metode Geolistrik*. Prosiding Seminar Nasional Sains dan Teknologi II, Universitas Lampung 17-18 November.
- Unsworth, Martin. (2012). *Geophysics 424 - Electromagnetic and Potential Field Methods*. <http://www.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/424/notes424-2012.html>