



TESIS - SF 185401

IDENTIFIKASI DAN KARAKTERISASI SISTEM FISIS SESAR GRINDULU DENGAN METODE MAGNETIK

LATIFATUL CHOLIFAH
01111850010017

DOSEN PEMBIMBING

Prof. Dr. Bagus Jaya Santosa, M.Si.
Dr. Sungkono, M.Si.

PROGRAM MAGISTER
BIDANG GEOFISIKA
DEPARTEMEN FISIKA
FAKULTAS SAINS DAN ANALITIKA DATA
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2020



TESIS - SF 185401

IDENTIFIKASI DAN KARAKTERISASI SISTEM FISIS SESAR GRINDULU DENGAN METODE MAGNETIK

LATIFATUL CHOLIFAH
01111850010017

DOSEN PEMBIMBING

Prof. Dr. Bagus Jaya Santosa, M.Si.
Dr. Sungkono, M.Si.

PROGRAM MAGISTER
BIDANG GEOFISIKA
DEPARTEMEN FISIKA
FAKULTAS SAINS DAN ANALITIKA DATA
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2020

“Halaman ini sengaja dikosongkan”



THESIS - SF 185401

IDENTIFICATION AND CHARACTERIZATION OF GRINDULU FAULT USING MAGNETIC METHOD

LATIFATUL CHOLIFAH
01111850010017

SUPERVISOR

Prof. Dr. Bagus Jaya Santosa, M.Si.
Dr. Sungkono, M.Si.

MAGISTER PROGRAMME
GEOPHYSICS
DEPARTMENT OF PHYSICS
FACULTY OF SCIENCE AND DATA ANALYTICS
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2020

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

LEMBAR PENGESAHAN TESIS

Tesis disusun untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh gelar

Magister Sains (M.Si)

di

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

oleh:

LATIFATUL CHOLIFAH

NRP: 01111850010017

Tanggal Ujian: 14 Agustus 2020

Periode Wisuda: September 2020

Disetujui oleh:

Pembimbing:

1. Prof. Dr. Bagus Jaya Santosa, M.Si.
NIP. 196208021987011001



2. Dr. Sungkono, M.Si.
NIP. 198507022014041002

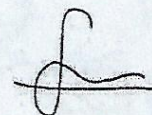


Penguji:

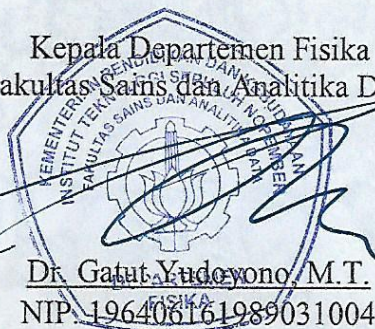
1. Dr. rer. nat. Eko Minarto, M.Si.
NIP. 197502051999031004



2. Saifuddin, Ph.D.
NIP. 1985202011028



Kepala Departemen Fisika
Fakultas Sains dan Analitika Data



Dr. Gatut Yudoyono, M.T.
NIP. 196406161989031004

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

IDENTIFIKASI DAN KARAKTERISASI SISTEM FISIS SESAR GRINDULU DENGAN METODE MAGNETIK

Nama : Latifatul Cholifah
NRP : 01111850010017
Departemen/Fakultas : Fisika/Sains dan Analitika Data ITS
Pembimbing : Prof. Dr. Bagus Jaya Santosa, M.Si.
Dr. Sungkono, M.Si.

ABSTRAK

Metode magnetik digunakan dalam penelitian ini untuk identifikasi dan karakterisasi Sesar Grindulu, sesar utama di wilayah Pacitan, Jawa Timur sebagai bagian dari kajian potensi bencana dan pengurangan risiko bencana di Pacitan. Sesudah dikoreksi dengan *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) dan variasi diurnal, data anomali diproses dengan transformasi *upward continuation, reduced to the pole* (RTP) dan *pseudogravity* untuk *data enhancement*. Kemudian, data anomali diproses lanjut dan dianalisis dengan dekonvolusi Euler ($N = 1$) dan *analytic signal* (AS) untuk interpretasi posisi sumber anomali bawah permukaan. Berdasarkan hasil pemrosesan dan analisa data anomali terkait, Sesar Grindulu diidentifikasi sebagai sesar utama di wilayah Pacitan dengan jalur sepanjang arah timur laut–barat daya (NE–SW) dan arah orientasi atau sudut ‘kelurusan’ 26° terhadap arah timur ($N64^\circ E$). Untuk memudahkan interpretasi bawah permukaan, dibuat profil variasi batuan terhadap kedalaman pada tiga area yang berbeda mewakili bentang horisontal lokasi survei yaitu barat daya, tengah, dan timur laut. Pada area barat daya, struktur bawah permukaan relatif homogen pada kedalaman antara 500–5000 m (*shallow to intermediate depths*) yang diduga diisi oleh batuan beku jenis vulkanik dan intrusif (lava, intrusi dasit, diorit, andesit basalt) dengan suseptibilitas dan densitas tinggi yang terbentuk dari Formasi Jaten dan Arjosari. Pada area timur laut, profil vertikal batuan menunjukkan keragaman sifat fisis. Batuan beku muda dengan suseptibilitas dan densitas tinggi yang terbentuk dari Formasi Mandalika diduga mengisi kedalaman antara 500–5000 m, sedangkan batuan sedimen jenis konglomerat, tufa, dan breksi vulkanik dengan suseptibilitas dan densitas relatif rendah yang terbentuk dari Formasi Watupatok diduga berada pada kedalaman antara 5000–7000 m. Pada area tengah, struktur batuan vulkanik

dan intrusif berumur muda dengan suseptibilitas dan densitas relatif tinggi yang terbentuk dari Formasi Arjosari diduga mengisi kedalaman antara 500–5000 m. Pada kedalaman dekat *basement* sampai *basement level* (lebih dalam dari 5000 m) proses pelapukan bawah permukaan Sungai Grindulu menghasilkan sedimentasi batu pasir, kerikil, dan lempung dengan suseptibilitas dan densitas rendah yang terbentuk dari Formasi Alluvium. Struktur batuan bawah permukaan pada area barat daya lokasi penelitian identik dengan struktur batuan wilayah selatan Pacitan yang banyak dipengaruhi oleh aktivitas busur pegunungan selatan Pulau Jawa yang terbentuk pada jaman tersier. Sedangkan struktur batuan bawah permukaan pada area timur laut identik dengan struktur batuan wilayah utara Pacitan yang dipengaruhi oleh busur Sunda Modern yang terbentuk pada jaman kwatier. Kondisi batuan bawah permukaan sepanjang bentang horisontal lokasi penelitian memiliki kemiripan. Hal ini bisa dilihat dari distribusi suseptibilitas dan densitas yang tidak menunjukkan kontras yang tinggi dalam arah lateral. Situasi yang sama dalam arah vertikal juga ditemui pada kontak antar lapisan batuan dengan kontras suseptibilitas dan densitas yang tidak tinggi. Fenomena ini memberikan petunjuk tentang dugaan kemungkinan pergerakan horisontal blok batuan dekat permukaan sampai lapisan batuan pada kedalaman tertentu. Argumen ini merupakan petunjuk bahwa Sesar Grindulu merupakan sesar geser.

Kata kunci: Sesar Grindulu, anomali magnetik, RTP, dekonvolusi Euler, AS

IDENTIFICATION AND CHARACTERIZATION OF GRINDULU FAULT USING MAGNETIC METHOD

By : **Latifatul Cholifah**
Student Identify Number : **01111850010017**
Department/Faculty : **Fisika/Sains dan Analitika Data ITS**
Supervisor : **Prof. Dr. Bagus Jaya Santosa, M.Si.**
Dr. Sungkono, M.Si.

ABSTRACT

Magnetic method is used to delineate Grindulu faulting zone in Pacitan, East Java Province as part of a case study for examining potential seismic threats and disaster risk reduction in Pacitan that is considered vulnerable to geohazards. After *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) and diurnal corrections, anomaly data were processed by upward continuation, reduced to the pole (RTP), and pseudogravity techniques for data enhancement. Further data processing was to include Euler deconvolution with $N = 1$ and analytic signal (AS) together for subsurface interpretation of source position. Based on all the data processing and corresponding analyses, the Grindulu is identified as the major fault in Pacitan aligned along the NE–SW direction and oriented at 26° with respect to the east, or reported as N 64° E. For relative ease of subsurface interpretation, vertical profiles of depth-varying rocks were made for three different areas representing horizontal landscapes in the study area coverage (south-west, central, and north-east zones). In the south-west zone, structures beneath the surface are relatively homogenous at depths ranging 500–5000 m (shallow to intermediate depths) predicted to fill with volcanic and intrusive rocks (lava, intrusive dasit, diorit, andesit basalt rocks) of high susceptibility and density developed from Jaten and Arjosari Formation. In the north-east, however, vertical profiles of rocks demonstrates heterogeneity. Relatively young igneous rocks of high susceptibility and density developed from Mandalika Formation are found to occupy varying depths of 500–5000 m. Whilst predicted sedimentation processes of conglomerates, tufas, and volcanic breccias of relatively low susceptibility and density from Watupatok Formation are found to be at depths between 5000–7000 m. In the central, volcanic and intrusive rocks of younger formation in age with relatively high susceptibility and density from

Arjosari Formation are found to occupy varying layers of 500–5000 m deep. Close to the basement and towards basement level at a depth greater than 5000 m, weathering processes beneath the Grindulu River resulted in sedimentary rocks of sandstones, gravels, clays having low properties in susceptibility and density from Alluvium Formation. Subsurface structures in the south-west were identical to those in the southern region of Pacitan strongly affected by the southern mountain arc of Java Island formed during the tertiary geologic age. While subsurface structures in the north-east were identical to those in the northern zone of Pacitan influenced by the ‘Modern Sunda Arc’ predicted to establish in the quaternary geologic age. Geological conditions of subsurface structures beneath the surveyed study area showed similarities in rock properties. This is reflected by no significant contrasts among susceptibilities and densities of rocks found in the horizontal landscapes. Similar situations in the vertical direction were also found at geological contacts between rock layers. This phenomenon indicates that horizontal shifting of blocks of rocks from near the surface to certain depths was possible to occur in the past. This confirms that the Grindulu is a strike-slip fault.

Keywords: Grindulu Fault, magnetic anomaly, RTP, Euler deconvolution, AS

KATA PENGANTAR

Puji syukur alhamdulillah atas segala Anugerah yang telah dilimpahkan oleh Allah SWT sehingga penulis dapat menyelesaikan Tesis ini dengan judul **“Identifikasi dan Karakterisasi Sistem Fisis Sesar Grindulu dengan Metode Magnetik”**. Tesis ini disusun untuk memenuhi salah satu syarat kelulusan dan pencapaian gelar Magister Sains (M.Si) dalam bidang Fisika pada program Pascasarjana Fakultas Sains dan Analitika Data, Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya. Penyusunan Tesis ini juga tidak lepas dari dukungan dan bantuan berbagai pihak selama proses penyelesaiannya, untuk itu dengan segenap hati penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Bapak Prof. Dr. Bagus Jaya Santosa, M.Si dan Dr. Sungkono, M.Si selaku dosen pembimbing yang telah meluangkan waktu, pikiran, dan juga tenaga dalam membantu dan membimbing penulis dari awal sampai terselesaikannya Tesis ini;
2. Bapak Dr. rer. nat. Eko Minarto, M.Si dan Saifuddin, Ph.D selaku dosen penguji yang telah memberikan masukan, kritik dan saran demi kesempurnaan penulisan Tesis ini;
3. Bapak Arif Haryono, Eden Lazuardi, Nurul Mufidah, dan mas Surya yang telah menjadi tim yang baik selama proses pengambilan data di lapangan;
4. Keluarga bapak Amin dan ibu Ani di Pacitan yang telah memberikan tempat singgah selama proses pengambilan data di lapangan;
5. Ibunda Sutining dan adik Muslimatul Fitria beserta anggota keluarga yang lain, yang telah memberikan restu, doa, semangat, motivasi dan juga dukungan kepada penulis selama menjalani kuliah di ITS;
6. Bapak Tjipto Prastowo, Ph.D yang telah bersedia meluangkan waktu, tenaga, dan pikirannya untuk berdiskusi dengan penulis selama proses perkuliahan di ITS dan saat penyelesaian Tesis ini;
7. Yuningtyas Nely Kusuma Dewi, M.Si yang telah menjadi teman yang baik juga selalu memberikan masukan dan semangat kepada penulis selama menjalani perkuliahan di ITS;

8. Muhammad Firdaus, S.Si yang telah meluangkan waktu dan tenaga dalam membantu penulis khususnya saat ada masalah teknis selama menjalani perkuliahan di ITS;
9. Dyah Ayu Puspitasari, S.Si dan Berla Maghda Putri Mahanani, S.Si yang telah memberikan dukungan dan semangat kepada penulis selama menjalani perkuliahan di ITS;
10. Seluruh mahasiswa Pascasarjana Fisika ITS yang telah menjadi teman selama menjalani perkuliahan;
11. Seluruh anggota tim Laboratorium Geofisika ITS yang menjadi teman diskusi yang baik selama proses penyusunan Tesis.

Penulis menyadari dalam penyusunan Tesis ini masih kurang sempurna. Oleh karena itu, kritik dan saran dari pembaca guna menyempurnakan Tesis ini sangat diperlukan demi kemajuan ilmu dan teknologi dalam bidang kebumihan. Akhirnya penulis berharap, semoga Tesis ini dapat memberikan manfaat bagi pengembangan ilmu Fisika Bumi, khususnya dalam bidang mitigasi bencana.

Surabaya, Juli 2020

Penulis

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL.....	i
LEMBAR PENGESAHAN TESIS.....	v
ABSTRAK.....	vii
ABSTRACT.....	ix
KATA PENGANTAR.....	xi
DAFTAR ISI.....	xiii
DAFTAR TABEL.....	xv
DAFTAR GAMBAR.....	xvii
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah.....	3
1.3 Tujuan Penelitian.....	3
1.4 Batasan Masalah Penelitian.....	3
1.5 Manfaat Penelitian.....	4
BAB II DASAR TEORI.....	5
2.1 Struktur Geologi Pacitan dan Sesar Grindulu.....	5
2.2 Medan Magnet Bumi.....	6
2.2.1 Medan Magnet Utama.....	6
2.2.2 Medan Magnet Eksternal.....	10
2.2.3 Anomali Magnetik.....	11
2.3 Koreksi Data Magnetik.....	11
2.3.1 Koreksi IGRF.....	12
2.3.2 Koreksi Variasi Harian.....	12
2.3.3 Koreksi Bidang Datar.....	13
2.4 Filter <i>Upward Continuation</i>	14
2.5 Transformasi Reduksi ke Kutub.....	17
2.6 Transformasi <i>Pseudogravity</i>	19

2.7	Teknik <i>Euler Deconvolution</i>	20
BAB III METODE PENELITIAN		25
3.1	Tempat dan Waktu Penelitian.....	25
3.2	Instrumen Penelitian	25
3.3	Prosedur Penelitian	26
3.3.1	Teknik Pengumpulan Data	26
3.3.2	Teknik Pengolahan Data.....	28
3.3.3	Diagram Alur Penelitian.....	28
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....		31
4.1	Anomali Magnetik Total.....	32
4.2	Koreksi RBD.....	34
4.3	Pemisahan Anomali Magnetik.....	35
4.4	Transformasi Reduksi ke Kutub	37
4.5	Transformasi <i>Pseudogravity</i>	42
4.6	Teknik <i>Euler Deconvolution</i>	44
BAB V PENUTUP		49
5.1	Kesimpulan	53
5.2	Saran	54
DAFTAR PUSTAKA.....		55
LAMPIRAN A		63
LAMPIRAN B.....		69
BIOGRAFI PENULIS.....		75

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Indeks struktur magnetik untuk geometri sumber anomali (Everett, 2013).....	22
Tabel 4.1 Resume interpretasi struktur batuan bawah permukaan lokasi survei ..	48

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1	Peta geologi Kabupaten Pacitan (Sungkono dan Santosa, 2018).....	5
Gambar 2.2	Komponen medan magnet utama dalam sistem geodesik lokal.....	9
Gambar 2.3	Ilustrasi prinsip dasar penerapan identitas Green yang ketiga untuk transformasi kontinuasi ke atas (sumber: Blakely, 1995, hal. 314) .	14
Gambar 2.4	Ilustrasi pemfilteran kontinuasi ke atas dari permukaan horisontal (sumber: Blakely, 1995, hal 314).....	15
Gambar 2.5	Transformasi reduksi ke kutub (RTP) untuk meningkatkan akurasi interpretasi struktur fisis bawah permukaan (sumber: Ravat, 2007b)	18
Gambar 3.1	<i>Proton Precession Magnetometer</i> (PPM) Envi Scientrex	25
Gambar 3.2	Pengumpulan data magnetik dalam survei magnetik di lapangan dengan menggunakan Geoproton magnetometer sebagai <i>portable instrument</i>	26
Gambar 3.3	Rancangan survei magnetik untuk identifikasi dan karakterisasi Sesar Grindulu melewati beberapa wilayah kecamatan di Pacitan, Jawa Timur	27
Gambar 3.4	Grafik Dst Index untuk bulan Oktober 2019.....	27
Gambar 3.5	Diagram alur rancangan dan pelaksanaan penelitian dengan tahap koreksi bidang datar (jika memang diperlukan) dan transformasi <i>pseudogravity</i>	29
Gambar 4.1	Intensitas medan magnet total di lokasi penelitian.....	32
Gambar 4.2	Intensitas anomali magnetik di lokasi penelitian	33
Gambar 4.3	Sumber ekivalen dalam koreksi RBD dengan S pada panel a) adalah permukaan tidak beraturan saat pelaksanaan survei magnetik yang akan direduksi menjadi permukaan atau bidang horisontal P' pada panel b) (sumber: Figure 6, Pilkington and Boulanger, 2017)	34
Gambar 4.4	Anomali magnetik lokal di lokasi survei penelitian sesudah dilakukan teknik pemfilteran kontinuasi ke atas pada ketinggian 900 m	36

Gambar 4.5	Anomali magnetik regional di lokasi survei penelitian sesudah dilakukan teknik pemfilteran kontinuasi ke atas pada ketinggian 900 m	36
Gambar 4.6	Anomali lokal sesudah diproses transformasi RTP yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992)	38
Gambar 4.7	Anomali regional sesudah diproses transformasi RTP yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992)	40
Gambar 4.8	Perbedaan karakteristik antara transformasi RTP dan <i>pseudogravity</i> (sumber: Tchernychev, 2013, Figure 81, hal. 120)	41
Gambar 4.9	Anomali lokal sesudah diproses transformasi <i>pseudogravity</i> yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).....	42
Gambar 4.10	Anomali regional sesudah diproses transformasi <i>pseudogravity</i> yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).....	43
Gambar 4.11	Dekonvolusi Euler ($N = 1$) yang digambarkan di atas gradien total anomali magnetik atau analytic signal (AS)	46
Gambar 4.12	Jalur Sesar Grindulu berdasarkan dekonvolusi Euler ($N = 1$) dan <i>analytic signal</i> (AS) yang terdiri dari 4 segmen (garis berwarna putih) dengan orientasi yang berbeda	49
Gambar 4.13	Peta dekonvolusi Euler ($N = 1$) dan AS yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).	50

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia secara geografis berada di antara Samudera Pasifik dan Hindia. Selain itu, secara geologis Indonesia berada pada pertemuan tiga lempeng tektonik yaitu Lempeng Indo-Australia, Eurasia, dan Pasifik serta mikro Lempeng Filipina yang memicu seluruh wilayah rentan terhadap bencana geologi (Cummins, 2017). Lempeng Indo-Australia bergerak ke arah utara menunjam Lempeng Eurasia dan menghasilkan desakan tektonik menahun pada bawah permukaan Busur Sunda (Koulali *et al.*, 2016). Salah satu bukti fisik adalah kehadiran deretan pegunungan di sepanjang Pulau Jawa bagian selatan (van Gorsel, 2018). Energi seismik yang terakumulasi seiring desakan tersebut bisa melampaui batas elastisitas lempeng. Apabila batas elastisitas lempeng terlampaui, maka sesar lokal akan terbentuk. Fenomena ini membuktikan bahwa zona sepanjang jalur sesar lokal adalah daerah yang rawan terhadap bencana gempa tektonik.

Tim Pemutakhiran Peta Gempa Indonesia (Irsyam *et al.*, 2017) melaporkan bahwa gempa dan tsunami merupakan dua bencana geologi yang menimbulkan korban jiwa dan kerusakan struktur fisik dengan persentase yang paling besar. Temuan penting lain adalah adanya peningkatan frekuensi dan magnitudo gempa sepanjang jalur sesar (Nugraha *et al.*, 2015; Daryono, 2016; Koulali *et al.*, 2016). Hal itu berarti aktivitas sesar berpotensi memicu gempa selain aktivitas seismik sepanjang zona subduksi, khususnya di Pulau Jawa bagian selatan.

Pulau Jawa bagian selatan merupakan daerah yang rawan terhadap gempa akibat aktivitas Sesar Cimandiri di Propinsi Jawa Barat (Supendi *et al.*, 2018), Sesar Opak di Propinsi Daerah Istimewa Yogyakarta (Saputra *et al.*, 2018), dan Sesar Grindulu di Propinsi Jawa Timur (Agustiyaningrum, 2018). Ketiga sesar tersebut berhubungan dengan bagian bawah permukaan pantai selatan Pulau Jawa, di mana *Java Trench* mengisi celah sepanjang zona subduksi. Aktivitas seismik sepanjang zona subduksi sering menjadi penyebab gempa besar bawah laut dan memicu gelombang tsunami (Ammon *et al.*, 2006; Kuenza and Soon-Hoe, 2010).

Gempa tektonik besar yang dipicu aktivitas seismik sepanjang zona subduksi bisa mempengaruhi kondisi dan sistem geologi zona sepanjang jalur sesar di daratan. Apabila dibandingkan dengan penelitian tentang Sesar Cimandiri dan Sesar Opak, penelitian tentang Sesar Grindulu masih belum banyak dilakukan. Oleh karena itu, penelitian ini melakukan identifikasi dan karakterisasi Sesar Grindulu yang diduga memanjang dari wilayah selatan sampai ke wilayah utara Pacitan, Propinsi Jatim dengan orientasi timur laut–barat daya (NE–SW).

Aktivitas seismik Sesar Grindulu bisa dilihat dari kasus gempa lokal yang terjadi tanggal 7 November 2019. Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) melaporkan gempa tektonik bermagnitudo M_w 3,1 dengan lokasi sumber gempa berada di darat pada kedalaman 11 km dengan titik episenter di $8,23^\circ$ LS dan $111,13^\circ$ BT pada jarak 4 km arah tenggara Kota Pacitan (www.bmkg.go.id). BMKG menyatakan bahwa mekanisme sumber gempa 7 November 2019 tersebut adalah sesar geser (*strike-slip fault*) dengan arah timur laut–barat daya (NE–SW). Berdasarkan lokasi episenter dan kesesuaian orientasi mekanisme sumber gempa, maka secara resmi BMKG melaporkan bahwa aktivitas seismik Sesar Grindulu sebagai pemicu gempa 7 November 2019.

Dengan mengaji sejarah geologi dan aktivitas seismik Sesar Grindulu terkini serta laporan resmi Irsyam *et al.* (2017) bahwa Sesar Grindulu belum dimasukkan sebagai sesar aktif di Jawa Timur yang berpotensi menimbulkan bencana geologi, maka penelitian tentang Sesar Grindulu ini penting dilakukan. Urgensi penelitian adalah melakukan antisipasi potensi pelepasan energi seismik yang lebih besar sepanjang jalur Sesar Grindulu. Motivasi penelitian ini adalah kajian kegempaan sekaligus sebagai upaya mitigasi bencana, yaitu mereduksi risiko bencana geologi di Kabupaten Pacitan sampai sekecil mungkin.

Berdasarkan pertimbangan kondisi geologi dan lingkungan lokasi penelitian di Kabupaten Pacitan, maka metode magnetik dipilih untuk diterapkan dalam survei lapangan. Metode magnetik diterapkan karena bersifat nondestruktif dan besaran yang diperoleh mampu mendiskripsikan sistem fisis yang sedang dikaji. Akuisisi dan pengolahan data melalui beberapa koreksi dan analisis hasil koreksi memberikan pola anomali magnetik yang masih menyimpan ambiguitas informasi karena masih mengandung komposisi anomali lokal dan regional yang tercampur.

Oleh karena itu, teknik pemisahan sinyal gelombang pendek dan panjang yang dikenal dengan sebutan *upward continuation* (kontinuasi ke atas) digunakan untuk memisahkan anomali lokal dari anomali regional (Blakely, 1995; Ravat, 2007a).

Pengolahan data dan analisis data lanjutan memanfaatkan teknik pemfilteran reduksi ke kutub (Blakely, 1995; Ravat, 2007b) dan transformasi *pseudogravity* (Blakely, 1995; Jekeli *et al.*, 2010) untuk identifikasi posisi geografis dan arah orientasi Sesar Grindulu. Untuk interpretasi struktur batuan bawah permukaan yang lebih akurat dan karakterisasi Sesar Grindulu, teknik *Euler deconvolution* (Reid *et al.*, 1990; Mushayandebvu *et al.*, 2004; Everett, 2013) dilakukan untuk menentukan variasi sifat kemagnetan (susceptibilitas) batuan terhadap kedalaman dan tipe Sesar Grindulu.

1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan substansi latar belakang yang telah diuraikan di atas, maka rumusan masalah pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana mengidentifikasi Sesar Grindulu di Kabupaten Pacitan dengan menggunakan metode magnetik ?
2. Bagaimana mengkarakterisasi Sesar Grindulu di Kabupaten Pacitan melalui teknik *Euler deconvolution* berbasis data anomali magnetik ?

1.3 Tujuan Penelitian

Berdasarkan 2 butir rumusan masalah yang telah dituliskan di atas, maka tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mengidentifikasi Sesar Grindulu di Kabupaten Pacitan dengan menggunakan metode magnetik;
2. Mengkarakterisasi Sesar Grindulu di Kabupaten Pacitan melalui teknik *Euler deconvolution* berbasis data anomali magnetik.

1.4 Batasan Masalah Penelitian

Intensitas total F medan magnet utama Bumi merupakan superposisi dari komponen horisontal H dan komponen vertikal Z dalam sistem koordinat XYZ , terukur pada rentang $30 - 65 \times 10^4$ nT (<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/>). Anomali lokal magnetik yang dipicu oleh dinamika struktur bawah permukaan

(*lithospheric magnetic anomaly*) yang teramati oleh instrumen magnetik memiliki intensitas jauh lebih kecil dari intensitas medan magnet utama. Sifat lokalitasnya bermakna ganda, yaitu lokal dalam pengertian variasi spasial (di mana) dan variasi temporal (kapan) survei dan pengukuran magnetik tersebut dilaksanakan. Dalam konteks ini, lokasi survei dan pengukuran magnetik ditetapkan memotong dan mengikuti sepanjang jalur Sesar Grindulu (rincian tentang hal ini dapat dilihat pada bagian §3.3.1) dan dilaksanakan antara tanggal 23–30 Oktober 2019. Hal ini berarti bisa saja hasil ukur intensitas medan magnet berbeda signifikan apabila survei magnetik dilaksanakan sesudah gempa Pacitan tanggal 7 November 2019. Batasan lain berasal dari tingkat akurasi instrumen ukur magnetik (magnetometer) dengan tingkat presisi sampai $\pm 0,1$ nT yang digunakan dalam pelaksanaan survei dan pengukuran magnetik.

1.5 Manfaat Penelitian

Dalam konteks studi mitigasi bencana sekaligus sebagai respons terhadap isu ketahanan nasional dalam bidang pengelolaan dan penanggulangan bencana, penelitian dengan topik pengurangan risiko bencana (*disaster risk reduction*) di wilayah Kabupaten Pacitan yang rawan terhadap bencana geologi adalah penting. Penelitian ini merupakan bagian integral dari penelitian terdahulu yang relevan dengan potensi bencana geologi di Pacitan (Sungkono dan Santosa, 2018; 2019). Oleh karena itu, penelitian ini memiliki 2 manfaat utama, yaitu: (1) melengkapi kajian potensi bencana geologi sekaligus sebagai upaya pencegahan dini dampak bencana di Kabupaten Pacitan dan (2) melengkapi kajian pemetaan kegempaan melalui identifikasi dan karakterisasi Sesar Grindulu di Jawa Timur bagian selatan yang belum diperhitungkan oleh Irsyam *et al.* (2017) sekaligus melengkapi kajian mitigasi bencana geologi dan kerentanan beberapa kota lain di wilayah selatan Propinsi Jawa Timur (Susilo *et al.*, 2018).

BAB II DASAR TEORI

2.1 Struktur Geologi Pacitan dan Sesar Grindulu

Kabupaten Pacitan terdiri atas wilayah perbukitan yang relatif curam dengan topografi relatif tinggi dan hanya beberapa tempat berupa dataran. Secara umum, geologi daerah Pacitan tersusun oleh batuan sedimen klastik, batuan vulkanik, dan batuan intrusif (Al Hakim and Sulistijo, 2013). Gambar 2.1 adalah peta geologi Kabupaten Pacitan yang disusun berdasarkan 3 peta geologi, yaitu peta geologi Lembar Ponorogo (Sampurno dan Samodra, 1992), Pacitan (Samodra dkk., 1992) dan Surakarta-Giritontro (Surono dkk., 1992).



Gambar 2.1 Peta geologi Kabupaten Pacitan (Sungkono dan Santosa, 2018).

Peta geologi Pacitan menunjukkan bahwa Kabupaten Pacitan dilewati oleh beberapa jalur sesar, pada umumnya adalah jenis sesar turun dan sesar geser. Sesar geser biasanya memiliki orientasi dalam arah barat laut–tenggara (NW–SE) dan timur laut–barat daya (NE–SW). Kompleksitas Sesar Grindulu di Kabupaten Pacitan diduga menyerupai kompleksitas Sesar Cimandiri di Propinsi Jawa Barat (Supendi *et al.*, 2018) dan Sesar Opak di Propinsi DIY (Saputra *et al.*, 2018).

Sesar Grindulu merupakan sesar aktif di Kabupaten Pacitan, Propinsi Jawa Timur bagian selatan yang memanjang sejauh 30 km (Sungkono dan Santosa, 2018).

2.2 Medan Magnet Bumi

Bumi sebagai benda tegar dengan struktur fisik yang berlapis dan kompleks memiliki sifat kemagnetan yang sudah dikenal sejak dahulu kala hingga kini. Sifat kemagnetan Bumi menyimpan pertanyaan tentang produksi medan magnet Bumi dan apakah pengukuran intensitas medan magnet dan anomali magnetik di suatu kawasan tertentu dapat digunakan sebagai petunjuk tentang identifikasi posisi (kehadiran dan lokasi geografis) dan karakterisasi (kedalaman dan tipe) sesar aktif sebagai struktur bawah permukaan. Dalam hal ini, intensitas medan magnet yang terdeteksi oleh instrumen ukur di permukaan Bumi bisa dibedakan berasal dari tiga sumber yang berbeda, yaitu medan magnet utama, medan magnet eksternal, dan anomali magnetik.

2.2.1 Medan Magnet Utama

Masalah pembangkitan medan magnet utama berkaitan erat dengan Bumi sebagai sistem fisis dinamik yang terdiri dari lapisan kerak, mantel, dan inti yang terbagi menjadi inti dalam dan inti luar. Inti dalam berupa padatan besi dan nikel (Busse, 1978) sedangkan inti luar berupa fluida cair dengan viskositas relatif sama dengan viskositas air (Buffett, 2000) yang mengandung banyak ion positif logam, terutama besi cair bertemperatur $\infty 10^3$ K (de Wijs *et al.*, 1998; Glatzmaier, 2001). Saat Bumi berotasi, fluida inti luar tersebut ikut berotasi, memicu arus listrik dan menghasilkan medan induksi yang biasa dikenal sebagai medan magnet utama (Bloxham and Jackson, 1991). Dinamika fluida inti luar Bumi berperan penting dalam proses produksi medan magnet utama atau dikenal sebagai teori geodinamo (Roberts and Soward, 1992; Panovska *et al.*, 2019; Wicht and Sanchez, 2019).

Sebagai sumber produksi medan magnet utama Bumi, proses geodinamo menghasilkan medan magnet yang teramati oleh instrumen di permukaan Bumi dalam bentuk komponen radial medan magnet utama. Intensitas komponen radial medan magnet utama yang terukur di permukaan Bumi direpresentasikan sebagai koefisien-koefisien geomagnetik Gauss dalam bentuk deret fungsi harmonik bola dengan suku-suku deret merupakan suku dipol magnetik dan suku-suku nondipol.

Suku dipol adalah yang paling dominan dengan kontribusi intensitas mencapai 90% dari intensitas total medan magnet utama (Whaler, 2007; Alken *et al.*, 2015). Suku dipol dan suku-suku nondipol itu tidak muncul secara eksplisit kecuali jika medan induksi ditulis sebagai komponen radial dalam deret fungsi harmonik bola. Berikut ini adalah pembahasan tentang proses induksi magnetik dalam perut Bumi yang menjadi dasar penurunan komponen radial medan induksi.

Proses induksi magnetik dalam perut Bumi (geodinamo) dapat diturunkan melalui persamaan Maxwell dan hukum Ohm (Busse, 1978; Tyler, 2005) serta pendekatan yang relevan untuk fluida inti luar Bumi sebagai berikut,

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \mathbf{J} \quad (2.2)$$

$$\partial_t \mathbf{B} = -\nabla \times \mathbf{E} \quad (2.3)$$

$$\mathbf{J} = \sigma (\mathbf{E} + \mathbf{u} \times \mathbf{B}) \quad (2.4)$$

Persamaan (2.1) tersebut di atas menunjukkan tidak adanya monopol magnetik. Persamaan (2.2) menceritakan produksi medan magnet induksi dari sumber arus. Persamaan (2.3) menunjukkan kaitan antara gejala kelistrikan dan kemagnetan melalui variasi spasial medan listrik yang menghasilkan fluktuasi medan magnet (hukum Faraday). Persamaan (2.4) adalah hukum Ohm yang menjelaskan bahwa arus listrik dihasilkan dari sumber konvensional dan sumber nonkonvensional. Sumber konvensional berupa medan luar yang bekerja pada medium konduktif dan sumber nonkonvensional berupa gerak fluida inti luar Bumi yang memotong garis-garis gaya magnetik.

Kombinasi Persamaan (2.1) sampai (2.4) di atas menghasilkan persamaan induksi magnetik untuk medan induksi \mathbf{B} . Dalam bentuk persamaan medan skalar, persamaan induksi magnetik komponen radial adalah

$$\partial_t B_r + \mathbf{u}_h \cdot \nabla_h B_r = 0 \quad (2.5)$$

dengan B_r menyatakan komponen radial medan magnet utama, $\partial_t B_r$ menyatakan variasi sekular medan magnet utama (Whaler and Holme, 2007; 2011) dan \mathbf{u}_h adalah kecepatan horisontal fluida inti luar Bumi. Dalam sistem koordinat bola, operator diferensial ∇ didekomposisi menjadi ∇_r dan ∇_h sebagai berikut,

$$\nabla = \hat{\mathbf{r}} \frac{\partial}{\partial r} + \hat{\boldsymbol{\theta}} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} + \hat{\boldsymbol{\phi}} \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} = \hat{\mathbf{r}} \nabla_r + \hat{\mathbf{h}} \nabla_h \quad (2.6)$$

dengan $\hat{\mathbf{r}}$ adalah vektor satuan dalam arah radial sedangkan $\hat{\boldsymbol{\theta}}$ dan $\hat{\boldsymbol{\varphi}}$ adalah vektor-vektor satuan dalam arah polar, r adalah jarak radial objek fisis diukur dari pusat Bumi, θ adalah posisi sudut objek fisis diukur dari ekuator (*colatitude*), dan φ adalah posisi sudut objek fisis diukur dari bujur 0° yang ditentukan kemudian sesuai kesepakatan universal (*longitude*).

Keberlakuan persamaan induksi magnetik (2.5) dibatasi oleh syarat batas bahwa fluida inti luar terkungkung dalam permukaan tertutup bola inti luar Bumi. Syarat batas aliran fluida tersebut merupakan representasi persamaan kontinuitas yang merefleksikan hukum kekekalan massa sekaligus hukum kekekalan volume fluida inkompresibel sebagai berikut,

$$\nabla_{\mathbf{h}} \cdot \mathbf{u}_{\mathbf{h}} = 0 \quad (2.7)$$

dengan $\mathbf{u}_{\mathbf{h}}$ hanya bergantung pada variabel θ dan φ .

Solusi komponen radial medan magnet utama B_r pada Persamaan (2.5) dan diskusi lengkap terkait dapat dipelajari pada penelitian geomagnetik terdahulu yang relevan (Whaler and Holme, 2007; Thébault *et al.*, 2015; Lei *et al.*, 2018). Bentuk eksplisit komponen radial medan magnet utama B_r bisa dituliskan sebagai deret fungsi harmonik bola sebagai berikut,

$$B_r = \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l (l+1) \left(\frac{a}{r}\right)^{l+2} \{g_l^m(t) \cos m\varphi + h_l^m(t) \sin m\varphi\} P_l^m(\cos \theta) \quad (2.8)$$

dengan a adalah jari-jari permukaan bola Bumi (6371 km), r jarak radial terukur suatu titik di permukaan Bumi dari pusat Bumi (*altitude*), g_l^m dan h_l^m adalah koefisien-koefisien geomagnetik Gauss, dan $P_l^m(\cos \theta)$ adalah Polinom Legendre terasosiasi dan ternormalisasi sebagian dengan *degree* l ($l = 1, 2, 3, \dots$) dan *order* m yang memenuhi $m = 0, 1, 2, \dots, l$.

Bentuk eksplisit variasi sekular $\partial_t B_r$ komponen radial medan magnet utama diperoleh dengan menurunkan Persamaan (2.8) terhadap waktu, yaitu

$$\partial_t B_r = \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l (l+1) \left(\frac{a}{r}\right)^{l+2} \{\dot{g}_l^m(t) \cos m\varphi + \dot{h}_l^m(t) \sin m\varphi\} P_l^m(\cos \theta) \quad (2.9)$$

Dengan mengadopsi metodologi Alken *et al.* (2015) dan Thébault *et al.* (2015), koefisien-koefisien \dot{g}_l^m dan \dot{h}_l^m pada Persamaan (2.9) kemudian dihitung dari

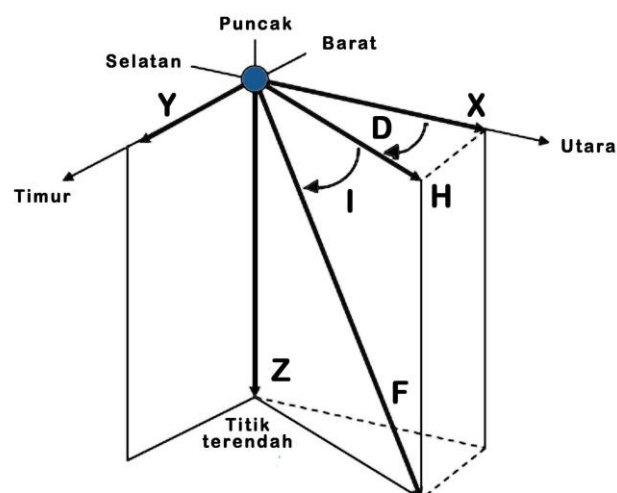
$$g_l^m(t) = g_l^m(t_0) + \dot{g}_l^m(t - t_0) \quad (2.10)$$

$$h_l^m(t) = h_l^m(t_0) + \dot{h}_l^m(t - t_0) \quad (2.11)$$

dengan t_0 adalah tahun saat koefisien-koefisien geomagnetik Gauss g_l^m dan h_l^m dipublikasikan oleh *National Geophysical Data Centre* (NGDC), lembaga nirlaba internasional yang dikelola oleh NASA US, dan t adalah tahun saat dilakukan pengukuran intensitas medan magnetik lokal/regional/global yang membutuhkan model magnetik dari *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) Generasi ke 12 (Thébault *et al.*, 2015). Dalam hal ini, berlaku $t_0 \leq t \leq t_0 + 5$.

Dalam praktek navigasi, posisi objek di permukaan Bumi dituliskan berada pada arah tertentu dengan sudut simpangan terhadap arah utara sebagai acuan. Dengan variasi \mathbf{B} di seluruh permukaan Bumi, maka sistem koordinat yang cocok diterapkan untuk topik geodinamo adalah sistem koordinat yang relevan dengan koordinat geodesik yang dikenal sebagai sistem koordinat magnetik (Laundal and Richmond, 2016). Sistem ini diterapkan untuk mendiskripsikan intensitas dan arah medan magnet utama Bumi pada titik atau lokasi tertentu di permukaan Bumi yang dapat dibedakan menjadi dua, yaitu sistem XYZ dan sistem HDI.

Gambar 2.2 di bawah ini memberikan gambaran keterkaitan antara sistem XYZ dan HDI, di mana semua definisi yang diambil mengacu pada intensitas dan arah medan magnet utama Bumi.



Gambar 2.2 Komponen medan magnet utama dalam sistem geodesik lokal.

Sistem XYZ memiliki komponen X, Y, dan Z yang merepresentasikan intensitas komponen lokal medan magnet utama yang berturut-turut menyatakan intensitas komponen utara, timur, dan vertikal lokal. Keterkaitan antara sistem XYZ ini dan sistem koordinat bola Bumi diwakili oleh hubungan antar komponen medan, yaitu $X = B_{\theta}$, $Y = B_{\phi}$, dan $Z = -B_r$ di mana B_{θ} dan B_{ϕ} adalah komponen polar yang dikenal sebagai komponen horisontal dan B_r adalah komponen radial (komponen yang teramati dari permukaan Bumi).

Sistem HDI berbeda dengan sistem XYZ dalam hal lebih menekankan pada arah medan magnet utama Bumi pada suatu lokasi tertentu di permukaan Bumi melalui informasi sudut simpangan terhadap arah acuan. Sistem HDI ini memiliki komponen H yang merupakan komponen horisontal medan magnet utama Bumi. Oleh karena itu, komponen H merupakan jumlah vektor antara komponen X dan Y dalam sistem XYZ dan dituliskan sebagai $H^2 = X^2 + Y^2$. Komponen penting lain dalam sistem HDI adalah komponen D (sudut deklinasi) dan I (sudut inklinasi). Komponen D merepresentasikan simpangan terhadap arah utara sebagai acuan yang umum digunakan dalam sistem navigasi. Komponen I merepresentasikan sudut simpangan terhadap arah bidang horisontal. Keterkaitan antara sistem HDI dan XYZ diwakili oleh rumusan matematis berikut: $X = H \cos D$, $Y = H \sin D$, dan $I = \tan^{-1}(Z/H)$. Intensitas total medan magnet utama Bumi di permukaan Bumi sering dituliskan dengan simbol F yang dihitung dari $F^2 = H^2 + Z^2$.

2.2.2 Medan Magnet Eksternal

Medan magnet eksternal disebabkan oleh sumber dari luar Bumi, misalnya magnetisasi ionosfer (Bukhari, 2019), interaksi bulan dan ionosfer (variasi lunar), badai magnetik di permukaan matahari pemicu variasi harian atau variasi diurnal (Yamazaki and Maute, 2017). Sinyal magnetik yang terekam instrumen lapangan merupakan kombinasi antara sumber primer (medan magnet utama Bumi dan batuan magnetik dalam lithosfer di sekitar lokasi penelitian) dan efek induksi elektromagnetik oleh sumber potensial selain sumber yang dikehendaki dan dikategorikan sebagai *magnetic noises*. Sumber magnetik yang tidak dikehendaki namun sering tidak bisa dikontrol menurut Mariita (2009) termasuk yang berasal dari fenomena alam, misalnya *dyke* dan *lava* maupun dari peradaban manusia,

misalnya situs arkeologi yang lama terpendam di bawah tanah. Dalam praktek pengukuran magnetik, semua sumber *potential noises* harus diperhitungkan dalam penentuan anomali magnetik menurut *Dst index* (Borovsky and Shprits, 2017). Meskipun intensitas medan magnet eksternal dan *noises* dalam pengukuran adalah relatif kecil jika dibandingkan dengan medan magnet utama, namun kehadirannya harus direduksi sekecil mungkin melalui koreksi variasi harian.

2.2.3 Anomali Magnetik

Anomali magnetik merupakan nilai yang diperoleh dari hasil pengukuran intensitas medan magnet lokal saat survei magnetik dilaksanakan yang kemudian dikoreksi dengan medan referensi IGRF dan variasi harian (Hinze *et al.*, 2013). Pada umumnya, anomali magnetik Δ dalam pengukuran dekat permukaan Bumi berasal dari mineral-mineral magnetik yang terkandung dalam batuan lithosfer. Secara matematis, anomali magnetik dihitung dari

$$\Delta = B - B_{IGRF} - B_{VH} \quad (2.12)$$

dengan B adalah intensitas medan magnet total yang terukur di lapangan, B_{IGRF} adalah intensitas medan magnet utama yang diberikan melalui model IGRF (Thébault *et al.*, 2015) dan B_{VH} adalah koreksi intensitas medan magnetik dengan variasi harian. Rumusan anomali magnetik dengan simbol yang berbeda dalam konteks koreksi regional diberikan oleh Pereira (2013) dengan menghilangkan suku B_{VH} pada Persamaan (2.12) tersebut. Secara matematis, Persamaan (2.12) memberikan tafsiran bahwa anomali magnetik bisa berharga positif dan negatif yang membentuk pola distribusi tertentu. Pola distribusi anomali magnetik yang diperoleh dari survei magnetik di kawasan tertentu dapat memberikan petunjuk tentang kehadiran dan karakteristik struktur fisis bawah permukaan, misalnya sesar lokal di kawasan tersebut (Araffa *et al.*, 2012; 2018).

2.3 Koreksi Data Magnetik

Data dari survei magnetik merupakan kontribusi dari tiga komponen dasar, yaitu medan magnet utama, medan magnet eksternal, dan anomali magnetik. Anomali magnetik diperoleh apabila intensitas medan magnet lokal yang terukur di setiap titik pengukuran telah dikoreksi. Beberapa koreksi yang dilakukan adalah

koreksi nilai IGRF, koreksi variasi harian (Borovsky and Shprits, 2017; Yamazaki and Maute, 2017) dan koreksi bidang datar (jika memang diperlukan).

2.3.1 Koreksi IGRF

International Geomagnetic Reference Field (IGRF) adalah model magnetik global yang digunakan untuk berbagai keperluan, misalnya pengukuran anomali lokal magnetik (Hinze *et al.* 2013). Secara matematis, model IGRF bisa dituliskan sebagai koefisien-koefisien geomagnetik Gauss dalam deret fungsi harmonik bola, di mana model IGRF yang digunakan adalah Generasi ke 12 (Alken *et al.*, 2015; Thébault *et al.*, 2015). Nilai IGRF adalah intensitas medan magnet utama Bumi di lokasi tertentu di permukaan Bumi. Koreksi ini harus dilakukan karena intensitas medan magnet utama ikut terukur saat pengukuran magnetik dilakukan di tiap titik ukur. Koreksi IGRF diperoleh dengan bantuan kalkulator magnetik *online* yang bisa diakses secara bebas di <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/point/index.html> dengan memasukkan data posisi geografis (bujur dan lintang) titik ukur.

2.3.2 Koreksi Variasi Harian

Koreksi variasi harian atau variasi diurnal adalah koreksi yang dilakukan karena aktivitas matahari (Bukhari, 2019), yaitu badai magnetik matahari yang bisa memicu induksi magnetik dan arus ionosfer (Yamazaki and Maute, 2017). Pereira (2013) menyatakan bahwa aktivitas bintik spot pada permukaan matahari menjadi penyebab variasi temporal medan magnet utama dengan perioda kurang dari satu hari. Hasil ukur intensitas medan magnet utama oleh instrumen ukur yang diletakkan di *base station* digunakan untuk koreksi variasi harian tersebut.

Teknis perhitungan koreksi variasi harian dilakukan dengan menentukan Faktor Pengali (FP) terlebih dulu sebagai bagian untuk mendapatkan nilai B_{base} . Dalam hal ini, FP adalah selisih ukur bacaan intensitas medan yang berurutan oleh *base station instrument* dibagi dengan rentang waktu pengukuran untuk tiap titik ukur (5 menit). Secara matematis, FP dihitung dari

$$FP = \frac{B_{t+5} - B_t}{5} \quad (2.13)$$

dengan B_t adalah bacaan intensitas medan oleh instrumen pada saat tertentu (nT) dan B_{t+5} adalah bacaan intensitas medan oleh instrumen 5 menit kemudian (nT).

Pengetahuan tentang FP dari Persamaan (2.13) tersebut digunakan untuk menghitung nilai B_{base} sebagai berikut,

$$B_{\text{base}} = \Delta t \times \text{FP} + B^* \quad (2.14)$$

dengan Δt adalah selisih waktu antara data terukur di lapangan dan yang terukur di *base station* (menit) dan B^* adalah nilai acuan data harian (nT). Koreksi variasi harian B_{VH} kemudian dihitung dari relasi berikut,

$$B_{\text{VH}} = B_{\text{base}}(t) - B_{\text{base}}(t - 1) \quad (2.15)$$

dengan $B_{\text{base}}(t)$ adalah nilai terukur pada *base station* pada hari tertentu (nT) dan $B_{\text{base}}(t - 1)$ adalah nilai terukur pada *base station* satu hari sebelumnya (nT). Koreksi variasi harian B_{VH} menjadi lebih akurat apabila pencatatan intensitas medan magnet di *base station* dilakukan dalam rentang waktu yang lebih singkat.

2.3.3 Koreksi Bidang Datar

Survei magnetik sering dilaksanakan pada ketinggian lokasi titik ukur yang bervariasi relatif terhadap ketinggian referensi. Situasi lapangan seperti itu analogi dengan pengukuran dilakukan pada bidang atau permukaan yang tidak merata. Oleh karena itu, koreksi data lapangan untuk keperluan *data enhancement* perlu dilakukan dengan cara seolah-olah seluruh titik ukur berada pada bidang datar. Koreksi data lapangan seperti itu dikenal sebagai reduksi bidang datar (RBD). Koreksi RBD dilakukan sebelum transformasi sinyal sumber magnetik menjadi komponen-komponennya dilakukan (Pilkington and Urquhart, 1990).

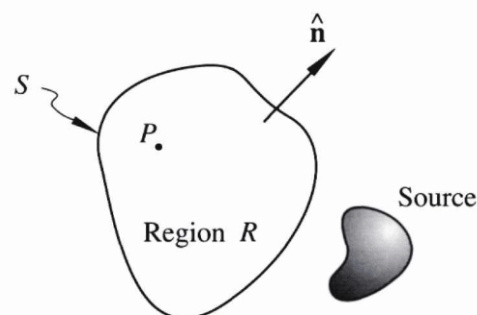
Koreksi RBD tersebut di atas sebenarnya merupakan pengembangan dari transformasi *level surface to level surface* (Blakely, 1995). Problem terjadi apabila data lapangan berasal dari titik ukur pada bidang tak beraturan (*uneven surface*). Dalam konteks ini, RBD dilakukan dengan cara membuat distribusi sumber baru yang ekuivalen dengan sumber sinyal magnetik yang sebenarnya (Pilkington and Urquhart, 1990; Blakely, 1995). Penerapan prinsip identitas Green yang ketiga menjamin sumber baru yang ekuivalen tersebut menghasilkan sinyal magnetik yang identik dengan sinyal yang dihasilkan oleh sumber sinyal magnetik sebenarnya. Dalam praktek pengukuran magnetik di lapangan, perlu tidaknya koreksi RBD ini dilakukan bergantung pada besar kecilnya gradien vertikal medan magnet terukur di lokasi survei. Dalam situasi dan kondisi tertentu (Tanguy and Le Goff, 2004),

RBD tidak memberikan pengaruh yang signifikan terhadap kontur anomali yang diperoleh sebelum teknik itu dilakukan. Oleh karena itu, koreksi RBD bisa saja tidak perlu dilakukan apabila persyaratan tertentu telah terpenuhi. Apabila RBD dilakukan, hasilnya berupa kontur anomali magnetik yang masih mengandung sinyal gelombang pendek dan panjang yang tercampur.

2.4 Filter *Upward Continuation*

Dalam proses pengolahan data magnetik untuk keperluan *data enhancement* dan kemudahan interpretasi, pemisahan sinyal menjadi komponen-komponen berbasis pengelompokan panjang gelombang atau frekuensi sinyal bisa dilakukan dengan teknik pemfilteran *upward continuation* (kontinuasi ke atas) yang efektif digunakan untuk memisahkan sinyal berfrekuensi tinggi (gelombang pendek) dari sinyal berfrekuensi rendah (gelombang panjang). Anomali magnetik yang berasal dari sinyal panjang gelombang pendek dihasilkan oleh sumber dekat permukaan dan disebut sebagai anomali lokal. Anomali magnetik yang berasal dari sinyal panjang gelombang panjang dihasilkan oleh sumber relatif jauh dari permukaan dan disebut sebagai anomali regional.

Upward continuation digunakan untuk pemisahan sinyal dengan distribusi panjang gelombang sumber yang masih tercampur (Blakely, 1995; Ravat, 2007a). Secara prinsip, transformasi *upward continuation* dilakukan dengan menerapkan rumusan identitas Green yang ketiga untuk pengamatan jauh dari sumber dan memberlakukan syarat Laplace $\nabla^2 U = 0$ (Blakely, 1995). Fungsi U berfungsi untuk menghitung potensial medan di titik P dalam daerah R yang dibatasi oleh permukaan sebarang S seperti dapat dilihat pada Gambar 2.3.



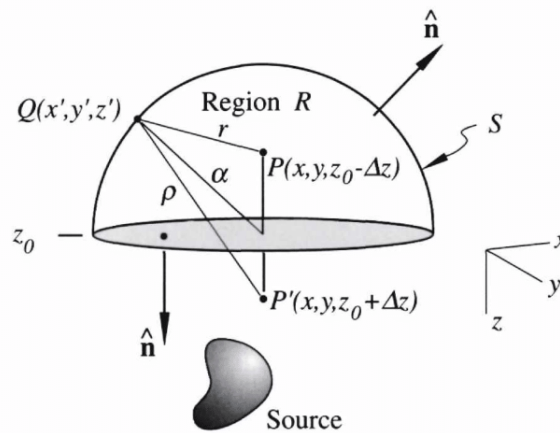
Gambar 2.3 Ilustrasi prinsip dasar penerapan identitas Green yang ketiga untuk transformasi kontinuasi ke atas (sumber: Blakely, 1995, hal. 314).

Secara matematis $U(P)$ dituliskan sebagai berikut,

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) dS \quad (2.16)$$

dengan U dan turunannya merupakan fungsi harmonik dan bersifat kontinu dalam daerah R sedangkan titik P berada dalam daerah R berjarak r dari permukaan S .

Bentuk paling sederhana dari transformasi kontinuasi ke atas adalah proses kontinuasi medan potensial dari satu permukaan horisontal acuan ke permukaan horisontal lain. Dalam hal ini, ruang setengah bola (*hemisphere*) pada Gambar 2.4 digunakan untuk menurunkan rumusan kontinuasi ke atas (Blakely, 1995).



Gambar 2.4 Ilustrasi pemfilteran kontinuasi ke atas dari permukaan horisontal (sumber: Blakely, 1995, hal. 314).

Gambar 2.4 menceritakan permukaan S yang terdiri dari permukaan horisontal dan lengkung separuh bola berjari α . Semua sumber berada pada posisi $z > z_0$. Ketika $\alpha \rightarrow \infty$ dipenuhi, maka Persamaan (2.16) berubah menjadi

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U(x', y', z_0)}{\partial z'} - U(x', y', z_0) \frac{\partial}{\partial z'} \frac{1}{r} \right) dx' dy' \quad (2.17)$$

dengan $r^2 = (x - x')^2 + (y - y')^2 + (z_0 - \Delta z - z')^2$ dan $\Delta z > 0$. Kelemahan Persamaan (2.17) adalah mengandung suku potensial U dan turunannya yang sulit dipenuhi dalam praktek di lapangan. Oleh karena itu, identitas Green yang kedua diterapkan untuk menghapus kehadiran suku turunan pada Persamaan (2.17) dengan hasil sebagai berikut,

$$\frac{1}{4\pi} \int_S \left(V \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial V}{\partial n} \right) dS = 0 \quad (2.18)$$

Kombinasi antara Persamaan (2.18) dan (2.16) menghasilkan bentuk berikut,

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left[\left(V + \frac{1}{r} \right) \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \left(V + \frac{1}{r} \right) \right] dS \quad (2.19)$$

Untuk menghapus suku pertama dalam integral dibutuhkan fungsi V harmonik yang memenuhi $V + \frac{1}{r} = 0$ di setiap titik pada permukaan S . Misalkan $V = -\frac{1}{\rho}$ dengan $\rho = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z_0 + \Delta z - z')^2}$ maka $V + \frac{1}{r} = 0$ berlaku pada permukaan horisontal dan $V + \frac{1}{r}$ lenyap pada permukaan separuh bola asalkan $\alpha \rightarrow \infty$ dipenuhi. Dengan demikian, Persamaan (2.19) berubah menjadi

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left[\left(\frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right) \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right) \right] dS \quad (2.20)$$

Ketika permukaan separuh bola membesar, maka suku pertama integral pada Persamaan (2.20) lenyap di setiap titik pada permukaan S . Demikian pula, suku kedua integral lenyap pada permukaan separuh bola namun tetap ada pada permukaan horisontal. Persamaan (2.20) berubah menjadi

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = -\frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \frac{\partial}{\partial z'} \left[\frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right] dx' dy' \quad (2.21)$$

Dengan menyelesaikan suku turunan pada persamaan (2.1) dan memindahkan z' ke permukaan horisontal, maka diperoleh

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} dx' dy' \quad (2.22)$$

dengan $\Delta z > 0$. Persamaan (2.22) adalah integral kontinuasi ke atas yang mendiskripsikan perhitungan medan potensial pada setiap titik di permukaan horisontal dari sumber medan pada permukaan tersebut.

Persamaan (2.22) bisa digunakan untuk meneruskan data yang terukur pada satu permukaan menuju permukaan lain tanpa tergantung pada bentuk permukaan. Pada permukaan baru, integral 2D harus dievaluasi dengan prosedur yang efisien jika kalkulasi dilakukan dalam domain Fourier. Oleh karena itu, persamaan (2.22) diubah menjadi bentuk dekonvolusi

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \psi_u(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (2.23)$$

dan

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{3/2}} \quad (2.24)$$

Representasi dalam domain Fourier dari Persamaan (2.22) dengan bantuan persamaan (2.23) dan (2.24) adalah sebagai berikut,

$$\mathcal{F}[U_u] = \mathcal{F}[U]\mathcal{F}[\psi_u] \quad (2.25)$$

dengan $\mathcal{F}[U_u]$ adalah transformasi Fourier dari medan potensial yang diteruskan ke atas. Langkah berikutnya adalah menuliskan bentuk eksplisit Persamaan (2.24) sebagai berikut,

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{1}{r} \quad (2.26)$$

dengan $r^2 = x^2 + y^2 + \Delta z^2$. Transformasi Fourier Persamaan (2.26) adalah sebagai berikut

$$\mathcal{F}[\psi_u] = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \mathcal{F}\left[\frac{1}{r}\right] = \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} = e^{-\Delta z|k|} \quad (2.27)$$

dengan $\Delta z > 0$. Persamaan (2.27) inilah yang dijadikan sebagai alat bantu untuk proses kontinuitas ke atas dari satu permukaan ke permukaan lain.

2.5 Transformasi Reduksi ke Kutub

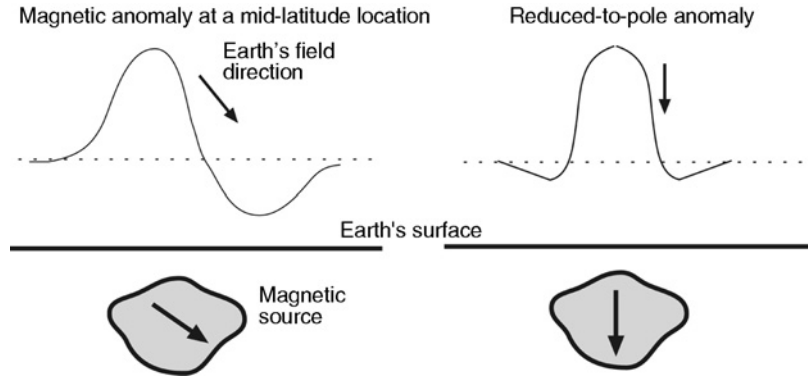
Kompleksitas data anomali magnetik juga dipengaruhi oleh lokasi di mana survei magnetik itu dilaksanakan. Kecuali daerah dekat kutub geografis Bumi atau *high latitude areas*, pada umumnya survei magnetik yang dilaksanakan di lokasi *mid and low latitudes* memberikan pola asimetrik atau ketidaksejajaran antara arah magnetisasi sumber dan medan magnet utama (Blakely, 1995; Ravat, 2007b). Oleh karena kutub magnetik Bumi berada di dekat kutub geografis Bumi, maka pola asimetrik menyebabkan masalah ambiguitas interpretasi struktur fisis bawah permukaan. Dalam hal ini, transformasi reduksi ke kutub atau *reduced to the pole* (RTP) menyediakan cara untuk menghilangkan pola asimetrik tersebut dengan jalan membuat magnetisasi sumber mengarah vertikal seolah-olah sumber berada di daerah kutub seperti pada Gambar 2.5 (Blakely, 1995; Ravat, 2007b).

Secara matematis, transformasi RTP dalam domain Fourier $\mathcal{F}[\Delta T_r]$ menurut Blakely (1995) ditunjukkan oleh persamaan berikut,

$$\mathcal{F}[\Delta T_r] = \mathcal{F}[\psi_r] \mathcal{F}[\Delta T] \quad (2.28)$$

dengan $\mathcal{F}[\Delta T]$ adalah anomali magnetik dalam domain Fourier. Penerapan $\mathcal{F}[\psi_r]$ terhadap $\mathcal{F}[\Delta T]$ disebut dengan transformasi RTP karena mengubah anomali magnetik ΔT menjadi anomali magnetik tereduksi ΔT_r yaitu anomali magnetik

yang seolah-olah terukur di kutub utara magnetik, di mana baik arah vektor magnetisasi sumber maupun medan latar (*ambient field*) adalah vertikal ke bawah seperti terlihat pada bagian kanan Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Transformasi reduksi ke kutub (RTP) untuk meningkatkan akurasi interpretasi struktur fisis bawah permukaan (sumber: Ravat, 2007b).

Menurut Blakely (1995), $\mathcal{F}[\psi_r]$ dalam Persamaan (2.28) didefinisikan sebagai berikut,

$$\mathcal{F}[\psi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} \quad (2.29)$$

dengan Θ_m dan Θ_f adalah fungsi kompleks yang menentukan arah magnetisasi sumber dan medan latar. Bentuk eksplisit Θ_m dan Θ_f adalah sebagai berikut,

$$\Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \quad (2.30)$$

dan

$$\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x f_x + \hat{f}_y f_y}{|k|} \quad (2.31)$$

dengan $\hat{\mathbf{m}} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ dan $\hat{\mathbf{f}} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ berturut-turut menyatakan vektor satuan dalam arah magnetisasi sumber dan medan magnet utama.

Substitusi kedua Persamaan (2.30) dan (2.31) ke dalam Persamaan (2.29) menghasilkan bentuk berikut,

$$\mathcal{F}[\psi_r] = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i |k| (b_1 k_x + b_2 k_y)} \quad |k| \neq 0 \quad (2.32)$$

dengan $|k| = 2\pi/\lambda$ adalah bilangan gelombang dan λ adalah panjang gelombang sinyal anomali, a_i ($i = 1, 2, 3$) didefinisikan sebagai berikut: $a_1 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x$,

$a_2 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y$, $a_3 = -\hat{m}_y \hat{f}_x - \hat{m}_x \hat{f}_y$, dan b_i ($i = 1, 2$) didefinisikan sebagai berikut: $b_1 = \hat{m}_x \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_x$, dan $b_2 = \hat{m}_y \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_y$.

Agar lebih mudah dipahami, maka Persamaan (2.32) tersebut dikonversi ke dalam sistem koordinat polar menjadi

$$\mathcal{F}[\psi_r] = \frac{1}{a_1 \cos^2 \lambda + a_2 \sin^2 \lambda + a_3 \cos \lambda \sin \lambda + i(b_1 \cos \lambda + b_2 \sin \lambda)} \quad (2.33)$$

dengan $\lambda = \tan^{-1}(k_y/k_x)$. Persamaan (2.33) tersebut di atas dapat dihitung untuk semua titik pada bidang datar yang didefinisikan oleh (k_y, k_x) kecuali $|k| = 0$ (apabila magnetisasi sumber dan medan latar memiliki sudut inklinasi yang tidak berharga 0). Namun, $\mathcal{F}[\psi_r]$ menjadi tidak terdefiniskan untuk nilai λ tertentu apabila baik magnetisasi sumber maupun medan latar adalah horisontal. Misalnya, untuk $\hat{\mathbf{m}} = (1, 0, 0)$ dan $\hat{\mathbf{f}} = (1, 0, 0)$ maka Persamaan (2.33) berubah menjadi sederhana,

$$\mathcal{F}[\psi_r] = \frac{-1}{\cos^2 \lambda} \quad (2.34)$$

Bentuk matematis Persamaan (2.34) menceritakan bahwa $\mathcal{F}[\psi_r]$ tidak terdefinisi untuk $\lambda = 90^\circ$ atau tidak terdefinisi sepanjang sumbu k_y .

Dengan penerapan transformasi RTP pada data anomali magnetik, maka interpretasi struktur fisis bawah permukaan terkait dengan identifikasi posisi sesar menjadi lebih mudah. Khususnya, transformasi RTP ini menghapus ambiguitas yang dihasilkan oleh pola asimetrik vektor magnetisasi sumber relatif terhadap arah medan magnet utama untuk pengukuran atau survei magnetik di wilayah jauh dari kutub utara Bumi (Blakely, 1995; Ravat, 2007b; Everett, 2013).

2.6 Transformasi *Pseudogravity*

Menurut teori medan, anomali gravitasi ditentukan oleh distribusi densitas sedangkan anomali magnetik ditentukan oleh distribusi magnetisasi material. Kedua jenis anomali ini memiliki perilaku yang mirip dalam banyak hal kecuali bahwa anomali magnetik menghasilkan bipolar magnetik sebagai representasi dari konsep dipol magnetik. Kehadiran bipolar magnetik ini menyebabkan masalah ambiguitas interpretasi (Alamdar *et al.*, 2009; Arisoy, 2014). Dalam konteks ini, anomali gravitasi lebih mudah diterapkan untuk interpretasi struktur fisis bawah

permukaan, khususnya untuk *source edge detection* atau penentuan geometri dan dimensi sumber (Blakely, 1995; Alamdar *et al.*, 2009; Arisoy, 2014).

Sehubungan dengan hal tersebut di atas, maka transformasi *pseudogravity* menyediakan cara yang efektif untuk mengubah anomali magnetik menjadi data anomali *pseudogravity* (Jekeli *et al.*, 2010). Keutamaan teknik pemfilteran ini adalah dapat mendeteksi kehadiran batuan magnetik di bawah permukaan sebagai sumber anomali magnetik dan anomali gravitasi sekaligus (Blakely, 1995).

Transformasi *pseudogravity* lebih mudah dilakukan dalam domain Fourier. Oleh karena itu, rumusan matematis transformasi *pseudogravity* yang melibatkan anomali *pseudogravity* dalam domain Fourier $\mathcal{F}[\Delta T_{\text{psg}}]$ menurut Blakely (1995) adalah sebagai berikut,

$$\mathcal{F}[\Delta T_{\text{psg}}] = \mathcal{F}[\psi_{\text{psg}}] \mathcal{F}[\Delta T] \quad (2.35)$$

dengan $\mathcal{F}[\Delta T]$ adalah anomali magnetik dalam domain Fourier dan $\mathcal{F}[\psi_{\text{psg}}]$ adalah filter yang mentransformasikan anomali magnetik yang terukur pada suatu permukaan horisontal menjadi anomali *pseudogravity* yang didefinisikan sebagai berikut,

$$\mathcal{F}[\psi_{\text{psg}}] = \frac{\gamma}{C_m |k| \Theta_m \Theta_f} \frac{\rho}{M}, \quad |k| \neq 0 \quad (2.36)$$

Berikut ini adalah penjelasan ringkas masing-masing simbol yang muncul pada persamaan (2.36): γ adalah konstanta gravitasi universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$), $C_m = \mu_0 / 4\pi$ adalah konstanta magnetik ($10^{-7} \text{ H} \cdot \text{m}^{-1}$), $|k| = 2\pi / \lambda$ adalah bilangan gelombang dengan λ adalah panjang gelombang sinyal, Θ_m dan Θ_f adalah fungsi kompleks yang menentukan arah vektor magnetisasi sumber dan medan latar (*ambient field*), ρ dan M menyatakan distribusi densitas dan magnetisasi sumber. Bila ρ dan M bersifat homogen, maka $\frac{\rho}{M}$ diasumsikan konstan di tiap titik ukur. Dengan $|k| \neq 0$, maka filter transformasi *pseudogravity* pada persamaan (2.36) tersebut mempersyaratkan panjang gelombang sumber tidak boleh tak berhingga.

2.7 Teknik Euler Deconvolution

Seperti telah dibahas sebelum bagian ini, Blakely (1995) mendiskripsikan semua teknik pemfilteran sinyal, baik kontinuasi ke atas untuk pemisahan sinyal gelombang pendek dari gelombang panjang, reduksi ke kutub untuk penghapusan

asimetri magnetisasi sumber relatif terhadap medan latar, maupun *pseudogravity* untuk penghapusan ambiguitas bipolar magnetik. Pada umumnya, semua filter ini digunakan untuk mendeteksi keberadaan struktur fisis bawah permukaan melalui citra yang dihasilkan dalam bentuk peta anomali magnetik (Everett, 2013).

Kelemahan semua teknik pemfilteran tersebut di atas adalah hanya mampu mendeteksi sumber anomali magnetik yang diasosiasikan dengan struktur fisis bawah permukaan secara lateral atau horisontal. Data magnetik yang ditampilkan dalam citra 2D seperti itu kurang lengkap sebagai gambaran utuh yang diperlukan untuk karakterisasi sumber anomali magnetik sebagai target penelitian.

Untuk mengatasi kelemahan citra 2D tersebut, teknik *Euler deconvolution* (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990; Melo *et al.*, 2013) bisa digunakan dengan menambahkan dimensi ketiga pengamatan anomali magnetik dalam arah vertikal, yaitu kedalaman. Apabila kedalaman sumber anomali magnetik bisa ditentukan, maka lengkap sudah informasi spasial 3D tentang struktur fisis bawah permukaan yang menjadi sumber anomali magnetik tersebut.

Menurut Everett (2013), secara matematis pemfilteran dekonvolusi Euler dimulai dari pemahaman bahwa apabila fungsi potensial besaran fisis sebarang dinyatakan sebagai fungsi spasial 1D dalam bentuk $f(x)$ yang bersifat kontinu, maka turunan pertama $f(x)$ dituliskan sebagai $f'(x)$. Turunan pertama ini bisa menceritakan karakteristik $f(x)$. Oleh karena itu, filter untuk *data enhancement* banyak yang menerapkan *spatial derivatives* pada data anomali yang diperoleh dari proses akuisisi. Dua terminologi *spatial derivatives* yang banyak digunakan dalam pemrosesan dekonvolusi Euler adalah *total horizontal derivative* (THD) dan *analytic signal* (AS). THD didefinisikan sebagai berikut,

$$\text{THD} = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (2.37)$$

sedangkan AS didefinisikan sebagai berikut,

$$\text{AS} = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \quad (2.38)$$

Dalam praktek, fungsi potensial f bisa merupakan data anomali magnetik Δ yang telah didefinisikan pada persamaan (2.12).

Dekonvolusi Euler adalah pemrosesan data anomali magnetik Δ berbasis persamaan diferensial 3D homogen berorde 1 (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990; Mushayandebvu *et al.*, 2004; Everett, 2013) dalam bentuk

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + N\Delta = 0 \quad (2.39)$$

dengan (x, y, z) dan (x_0, y_0, z_0) berturut-turut menyatakan lokasi titik ukur dan lokasi sumber anomali, serta Δ adalah anomali magnetik total seperti ditulis pada persamaan (2.12). Parameter penting pada persamaan Euler (2.39) adalah N yang biasa dikenal sebagai *Structural Index* (SI) dengan nilai yang tidak harus bulat. Dalam hal ini, N didefinisikan sebagai derajat homogenitas yang menunjukkan seberapa cepat variasi spasial anomali total yang diasosiasikan dengan geometri sumber anomali (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990; Everett, 2013).

Solusi persamaan Euler (2.39) dituliskan sebagai relasi matematis $\Delta \sim r^{-N}$ di mana r adalah jarak antara sumber anomali dan titik ukur (Thompson, 1982; Everett, 2013). Dalam hal ini, akurasi solusi persamaan (2.39) bergantung pada pemilihan nilai N yang tepat (lihat Tabel 2.1). Pemilihan nilai N yang tidak tepat (baik terlalu kecil maupun terlalu besar dari nilai semestinya yang benar untuk geometri sumber anomali) akan menyebabkan kekeliruan estimasi lokasi vertikal sumber anomali magnetik yang menjadi target penelitian. Hal ini bisa berakibat bias informasi variasi struktur batuan terhadap kedalaman (Reid *et al.*, 1990; Barbosa *et al.*, 1999; Mushayandebvu *et al.*, 2004).

Tabel 2.1 Indeks struktur magnetik untuk geometri sumber anomali (Everett, 2013).

Struktur fisis bawah permukaan	Sumber ekuivalen	<i>Structural Index</i> (SI) atau N
fault	none	1
semi-infinite sheet	line of poles	1
finite sheet	line of dipoles	2
semi-infinite thin dike	pole	2
finite thin dike	dipole	3

Problem dalam praktek bisa muncul apabila geometri sumber anomali tidak diketahui atau beberapa sumber anomali dengan geometri yang bervariasi diduga berada di bawah permukaan. Dalam situasi seperti ini, N ditentukan terlebih dulu

kemudian persamaan Euler diselesaikan untuk seluruh data anomali yang tersedia. Solusi persamaan Euler diperoleh untuk tiap pilihan N yang diasosiasikan dengan kontur dekonvolusi yang berbeda. Untuk mengatasi hal ini, Melo *et al.* (2013) mengajukan metode pemilihan solusi Euler terbaik dengan melihat perilaku solusi di perbatasan dan sekitar area dengan klosur tinggi (anomali tinggi).

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB III METODE PENELITIAN

3.1 Tempat dan Waktu Penelitian

Penelitian ini berbasis studi lapangan dengan survei magnetik dilaksanakan pada tanggal 23–30 Oktober 2019 di Kabupaten Pacitan, Propinsi Jawa Timur, dengan batas wilayah geografis Kabupaten Pacitan adalah $110,9^{\circ}$ – $111,4^{\circ}$ BT dan $7,9^{\circ}$ – $8,3^{\circ}$ LS. Sesudah akuisisi data magnetik diperoleh dari survei magnetik, pengolahan data penelitian dilaksanakan di Lab. Geofisika, Departemen Fisika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS), Surabaya.

3.2 Instrumen Penelitian

Instrumen ukur untuk pengukuran intensitas medan magnet di lapangan saat survei magnetik dilaksanakan adalah 2 (dua) buah magnetometer. Salah satu dari kedua magnetometer diletakkan *fixed* pada suatu titik yang berfungsi sebagai *base-station instrument* (Gambar 3.1) dan instrumen ukur kedua (Gambar 3.2) digunakan untuk pengukuran magnetik yang berpindah-pindah bergantung disain pengukuran (*portable instrument*). Magnetometer yang digunakan sebagai *base-station instrument* adalah *Proton Precession Magnetometer* (PPM) Envi Scientrex sedangkan magnetometer yang digunakan sebagai *portable instrument* adalah Geoproton magnetometer. Instrumen lain yang digunakan saat survei magnetik adalah *Global Positioning System* (GPS) dan kompas geologi.



Gambar 3.1 *Proton Precession Magnetometer* (PPM) Envi Scientrex.



Gambar 3.2 Pengumpulan data magnetik dalam survei magnetik di lapangan dengan menggunakan Geoprotom magnetometer sebagai *portable instrument*.

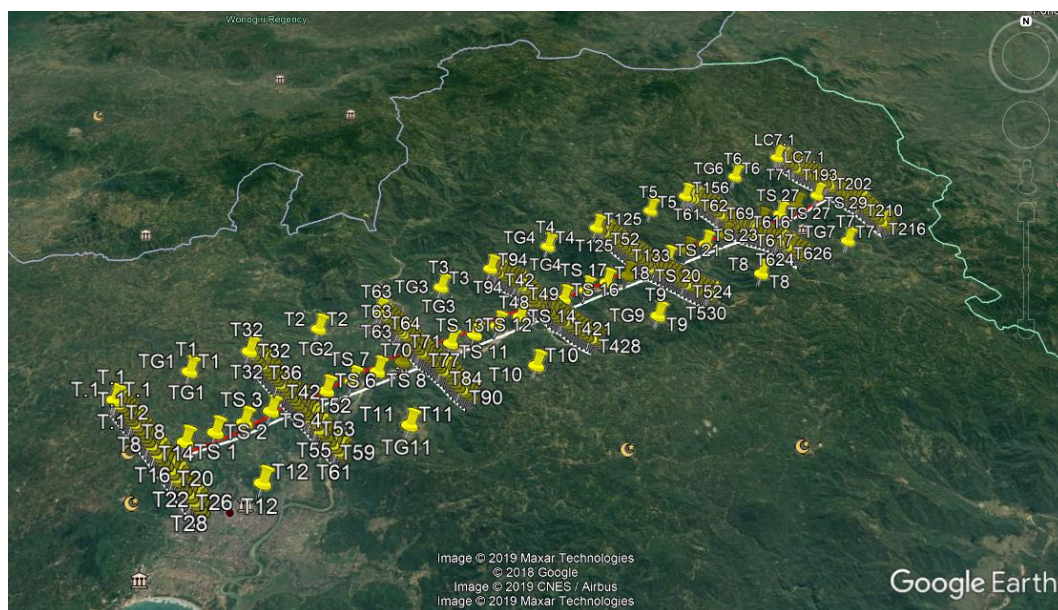
3.3 Prosedur Penelitian

3.3.1 Teknik Pengumpulan Data

Pelaksanaan survei lapangan untuk pengambilan data magnetik dilakukan secara random dan disesuaikan dengan kondisi geologi di sekitar lokasi penelitian. Pengukuran data magnetik dilakukan secara periodik, kurang lebih setiap 5 menit untuk tiap titik. Oleh karena distribusi spasial titik ukur di lokasi penelitian ikut menentukan kualitas data dan hasil-hasil penelitian, maka sebaran posisi ukur dan jumlah titik ukur dibuat sedemikian rupa dalam arah memotong (arah NW–SE) dan dalam arah mengikuti (arah NE–SW) jalur Sesar Grindulu (Gambar 3.3).

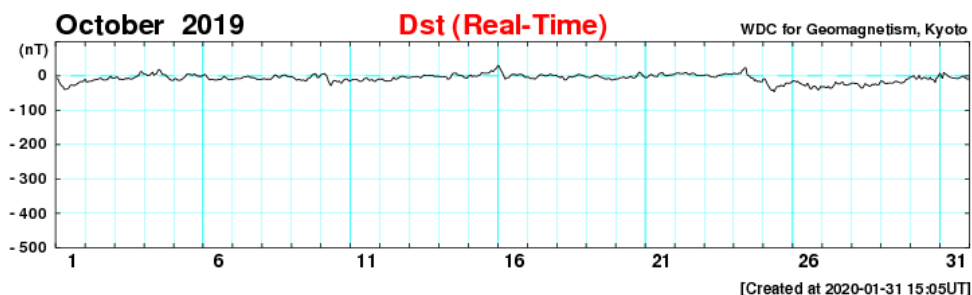
Estimasi panjang Sesar Grindulu adalah 30 km oleh karena itu dibuat 7 *lines* yang memotong (arah NW–SE) jalur sesar (*spacing between lines* adalah 5 km) dengan panjang 1 *line* adalah 6 km yang terdiri dari 31 titik ukur dengan jarak antara 2 titik ukur berturutan adalah 200 m. Titik 0 berfungsi sebagai 1 *line* sendiri sehingga terdapat 217 titik ukur untuk 7 *lines* tersebut. Selain itu, ada 30 titik ukur sepanjang lintasan yang mengikuti (arah NE–SW) jalur sesar dan 12 titik ukur sebagai penghubung *lines*. Dengan demikian, total terdapat 259 titik ukur dalam survei magnetik di lokasi penelitian dengan *study area coverage* adalah 180 km².

Kegiatan survei magnetik di lokasi penelitian ini dilakukan oleh 3 orang anggota tim peneliti yang bekerja serempak dengan pembagian tugas adalah sebagai berikut: 1 orang mengoperasikan Geoproton magnetometer (*portable instrument*), 1 orang mengoperasikan kompas geologi, dan 1 orang lagi melakukan pencatatan intensitas medan magnet dengan PPM di *base station*.



Gambar 3.3 Rancangan survei magnetik untuk identifikasi dan karakterisasi Sesar Grindulu melewati beberapa wilayah kecamatan di Pacitan, Jawa Timur.

Dalam banyak pengukuran magnetik, kehadiran badai magnetik yang kuat merupakan *magnetic noise* yang mengganggu hasil ukur intensitas medan magnet. Untuk mengetahui apakah terjadi badai magnetik selama periode survei magnetik tanggal 23–30 Oktober 2019, maka digunakan *Dst Index* sebagai petunjuk yang dapat diperoleh di http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/201910/index.html, seperti dapat dilihat pada Gambar 3.4.



Gambar 3.4 Grafik Dst Index untuk bulan Oktober 2019.

Berdasarkan grafik *Dst Index* pada Gambar 3.4, maka badai magnetik yang terjadi selama pelaksanaan survei magnetik 23–30 Oktober 2019 terukur antara nilai 0 sampai -46 nT. Rentang nilai tersebut dikategorikan sebagai ‘*weak storm*’ dengan rentang terukur *Dst Index* -30 nT sampai -50 nT (Loewe and Prölss, 1997; Borovsky and Shprits, 2017). Hal ini berarti pengukuran intensitas medan magnet saat itu tidak terlalu signifikan terganggu oleh kehadiran badai magnetik.

3.3.2 Teknik Pengolahan Data

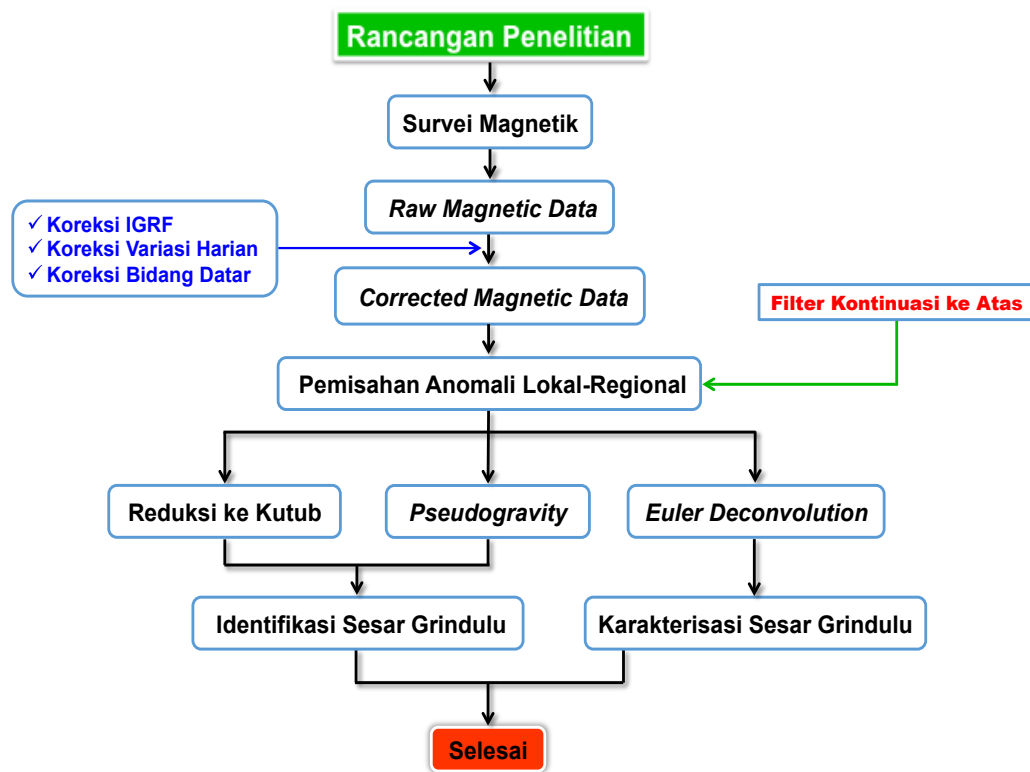
Survei magnetik dilaksanakan di lokasi penelitian sesuai dengan rancangan pengukuran magnetik (Gambar 3.3). Survei magnetik tersebut menghasilkan data berupa *raw data* dari semua sumber primer dan *magnetic noises* yang terdeteksi pada tiap titik ukur. *Raw data* tersebut kemudian dikoreksi dengan nilai IGRF, variasi harian, dan RBD (apabila diperlukan) sehingga menjadi *corrected data*. Kemudian, data magnetik terkoreksi tersebut dibuat plot kontur anomali magnetik dengan bantuan Surfer 11 yang masih mengandung komposisi anomali lokal dan regional yang tercampur (ambiguitas data anomali magnetik). Untuk mereduksi ambiguitas tersebut, pemfilteran kontinuasi ke atas dengan bantuan Magpick 3.2 digunakan dalam penelitian tesis ini untuk memisahkan sinyal anomali lokal dari anomali regional.

Sesudah anomali lokal dan anomali regional bisa diperoleh terpisah melalui teknik pemfilteran kontinuasi ke atas, kedua anomali tersebut diproses lebih lanjut dengan transformasi reduksi ke kutub (RTP) dan *pseudogravity* dengan bantuan Magpick 3.2 untuk identifikasi posisi geografis Sesar Grindulu secara kualitatif (lokasi garis lintang dan bujur). Kemudian, untuk karakterisasi Sesar Grindulu dengan interpretasi struktur batuan bawah permukaan di lokasi survei yang akurat, *Euler deconvolution* dilakukan untuk menentukan variasi suseptibilitas batuan terhadap kedalaman dan tipe sesar.

3.3.3 Diagram Alur Penelitian

Identifikasi dan karakterisasi Sesar Grindulu di wilayah Kabupaten Pacitan dilaksanakan dengan bantuan metode magnetik yang meliputi survei magnetik, akuisisi data, pengolahan dan analisis data, serta interpretasi hasil analisis data. Dalam konteks ini, survei magnetik meliputi pengukuran intensitas medan magnet

di lokasi penelitian hingga diperoleh data magnetik dalam bentuk *raw data*. Sesudah dilakukan koreksi yang meliputi koreksi IGRF, koreksi variasi harian dan RBD (jika diperlukan), maka *raw data* berubah menjadi *corrected data* yang siap untuk diolah. Pengolahan data meliputi prosedur pemisahan anomali lokal dari anomali regional dengan pemfilteran *upward continuation* (kontinuasi ke atas). Langkah berikutnya sesudah kontinuasi ke atas adalah proses *further refinement*, yaitu melakukan filter RTP dan *pseudogravity* untuk identifikasi Sesar Grindulu dan menerapkan teknik *Euler deconvolution* untuk karakterisasi Sesar Grindulu seperti terlihat pada Gambar 3.5.



Gambar 3.5 Diagram alur rancangan dan pelaksanaan penelitian dengan tahap koreksi bidang datar (jika memang diperlukan) dan transformasi *pseudogravity*.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

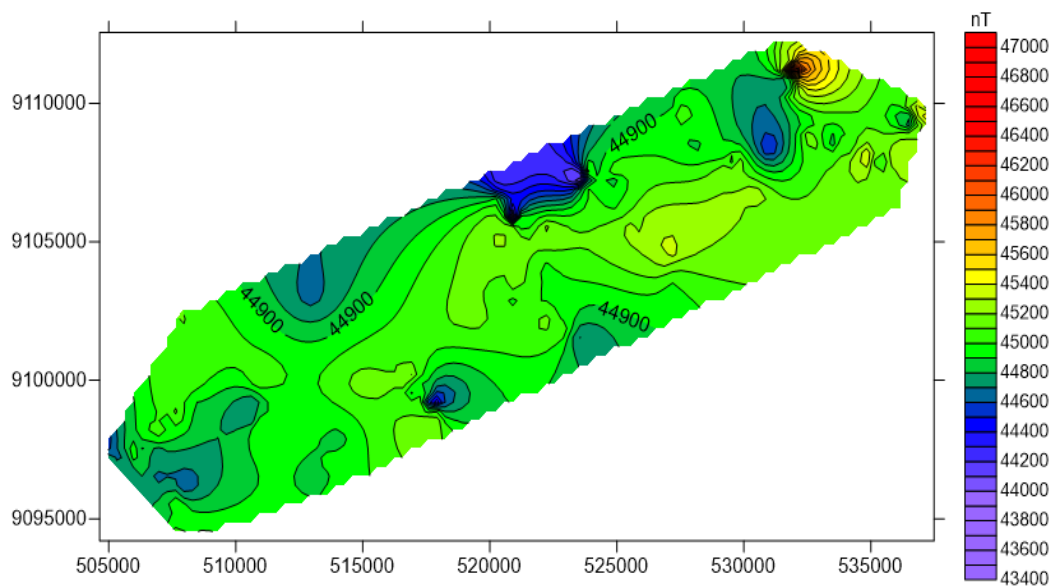
Bab ini mempresentasikan akuisisi data hasil survei magnetik di lapangan, pengolahan awal melalui tahapan koreksi dan analisis terkait, pengolahan lanjut melalui pemfilteran kontinuasi ke atas, transformasi RTP dan *pseudogravity*, *Euler deconvolution* dan analisis terkait, serta interpretasi hasil akhir yang sesuai dengan alur penelitian pada Gambar 3.5. Semua pengolahan dan analisis terkait bertujuan untuk *data enhancement* yang diperlukan agar interpretasi hasil akhir dapat dilakukan dengan lebih mudah dan akurat.

Presentasi semua tahap penelitian (akuisisi, pengolahan dan analisis terkait) diberikan dalam bentuk peta kontur magnetik. Peta kontur magnetik tersebut dibuat dengan bantuan sistem koordinat *Universal Transverse Mercator* (UTM) berbasis koordinat bidang kartesius yang dikenal sebagai *easting* dan *northing*. Sistem ini berbeda dengan sistem koordinat geografis Bumi di mana setiap lokasi di permukaan Bumi dinyatakan dalam *longitude* (bujur), *latitude* (lintang) dan jika diperlukan *altitude* (ketinggian) dengan satuan derajat. Prinsip dasar sistem UTM adalah lokasi penelitian merupakan bagian permukaan Bumi berupa bidang datar. Parameter yang digunakan adalah *easting*, yaitu jarak terukur ke arah timur dan *northing*, yaitu jarak terukur ke arah utara (diukur dari titik referensi tertentu). Aplikasi Surfer dan Magpick yang digunakan dalam penelitian ini memberikan konversi informasi lokasi geografis *longitude–latitude* menjadi *easting–northing*. Konvensi dalam sistem UTM adalah *easting* berfungsi sebagai sumbu horisontal dan *northing* berfungsi sebagai sumbu vertikal.

Survei magnetik yang meliputi lokasi penelitian seluas 180 km² dengan total sebanyak 259 titik ukur menghasilkan *raw data* berupa intensitas medan magnet di semua titik ukur (Lampiran A). Intensitas medan magnet tersebut merupakan kontribusi medan magnet utama Bumi dan *magnetic noises* yang ikut terukur. Gambar 4.1 mendeskripsikan plot medan magnet total dengan bantuan Surfer 11. Plot tersebut dibuat dengan rentang intensitas antara 43400 nT sampai 47000 nT dan interval kontur 200 nT. Untuk perbandingan, medan magnet utama bervariasi

antara 30000 nT di ekuator dan 65000 nT di daerah kutub (Hinze *et al.*, 2013). Rentang intensitas medan magnet antara 43400–47000 nT atau rerata 45200 nT (dominasi warna hijau pada Gambar 4.1) adalah identik dengan temuan hasil ukur intensitas terendah 43428,8 nT dan intensitas tertinggi 46987,4 nT medan magnet di lokasi survei yang juga memberikan rerata sekitar 45200 nT.

Temuan tersebut di atas adalah tipikal intensitas medan magnet yang terukur di wilayah gunung api atau daerah yang berpotensi menyimpan sumber magnetik (Tanguy and Le Goff, 2004). Temuan lapangan ini sesuai dengan kondisi geologi Kabupaten Pacitan yang didominasi oleh batuan sedimen klastik, batuan vulkanik dan batuan intrusif (Al Hakim and Sulistijo, 2013). Argumen ini menjadi alasan mengapa intensitas medan magnet yang terukur di lokasi penelitian dekat ekuator bernilai jauh lebih besar dari 30000 nT.

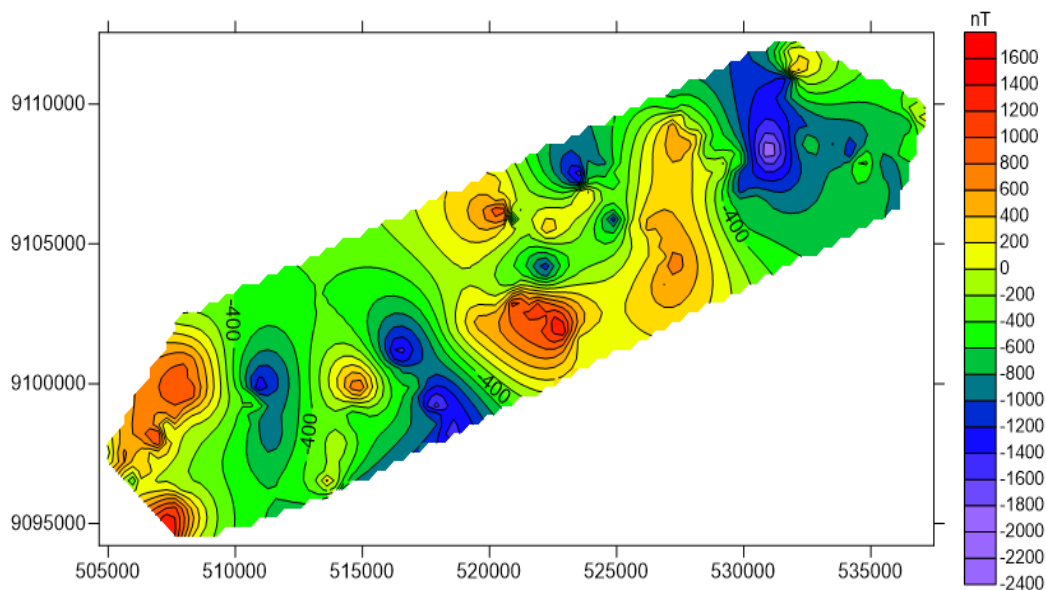


Gambar 4.1 Intensitas medan magnet total di lokasi penelitian.

4.1 Anomali Magnetik Total

Intensitas medan magnet total yang terukur di lokasi penelitian dikoreksi dengan bantuan model magnetik IGRF Generasi ke 12 (Thébault *et al.*, 2015) dan variasi harian (Pereira, 2013; Yamazaki and Maute, 2017; Bukhari, 2019) untuk estimasi anomali magnetik (Lampiran B) yang dihitung dengan persamaan (2.12). Gambar 4.2 merupakan kontur anomali magnetik di lokasi survei (dibuat dengan bantuan Surfer 11) dengan intensitas yang bervariasi antara -2400 nT – 1600 nT

dan interval kontur 200 nT. Anomali negatif dan positif menunjukkan keberadaan citra dipol magnetik di lokasi survei (Saheel *et al.*, 2011; Anchuela *et al.*, 2016; Amoah *et al.*, 2018; Araffa *et al.*, 2012; 2018). Menurut studi terdahulu tersebut, pola anomali magnetik di kawasan tertentu bisa dijadikan petunjuk efektif tentang kehadiran sumber magnetik dan karakteristik struktur geologi bawah permukaan, misalnya sesar lokal di kawasan tersebut.



Gambar 4.2 Intensitas anomali magnetik di lokasi penelitian.

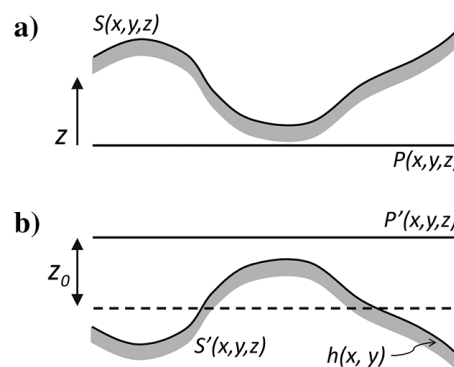
Meskipun peta kontur anomali magnetik di lokasi survei telah diperoleh, namun analisis terhadap peta kontur anomali magnetik tersebut sulit dilakukan untuk identifikasi Sesar Grindulu. Salah satu kesulitan teknis adalah anomali lokal dan anomali regional yang masih tercampur. Istilah peta kontur anomali magnetik digunakan pada Gambar 4.2 alih-alih menuliskan *Total Magnetic Intensity* (TMI) (Isles and Rankin, 2013; Amoah *et al.*, 2018) untuk menghindari kesalahpahaman dengan keterangan pada Gambar 4.1.

Pada Gambar 4.2, anomali lokal yang berasal dari sumber dekat permukaan atau sumber dangkal dengan panjang gelombang relatif pendek direpresentasikan oleh klosur kecil sedangkan anomali regional yang berasal dari sumber relatif jauh dari permukaan atau relatif dalam dengan panjang gelombang relatif panjang direpresentasikan oleh klosur besar. Pemisahan kedua jenis anomali magnetik tersebut harus dilakukan untuk *data enhancement*. Sebelum pemisahan dilakukan,

analisis tentang perlu atau tidaknya penerapan RBD untuk koreksi lanjut akan diberikan sesudah ini dengan mempertimbangkan variasi ketinggian titik ukur intensitas medan magnet total pada saat pelaksanaan survei magnetik.

4.2 Koreksi RBD

Bagian ini membahas perlu atau tidaknya koreksi RBD dilakukan terhadap kontur anomali magnetik hasil koreksi IGRF dan variasi harian (Gambar 4.2). Menurut Pilkington and Boulanger (2017), tidak ada teknik reduksi data magnetik yang mampu menjawab masalah koreksi topografi (apabila survei di lapangan dilakukan pada permukaan tidak beraturan) secara tuntas tanpa ada kelemahan. Dua pendekatan yang digunakan dalam koreksi RBD adalah *field-based methods* dan *source-based methods* (Pilkington and Boulanger, 2017). Dalam konteks ini, peneliti mengadopsi metode sumber ekuivalen (Pilkington and Urquhart, 1990) sebagai bagian dari *source-based methods* untuk menguji apakah koreksi RBD perlu atau tidak perlu dilakukan (Gambar 4.3).



Gambar 4.3 Sumber ekuivalen dalam koreksi RBD dengan S pada panel a) adalah permukaan tidak beraturan saat pelaksanaan survei magnetik yang akan direduksi menjadi permukaan atau bidang horisontal P' pada panel b) (sumber: Figure 6, Pilkington and Boulanger, 2017).

Penelitian ini mengikuti metodologi Pilkington and Urquhart (1990) dalam menentukan posisi sumber ekuivalen. Dalam hal ini, sumber ekuivalen merupakan bidang datar yang berada pada posisi pertengahan antara titik terendah (10 m) dan titik tertinggi (749 m) dalam pelaksanaan survei magnetik. Dengan demikian, bidang datar berada pada ketinggian 379,5 m dan berjarak sama, yaitu 369,5 m diukur dari titik terendah dan titik tertinggi. Intensitas medan magnet yang terukur

di lokasi titik terendah adalah 44827,6 nT dan di titik tertinggi adalah 44941,5 nT. Berdasarkan data lapangan tersebut, maka gradien vertikal medan magnet terukur dapat diestimasi menurut rumusan $\frac{\Delta B}{\Delta z} = \frac{113,9}{739} = 0,15 \text{ nT/m}$.

Selisih hasil ukur antara intensitas total medan magnet saat survei magnetik dan medan magnet tereduksi (seandainya koreksi RBD dilakukan) biasa dikenal sebagai distorsi magnetik. Distorsi maksimum magnetik ini dapat dihitung dari perkalian antara gradien vertikal medan magnet terukur dan posisi bidang datar. Hal ini berarti estimasi distorsi magnetik adalah $0,15 \text{ nT/m} \times 369,5 \text{ m} = 56,90 \text{ nT}$. Distorsi maksimum magnetik sebesar itu setara dengan penyimpangan 0,13% dari nilai rerata intensitas medan magnet terukur di lokasi survei sebesar 44884,55 nT. Oleh karena estimasi distorsi maksimum magnetik kurang dari 1%, koreksi RBD tidak dilakukan dalam penelitian ini tanpa memengaruhi kualitas data magnetik (Tanguy and Le Goff, 2004).

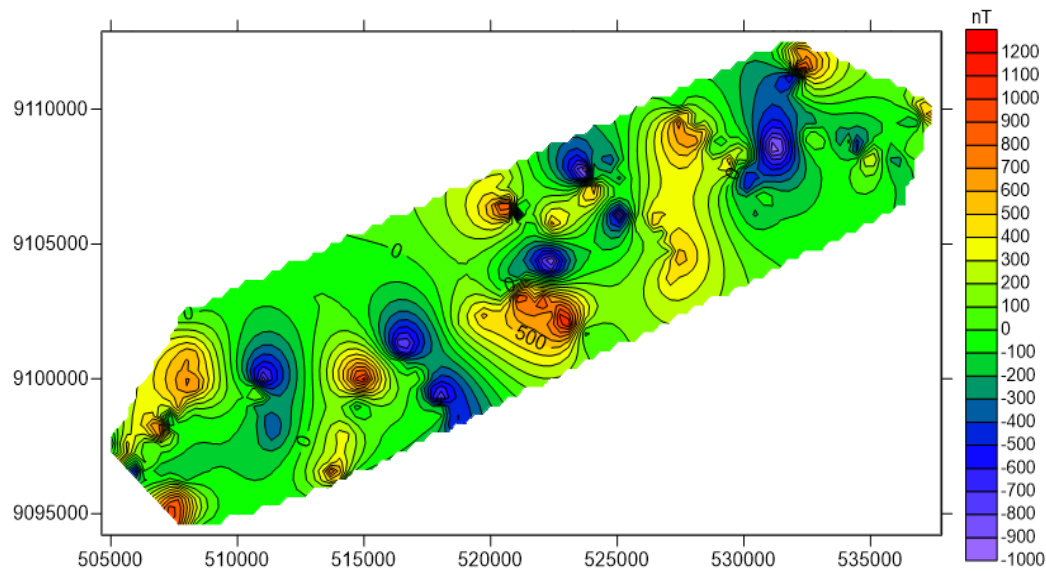
4.3 Pemisahan Anomali Magnetik

Seperti telah ditulis sebelumnya, analisis peta kontur anomali magnetik pada Gambar 4.2 sulit dilakukan karena peta kontur anomali magnetik mengandung anomali lokal dan anomali regional yang masih tercampur. Oleh karena itu, langkah berikutnya adalah melakukan pemfilteran sinyal magnetik dengan metode kontinuasi ke atas (Blakely, 1995; Ravat, 2007a). Teknik ini dapat memisahkan sinyal magnetik yang berasal dari kedalaman yang berbeda (Araffa *et al.*, 2018) dengan hasil akhir berupa pemisahan kontur anomali lokal dan anomali regional.

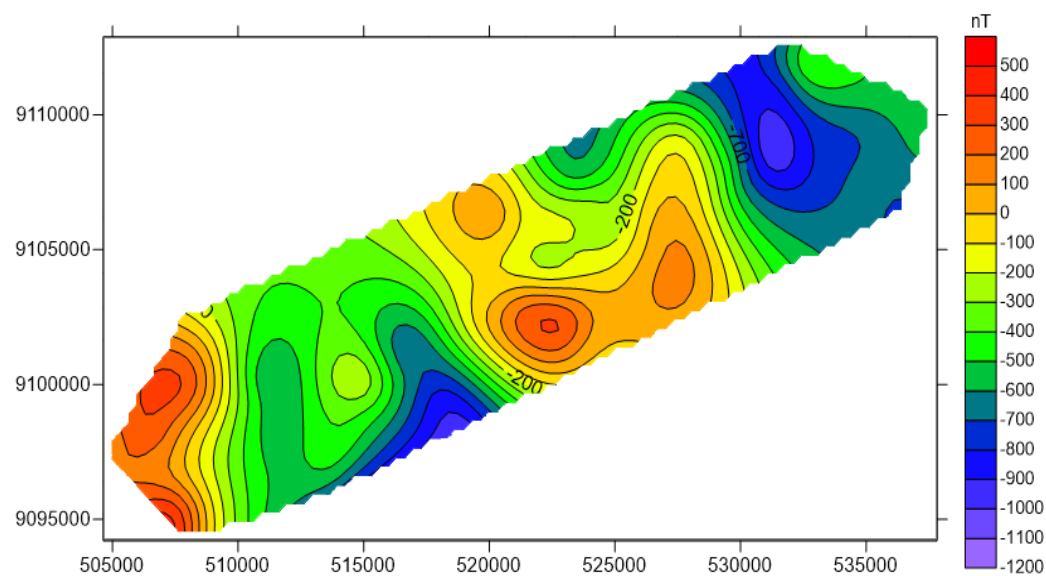
Secara prinsip, teknik pemfilteran kontinuasi ke atas diterapkan melalui ‘proses pemindahan’ semua titik ukur di lokasi survei menuju ke suatu titik pada ketinggian tertentu, di mana semua sinyal gelombang pendek telah dihilangkan (Blakely, 1995; Ravat 2007a). Dengan teknik ini, heterogenitas sumber dekat permukaan direduksi sekecil mungkin karena tidak diharapkan (Everett, 2013). Sesudah sumber dekat permukaan dengan panjang gelombang pendek diisolasi, maka interpretasi hasil akhir pemetaan kontur anomali magnetik menjadi relatif lebih mudah (Ilapadila *et al.*, 2019).

Dalam penelitian ini, metode kontinuasi ke atas dilakukan secara bertahap dengan bantuan Magpick 3.2 agar proses pemfilteran bisa berlangsung optimal

(Blakely, 1995; Ravat, 2007a). Kontinuasi medan potensial lokal dimulai dari ketinggian 100 m hingga mencapai ketinggian 900 m, di mana ‘kondisi stabil’ telah dicapai dengan tidak ada lagi perubahan kontur anomali secara signifikan. Hasil akhir proses kontinuasi ke atas adalah kontur anomali lokal (Gambar 4.4) dan anomali regional (Gambar 4.5) secara terpisah di bawah ini.



Gambar 4.4 Anomali magnetik lokal di lokasi survei penelitian sesudah dilakukan teknik pemfilteran kontinuasi ke atas pada ketinggian 900 m.



Gambar 4.5 Anomali magnetik regional di lokasi survei penelitian sesudah dilakukan teknik pemfilteran kontinuasi ke atas pada ketinggian 900 m.

Berdasarkan kedua gambar hasil pemisahan sinyal anomali dengan metode kontinuitas ke atas, nampak bahwa ada perbedaan ukuran pola tertutup (klosur). Perbedaan ukuran tersebut adalah pola klosur relatif kecil pada Gambar 4.4 dibandingkan dengan pola klosur relatif besar pada Gambar 4.5. Perbedaan itu dipahami sebagai sinyal magnetik yang ‘diteruskan ke atas’ memberi informasi tentang sumber dengan panjang gelombang relatif panjang dari lokasi yang dalam. Hal ini bisa terjadi karena sumber dekat permukaan cenderung direduksi melalui pemfilteran dengan metode kontinuitas ke atas (Blakely, 1995; Ravat, 2007a; Everett, 2013; Ilapadila *et al.*, 2019). Dengan demikian, pemfilteran ini memberi peluang untuk fokus pada sinyal yang berasal dari sumber dalam yang menjadi target penelitian, yaitu Sesar Grindulu. Namun, teknik ini bisa juga digunakan untuk mendeteksi sesar minor dari sumber dangkal di sekitar Sesar Grindulu.

Apabila diperhatikan lebih seksama, peta kontur anomali lokal (Gambar 4.4) dan anomali regional (Gambar 4.5) ternyata tetap masih belum bisa memberikan gambaran yang jelas tentang kehadiran dan posisi Sesar Grindulu. Hal ini karena arah magnetisasi sumber sinyal lokal dan regional di lokasi survei tidak sejajar terhadap arah medan magnet utama. Ambiguitas ini muncul karena lokasi survei penelitian berada dekat ekuator. Untuk menghapus ambiguitas, maka diperlukan teknik pemfilteran sinyal lebih lanjut yang diceritakan pada bagian sesudah ini.

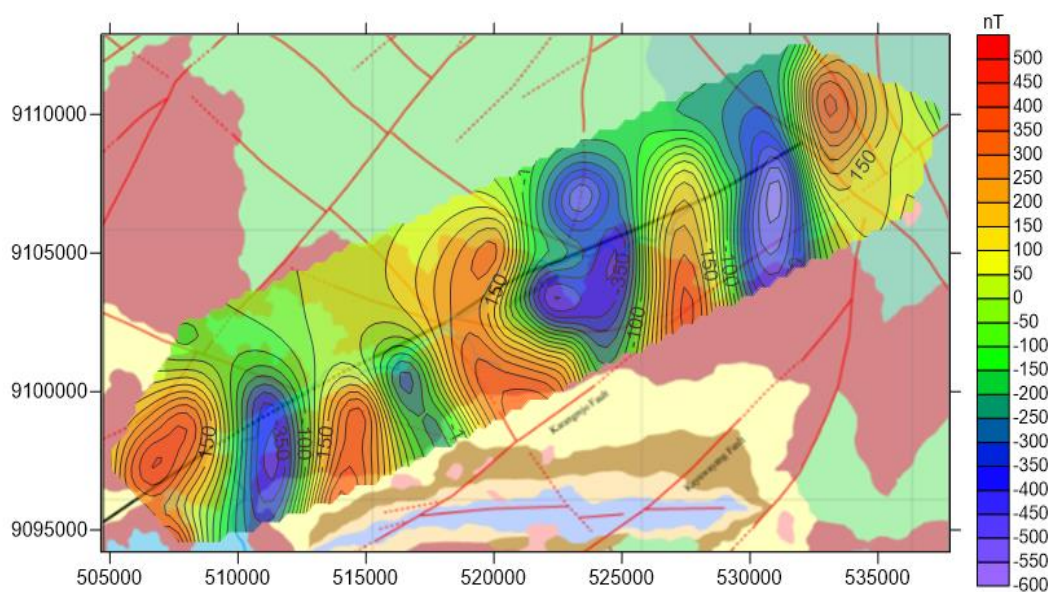
4.4 Transformasi Reduksi ke Kutub

Survei magnetik yang dilaksanakan di lokasi penelitian dekat ekuator Bumi memberikan pola asimetrik atau ketidaksejajaran antara arah magnetisasi sumber dan arah medan magnet utama (lihat §2.5). Ambiguitas informasi magnetik dapat direduksi dengan transformasi reduksi ke kutub (RTP). Hal ini dilakukan dengan cara magnetisasi sumber ‘dipindah menuju kutub’ agar mengarah vertikal dan sejajar terhadap medan magnet utama (Blakely, 1995; Ravat, 2007b).

Transformasi RTP bertumpu pada representasi medan magnet utama sebagai intensitas total, sudut inklinasi (sudut intensitas total medan lokal terhadap bidang horisontal) dan sudut deklinasi (sudut antara medan lokal dan arah utara) seperti pada Gambar 2.2 (Hinze *et al.*, 2013). Rincian transformasi ini melibatkan sistem XYZ dan HDI serta sistem koordinat magnetik (Laundal and Richmond, 2016).

Sebagai bagian dari *data enhancement*, transformasi RTP bertujuan untuk mereduksi efek distorsi magnetik akibat pola asimetri inklinasi dan deklinasi lokal relatif terhadap medan magnet utama Bumi (Everett, 2013; Ibraheem *et al.*, 2019). Dalam praktek pemrosesan, transformasi RTP dilakukan dengan cara membuat inklinasi menjadi 90° dan deklinasi menjadi 0° di lokasi pengukuran.

Transformasi RTP dilakukan dengan bantuan Magpick 3.2 terhadap kedua kontur anomali magnetik sesudah proses pemfilteran kontinuasi ke atas sampai ketinggian 900 m. Hasil pemrosesan dengan RTP bisa dilihat pada Gambar 4.6 untuk anomali lokal dan Gambar 4.7 untuk anomali regional.



Gambar 4.6 Anomali lokal sesudah diproses transformasi RTP yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

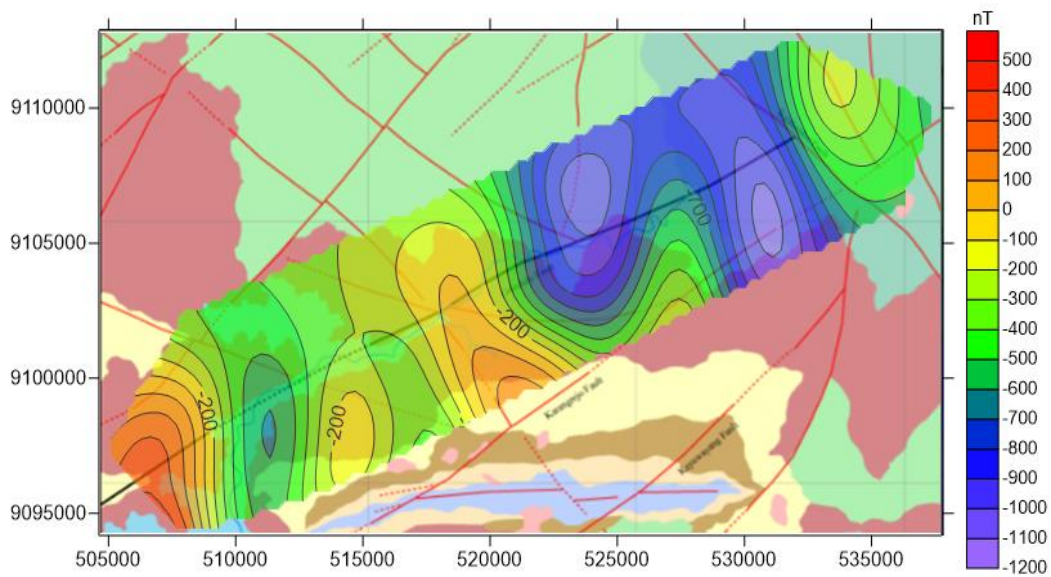
Gambar 4.6 menunjukkan pasangan fitur berklosur rendah (anomali negatif) dan berklosur tinggi (anomali positif). Kehadiran anomali negatif dan positif tersebut merefleksikan kompleksitas bawah permukaan yang bersumber dangkal (panjang gelombang relatif pendek). Temuan tersebut diinterpretasikan sebagai beberapa sesar minor dekat permukaan yang berada di sekitar Sesar Grindulu sesuai dengan laporan Sungkono dan Santosa (2019). Kehadiran *secondary faults* memberikan informasi tentang sejarah tektonik Pacitan dan deformasi lapisan kerak di wilayah selatan Propinsi Jawa Timur. Temuan ini penting karena kajian geodinamik dan geologi terdahulu tentang Jawa Timur (Koulali *et al.*, 2016;

Cummins, 2017; Irsyam *et al.*, 2017) hanya melaporkan dinamika lithosfer akibat potensial *back-arc thrusting* di sepanjang wilayah utara Propinsi Jawa Timur.

Selain temuan yang telah disebutkan sebelumnya, klosur rendah dan tinggi lebih banyak terlihat pada peta kontur anomali lokal daripada anomali regional. Oleh karena klosur rendah dan tinggi pada peta anomali lokal berkorelasi dengan anomali magnetik yang diasosiasikan dengan struktur geologi dekat permukaan, maka batuan pada lokasi ini lebih beragam daripada lokasi yang relatif dalam. Anomali positif (100–400 nT) pada posisi barat daya dan timur laut lokasi survei diinterpretasikan sebagai area yang diisi oleh batuan beku (*igneous rocks*) dengan kandungan logam yang memiliki suseptibilitas tinggi. Batuan jenis ini berasal dari proses fisis pendinginan dan pengerasan fluida magma dalam orde jutaan tahun. Apabila proses tersebut terjadi dekat atau pada permukaan, maka jenis batumannya dikenal sebagai batuan vulkanik (ekstrusif). Apabila proses tersebut berlangsung di bawah permukaan, maka batumannya dikenal sebagai batuan plutonik (intrusif).

Area arah barat daya lokasi survei adalah identik dengan wilayah selatan Kabupaten Pacitan sebagai bagian dari busur pengunungan selatan di Pulau Jawa (Setijadji *et al.*, 2006; Al Hakim and Sulistijo 2013; van Gorsel, 2018) hasil dari proses geodinamik penunjaman Lempeng Eurasia oleh Lempeng Indo-Australia. Sebagai akibatnya, struktur bawah permukaan wilayah selatan Pacitan diduga banyak diisi batuan vulkanik dan intrusif dari Formasi Jaten pada jaman tersier (Soeria-Atmadja *et al.*, 1994; Smyth *et al.*, 2008). Area timur laut lokasi survei pada posisi 535000 *easting*–9110000 *northing* diduga diisi oleh batuan vulkanik yang memiliki kandungan logam dengan suseptibilitas tinggi dan terbentuk pada masa Formasi Mandalika (Samodra dkk., 1992; Al Hakim and Sulistijo 2013).

Area pada posisi 530000 *easting*–9107000 *northing* di lokasi survei terdapat klosur rendah dengan anomali negatif dalam rentang antara -300 nT – -550 nT. Area ini diduga diisi oleh batuan sedimen dengan suseptibilitas relatif tinggi dari masa Formasi Arjosari dan batuan sedimen dengan suseptibilitas rendah dari masa Formasi Alluvium (Samodra dkk., 1992). Menurut Al Hakim and Sulistijo (2013), Batuan sedimen ini bisa ditemui dalam bentuk batu konglomerat, tufa, dan breksi (Formasi Arjosari) dan batu pasir, kerikil, dan lempung (Formasi Alluvium).



Gambar 4.7 Anomali regional sesudah diproses transformasi RTP yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

Berikut adalah penjelasan peta kontur anomali regional sesudah pemrosesan dengan RTP (Gambar 4.7). Perbedaan kontras antara peta kontur anomali regional dan anomali lokal adalah tidak lagi ditemui klosur tinggi pada arah timur laut dan klosur rendah pada arah barat daya. Hal ini menunjukkan diskontinuitas batuan antara lapisan batuan dekat permukaan dan pada lokasi yang relatif lebih dalam, khususnya pada kedua area di dekat ujung lokasi survei. Alih-alih klosur tinggi, pada arah timur laut Gambar 4.7 terdapat klosur rendah dengan pusat klosur yang memiliki anomali negatif -200 nT, diasosiasikan dengan area bawah permukaan yang diisi lapisan batuan dengan suseptibilitas relatif rendah.

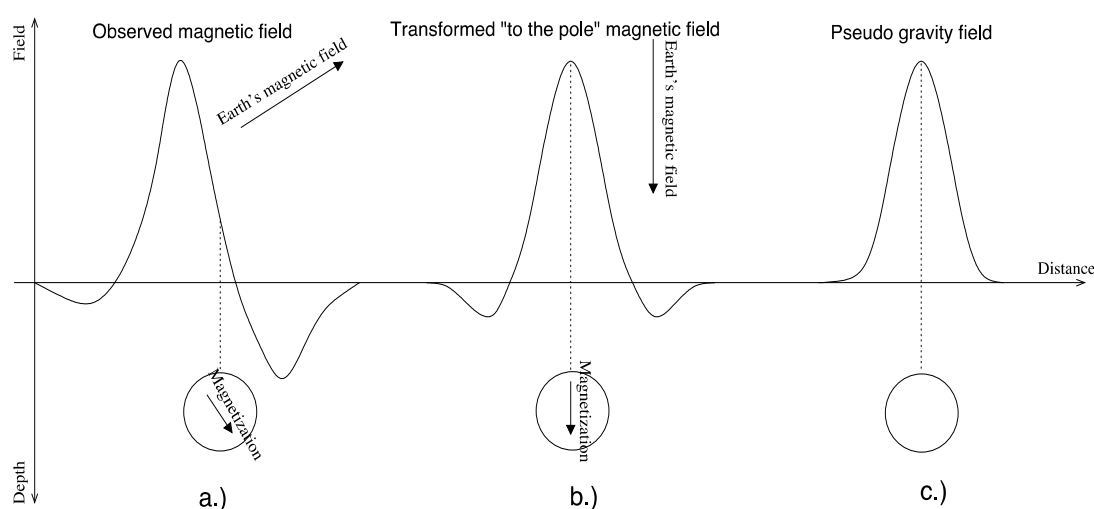
Gambar 4.7 juga menunjukkan dominasi 2 klosur rendah (arah timur laut) dengan rentang anomali antara -700 – -1100 nT (biru sampai ungu). Kedua klosur dikarakterisasi oleh batuan sedimen dengan suseptibilitas rendah yang terbentuk pada masa Formasi Alluvium (Samodra dkk., 1992; Al Hakim and Sulistijo 2013). Kedua klosur tersebut diduga memotong jalur utama Sesar Grindulu di perlintasan Sungai Grindulu yang banyak mengandung sedimentasi batu pasir, kerikil, dan lempung (Agustiyaningrum, 2018).

Klosur tinggi dengan rentang anomali antara 100–300 nT terlihat pada arah barat daya (posisi yang sama dibandingkan dengan peta kontur anomali lokal). Temuan variasi klosur rendah dan tinggi sepanjang arah timur laut–barat daya

(NE–SW) menunjukkan variasi jenis batuan bawah permukaan di lokasi survei. Temuan ini diinterpretasikan sebagai 5 jenis batuan geologi dengan suseptibilitas yang berbeda berada di bawah permukaan lokasi survei. Kelima jenis batuan geologi tersebut terbentuk pada masa Formasi Alluvium (suseptibilitas rendah), Formasi Watupatok (suseptibilitas relatif rendah) dan Formasi Jaten, Arjosari, Mandalika (suseptibilitas tinggi) yang diduga banyak didominasi batuan beku (vulkanik dan intrusif) dari jenis batu lava, intrusi dasit, diorit, andesit basalt (Soeria-Atmadja *et al.*, 1994; Smyth *et al.*, 2008; Al Hakim and Sulistijo 2013).

Secara umum, inspeksi visual terhadap peta anomali lokal pada Gambar 4.6 dan anomali regional pada Gambar 4.7 memberikan kesan bahwa arah ‘kelurusan’ atau jalur Sesar Grindulu adalah sepanjang NE–SW (timur laut–barat daya), searah terhadap lintasan utama pengukuran saat pelaksanaan survei di lapangan (Gambar 3.3). Identifikasi ‘kelurusan’ atau jalur Sesar Grindulu ini sesuai dengan peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992) dan temuan terdahulu yang relevan (Agustiyaningrum, 2018; Fahrudin *et al.*, 2019).

Hal penting lain yang bisa dipelajari dari Gambar 4.7 adalah sisa ambiguitas pada pola kontur anomali regional di lokasi penelitian sesudah transformasi RTP. Bipolar memicu ambiguitas yang berbeda dengan asimetri magnetisasi sumber (Gambar 4.8). Ambiguitas ini direduksi dengan teknik pemfilteran *pseudogravity* (Blakely, 1995; Alamdar *et al.*, 2009; Arisoy, 2014).

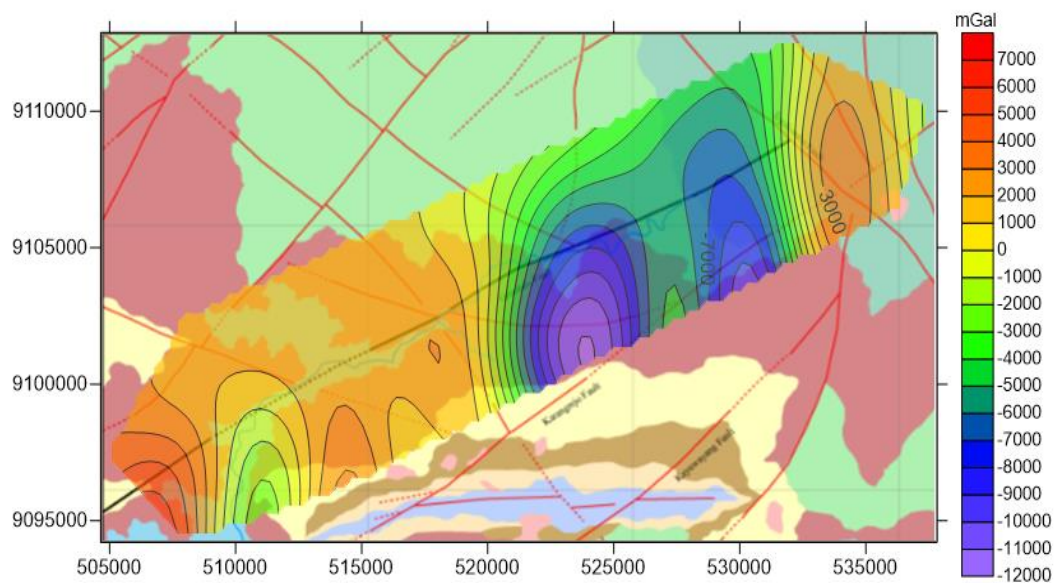


Gambar 4.8 Perbedaan karakteristik antara transformasi RTP dan *pseudogravity* (sumber: Tchernychev, 2013, Figure 81, hal. 120).

Gambar 4.8a menceritakan citra kontur anomali magnetik yang kompleks dari struktur geologi bawah permukaan yang menjadi target survei dekat ekuator. Dalam hal ini, lokasi target survei berada antara maksimum dan minimum kurva. Ketidaksejajaran antara arah magnetisasi sumber dan arah medan magnet utama bisa dihapus dengan filter RTP (Gambar 4.8b). Dengan filter RTP, posisi target berada persis di bawah maksimum kurva yang memudahkan interpretasi. Namun, RTP memicu ambiguitas (ada bagian kurva yang berada di bawah sumbu datar). Hal ini membutuhkan transformasi *pseudogravity* untuk mereduksi ambiguitas (Gambar 4.8c). Dengan filter RTP dan *pseudogravity*, kedua ambiguitas terhapus sehingga interpretasi posisi horisontal target bisa ditentukan dengan lebih mudah.

4.5 Transformasi *Pseudogravity*

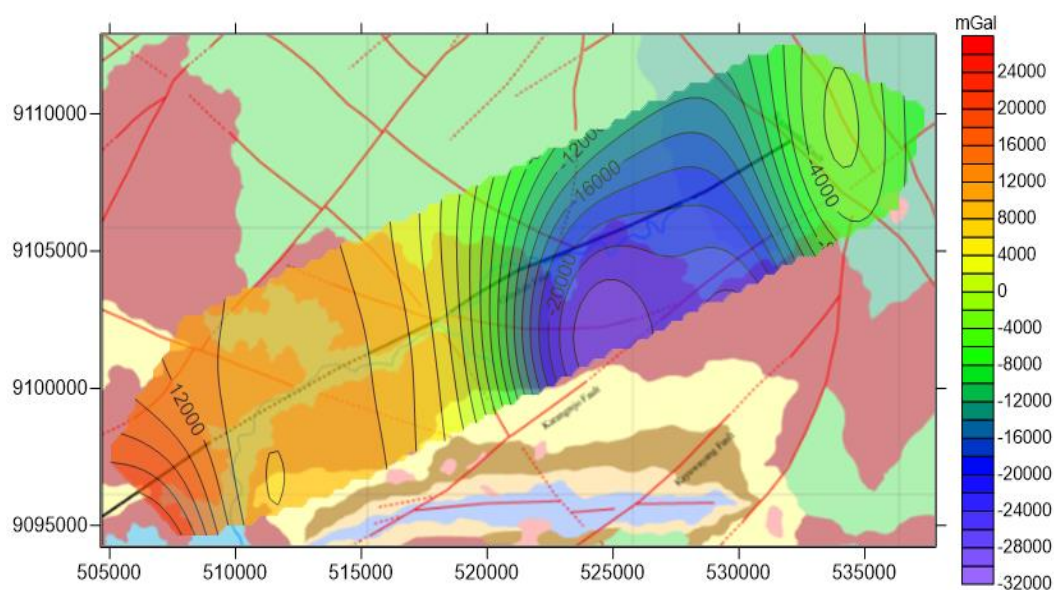
Transformasi *pseudogravity* mengubah anomali magnetik menjadi anomali *pseudogravity* (Jekeli *et al.*, 2010) dengan cara mengubah distribusi magnetisasi sumber menjadi distribusi densitas batuan. Hasil transformasi menceritakan variasi lateral densitas batuan sebagai refleksi struktur geologi bawah permukaan lokasi survei. Dengan filter ini, kontur anomali memiliki maksimum tepat di atas sumber anomali yang menjadi target penelitian (Blakely, 1995) seperti terlihat pada Gambar 4.8c. Hasil pemrosesan *pseudogravity* dengan bantuan Magpick 3.2 bisa dilihat pada Gambar 4.9 (anomali lokal) dan Gambar 4.10 (anomali regional).



Gambar 4.9 Anomali lokal sesudah diproses transformasi *pseudogravity* yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

Peta kontur anomali lokal (Gambar 4.9) memberikan konfirmasi kehadiran klosur rendah dan tinggi sebagai indikasi variasi densitas batuan dekat permukaan. Klosur rendah dengan anomali negatif diasosiasikan dengan area di lokasi survei (525000 *easting*–9102000 *northing* dan 530000 *easting*–9104000 *northing*) yang diduga diisi batuan dengan densitas paling rendah dibandingkan dengan area lain. Klosur tinggi dengan anomali positif diasosiasikan dengan area di lokasi survei (505000 *easting*–9095000 *northing* dan 535000 *easting*–9107000 *northing*) yang diisi oleh batuan dengan densitas relatif tinggi.

Terdapat kesesuaian informasi geologi antara Gambar 4.6 dan Gambar 4.9, yaitu batuan dekat permukaan pada arah barat daya dan timur laut lokasi survei didominasi oleh batuan vulkanik dan intrusif. Kedua jenis batuan beku tersebut terbentuk pada masa Formasi Jaten dan Mandalika (Samodra dkk., 1992) jaman tersier (Soeria-Atmadja *et al.*, 1994; Smyth *et al.*, 2008). Batuan beku dengan kandungan logam tinggi merupakan karakteristik batuan wilayah selatan Pacitan sebagai bagian dari busur pengunungan selatan Pulau Jawa (Setijadji *et al.*, 2006; Al Hakim and Sulistijo 2013; van Gorsel, 2018). Semakin ke utara dari wilayah selatan Pacitan densitas batumannya semakin rendah, namun pada arah timur laut lokasi survei yang berkorelasi dengan wilayah utara Pacitan ada batuan vulkanik hasil proses magmatik ‘Modern Sunda Arc’ (Smyth *et al.*, 2008).



Gambar 4.10 Anomali regional sesudah diproses transformasi *pseudogravity* yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

Gambar 4.10 mirip dengan Gambar 4.7 dalam hal dominasi klosur rendah dengan anomali negatif yang terlokalisasi pada arah timur laut lokasi penelitian. Klosur rendah (warna biru sampai ungu) dengan anomali negatif terbentang pada area antara 525000–535000 *easting*. Hal ini menunjukkan struktur geologi batuan bawah permukaan sebagai sumber dalam pada area tersebut berupa batuan lapuk (akibat proses sedimentasi) dengan densitas rendah. Peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992) menggambarkan sedimentasi batu konglomerat, tufa, dan breksi terbentuk pada masa Formasi Arjosari dan sedimentasi batu pasir, kerikil, dan lempung terbentuk pada masa Formasi Alluvium. Dengan demikian, terdapat kesesuaian antara area klosur rendah pada anomali regional di lokasi penelitian dengan peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

Selain kemiripan dominasi klosur rendah pada arah timur laut lokasi survei, Gambar 4.10 dan Gambar 4.7 juga menceritakan dominasi klosur tinggi pada arah barat daya (505000–510000 *easting*). Hal ini berarti batuan bawah permukaan dengan densitas yang tinggi dari sumber dalam dan dangkal mengisi area ini. Batuan ini diduga merupakan batuan vulkanik dan intrusif (intrusi dasit, diorit, andesit basalt) yang banyak mengandung logam dan terbentuk pada jaman tersier (Soeria-Atmadja *et al.*, 1994; Smyth *et al.*, 2008; Al Hakim and Sulistijo 2013). Terdapat kesesuaian antara posisi area klosur tinggi pada Gambar 4.10 dengan peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992) yang melaporkan batuan beku (vulkanik dan intrusif) dari Formasi Jaten mendominasi wilayah selatan Pacitan.

4.6 Teknik Euler Deconvolution

Pemrosesan tahap awal dengan kontinuasi ke atas berhasil memisahkan anomali lokal dekat permukaan (Gambar 4.4) dari anomali regional yang berasal dari sumber relatif dalam (Gambar 4.5). Pemrosesan berikut dengan RTP berhasil membuat arah magnetisasi sumber simetri terhadap arah medan magnet utama untuk anomali lokal (Gambar 4.6) dan anomali regional (Gambar 4.7). Kemudian, pemrosesan lanjut dengan filter *pseudogravity* berhasil mereduksi ambiguitas bipolar pada anomali lokal (Gambar 4.9) dan anomali regional (4.10). Namun demikian, semua hasil pemrosesan tersebut berupa peta kontur anomali 2D yang hanya bisa menceritakan variasi lateral atau horisontal struktur bawah permukaan.

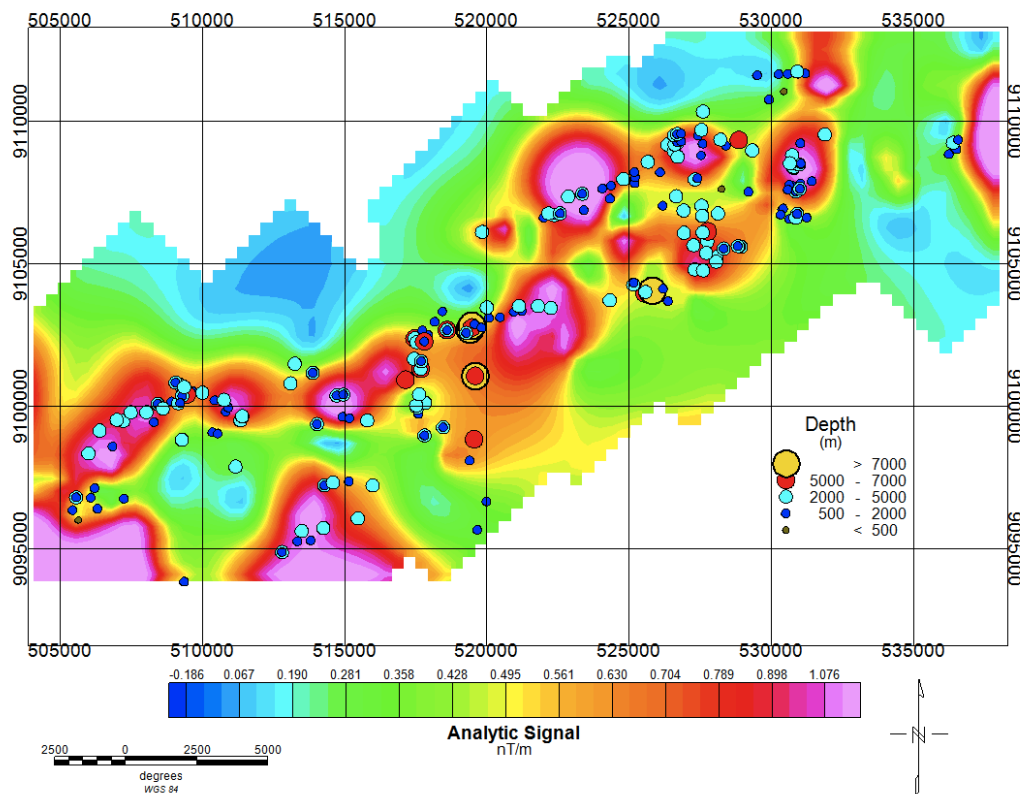
Untuk mengetahui variasi vertikal struktur batuan (variasi suseptibilitas batuan terhadap kedalaman) dan karakterisasi Sesar Grindulu sebagai target penelitian, maka dibutuhkan teknik dekonvolusi Euler (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990; Barbosa *et al.*, 1999).

Keunggulan utama pemrosesan dekonvolusi Euler adalah tidak memerlukan model geologi yang menjadi target penelitian (Thompson, 1982) dan data anomali tidak perlu direduksi dengan RTP (Reid *et al.*, 1990). Pengembangan lebih lanjut oleh Barbosa *et al.* (1999) memberikan cara yang efektif untuk estimasi nilai N (telah didefinisikan pada §2.7) tanpa filter RTP. Hal ini berarti dekonvolusi Euler bisa dilakukan dengan data anomali total (Lampiran B) dengan memilih nilai N yang tepat (mengacu pada Tabel 2.1) atau digitalisasi kontur anomali magnetik sesudah pemrosesan dengan filter RTP. Untuk tujuan praktis yang lebih mudah, dekonvolusi Euler pada penelitian ini dilakukan dengan pilihan metode pertama. Hasil dekonvolusi Euler untuk $N = 1$ bisa dilihat pada Gambar 4.11.

Gambar 4.11 menceritakan hasil dekonvolusi Euler ($N = 1$) anomali total. Gambar ini menunjukkan kedalaman sumber anomali magnetik yang dihasilkan dari dekonvolusi Euler dan gradien total (horisontal dan vertikal) dari anomali magnetik yang didefinisikan sebagai *analytic signal* (AS) pada Persamaan (2.38). Gambar 4.11 tersebut juga menunjukkan klasifikasi sumber anomali magnetik hasil dekonvolusi Euler berdasarkan 5 kedalaman yang berbeda. Struktur batuan diduga mengisi ruang bawah permukaan di lokasi survei dimulai dari kedalaman kurang dari 500 m (*near the surface*), kedalaman 500–2000 m (*shallow layers*), kedalaman 2000–5000 m (*intermediate layers*), kedalaman 5000–7000 m (*deep layers*) sampai kedalaman lebih dari 7000 m (*basement level*).

Selanjutnya, hasil dari dekonvolusi Euler dibandingkan dengan kontur AS. AS dengan nilai relatif besar/kecil dapat diasosiasikan dengan area dengan klosur tinggi/rendah atau sumber anomali dengan suseptibilitas yang tinggi/rendah. Gambar 4.11 menunjukkan bahwa AS dengan nilai relatif besar (berwarna merah dan merah muda) menunjukkan batuan dengan suseptibilitas tinggi berada pada kedalaman 500–2000 m (*shallow layers*) dan 2000–5000 m (*intermediate layers*). Solusi dekonvolusi juga menunjukkan bahwa area tengah survei didominasi oleh batuan yang berada pada kedalaman 5000–7000 m (*deep layers*) dan kedalaman

lebih dari 7000 m (*basement level*). Area yang diisi oleh batuan ini berkorelasi dengan AS berwarna oranye dan kuning. Oleh karena itu, batuan yang mengisi *deep layers* dan *basement level* adalah batuan dengan suseptibilitas yang rendah. Solusi dekonvolusi Euler untuk area tengah sesuai dengan peta anomali regional sesudah diproses dengan RTP (Gambar 4.7) dan *pseudogravity* (Gambar 4.10).



Gambar 4.11 Dekonvolusi Euler ($N = 1$) yang digambarkan di atas gradien total anomali magnetik atau *analytic signal* (AS).

Dua area AS dengan nilai besar (warna merah muda) pada posisi barat daya dan selatan lokasi survei diinterpretasikan sebagai area dekat permukaan yang didominasi oleh batuan dengan suseptibilitas tinggi pada kedalaman 500–5000 m (*shallow to intermediate depths*). Temuan ini sesuai dengan anomali lokal sesudah diproses dengan RTP (Gambar 4.6) dan *pseudogravity* (Gambar 4.9). Kedua area tersebut masuk dalam wilayah selatan Pacitan yang didominasi oleh batuan beku (vulkanik dan intrusif) dari Formasi Jaten dan Mandalika (Samodra dkk., 1992) pada jaman tersier (Soeria-Atmadja *et al.*, 1994; Smyth *et al.*, 2008). Batuan beku dengan kandungan mineral ‘magnetite’ tinggi merupakan karakteristik batuan di

wilayah selatan Pacitan sebagai bagian dari pengunungan selatan Pulau Jawa (Setijadji *et al.*, 2006). Fakta bahwa area barat daya dan selatan lokasi survei yang tidak terlalu dalam didukung oleh mekanisme subduksi Lempeng Indo-Australia yang menunjam Lempeng Eurasia dan menyebabkan *continental crust* wilayah selatan Pacitan terangkat (Al Hakim and Sulistijo, 2013; Fahrudin *et al.*, 2019).

Dua fitur utama terlihat pada arah timur laut yaitu area yang berwarna hijau dan merah muda. Area berwarna hijau dengan AS yang relatif kecil berpusat di 535000 *easting*–9110000 *northing*. Area berwarna merah muda dengan AS yang besar berpusat di 537500 *easting*–9110000 *northing*. Hal ini diduga bahwa area dengan AS yang relatif kecil banyak didominasi oleh batuan sedimen dengan suseptibilitas relatif rendah dari Formasi Watupatok sedangkan area dengan AS yang besar diisi oleh batuan vulkanik dan intrusif dengan suseptibilitas tinggi dari Formasi Mandalika (Samodra dkk., 1992; Smyth *et al.*, 2008).

Profil vertikal batuan bawah permukaan dengan sifat berbeda yang teramati pada area timur laut Gambar 4.11 menjadi jelas apabila dibandingkan dengan peta anomali lokal dan anomali regional hasil pemrosesan RTP dan *pseudogravity*. Anomali lokal memberikan konfirmasi bahwa batuan dekat permukaan memiliki suseptibilitas tinggi (Gambar 4.6) dan densitas tinggi (Gambar 4.9). Sebaliknya, anomali regional memberikan konfirmasi bahwa batuan dari sumber relatif dalam memiliki suseptibilitas rendah (Gambar 4.7) dan densitas rendah (Gambar 4.10). Diskontinuitas batuan pada area timur laut berbeda dengan karakteristik batuan pada area barat daya yang cenderung homogen. Hal ini karena pembentukan batuan pada area barat daya dan selatan Pacitan dipengaruhi oleh aktivitas busur pegunungan selatan Pulau Jawa pada jaman tersier (Soeria-Atmadja *et al.*, 1994; Setijadji *et al.*, 2006) sedangkan batuan pada area timur laut dan utara Pacitan terbentuk karena intrusi batuan vulkanik ‘Modern Sunda Arc’ yang lebih muda pada jaman kwatier (Smyth *et al.*, 2008; van Gorsel, 2018).

Area tengah lokasi survei adalah area yang relatif sulit diinterpretasikan. Sampai dengan kedalaman tertentu, batuan dengan sifat kemagnetan bervariasi ditemukan sepanjang jalur pengukuran yang menunjukkan heterogenitas lateral. Pada area antara 525000–530000 *easting* dan 9102500–9110000 *northing* terlihat

ada batuan dengan suseptibilitas rendah yang berada pada kedalaman *deep layers* sampai *basement level*. Gambar 4.7 memberikan konfirmasi tentang hal ini.

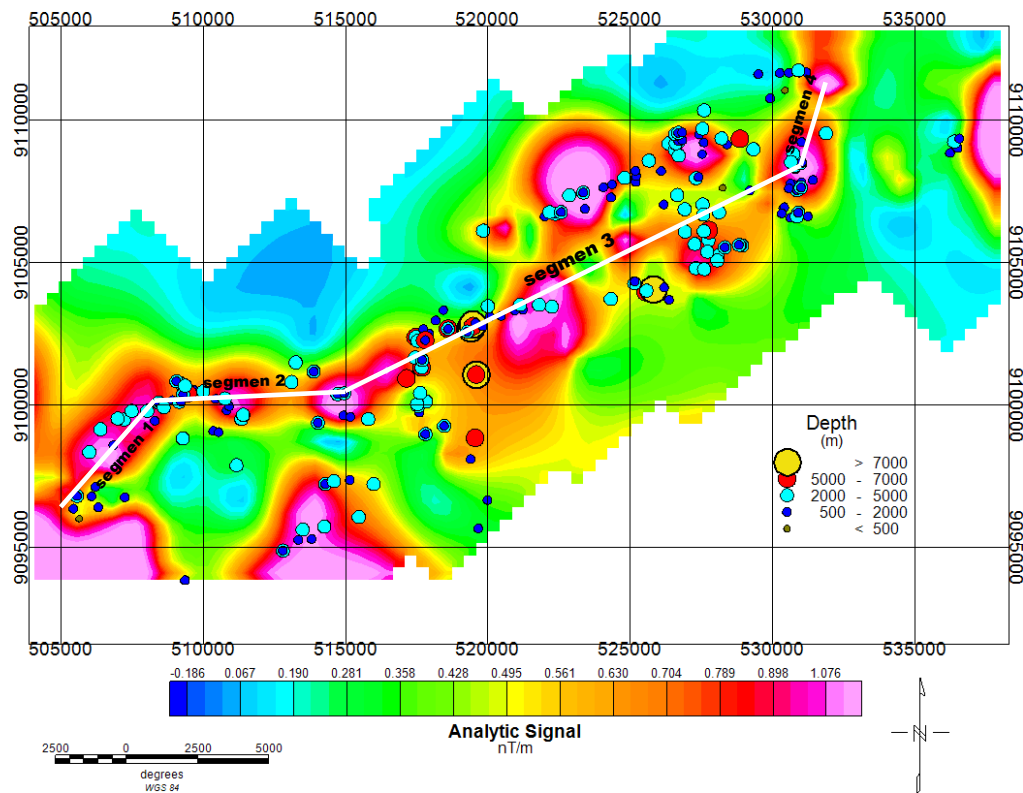
Tabel 4.1 mendiskripsikan ringkasan hasil dekonvolusi Euler dan AS dari anomali total yang dipadukan dengan hasil pemrosesan RTP dan *pseudogravity* untuk melihat variasi suseptibilitas dan densitas struktur batuan bawah permukaan terhadap kedalaman sepanjang bentang horisontal lokasi penelitian.

Tabel 4.1 Resume interpretasi struktur batuan bawah permukaan lokasi survei.

posisi	sumber anomali	kedalaman	jenis batuan	sifat kemagnetan (suseptibilitas)	sifat mekanik (densitas)
barat daya	lokal	dekat permukaan (shallow to intermediate)	vulkanik + intrusif	tinggi	tinggi
	regional	dekat basement	vulkanik + intrusif	tinggi	tinggi
timur laut	lokal	dekat permukaan (shallow to intermediate)	vulkanik + intrusif	tinggi	tinggi
	regional	dekat basement	sedimen	relatif rendah	relatif rendah
area tengah	lokal	dekat permukaan (shallow to intermediate)	vulkanik	relatif tinggi	relatif tinggi
	regional	dekat basement + basement level	sedimen	rendah	rendah

Selanjutnya untuk analisa ‘kelurusan’ Sesar Grindulu yang lebih mudah, hasil dekonvolusi Euler dan AS (Gambar 4.11) dijadikan basis untuk interpretasi posisi dan arah orientasi Sesar Grindulu seperti dapat dilihat pada Gambar 4.12. Meskipun secara *overall* arah orientasi Sesar Grindulu hasil dekonvolusi Euler dan AS adalah sepanjang arah timur laut–barat daya (NE–SW), namun terlihat bahwa jalur Sesar Grindulu bisa dibagi menjadi 4 segmen (garis berwarna putih). Segmen 1 relatif pendek dengan orientasi SW–NE, segmen 2 juga relatif pendek dengan orientasi hampir sejajar dengan arah W–E, segmen 3 kembali berorientasi SW–NE dengan ekstensi horisontal yang paling panjang, segmen 4 pendek yang cenderung berbelok menuju ke arah utara. Sampai tahap ini, masih sulit untuk menentukan kesejajaran jalur Sesar Grindulu hasil analisa dekonvolusi Euler dan

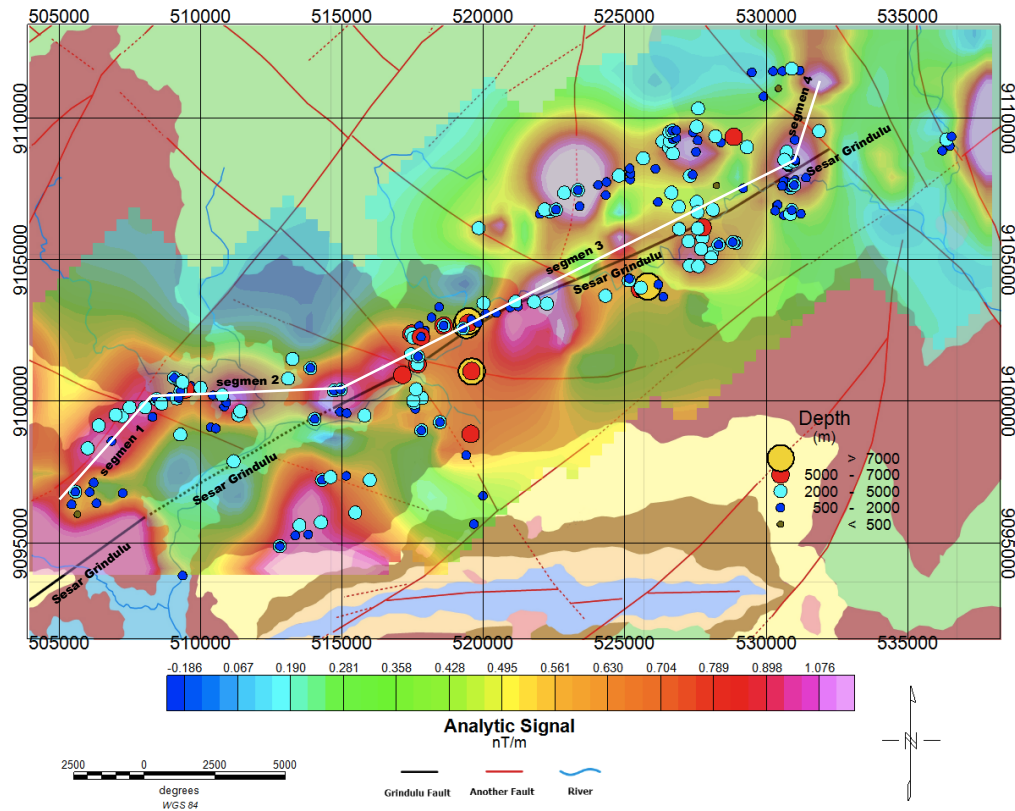
AS relatif terhadap jalur utama Sesar Grindulu dari peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).



Gambar 4.12 Jalur Sesar Grindulu berdasarkan dekonvolusi Euler ($N = 1$) dan *analytic signal* (AS) yang terdiri dari 4 segmen (garis berwarna putih) dengan orientasi yang berbeda.

Interpretasi struktur bawah permukaan di lokasi survei untuk karakterisasi Sesar Grindulu bisa dilakukan dengan menggambarkan hasil dekonvolusi Euler dan AS di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992) seperti terlihat pada Gambar 4.13. Jalur utama Sesar Grindulu terlihat sebagai garis hitam yang membentang dari arah barat daya menuju ke timur laut melintasi 5 formasi batuan yang berbeda (Formasi Jaten, Arjosari, Alluvium, Mandalika, dan Watupatok). Segmen 1 diduga diisi batuan vulkanik dan intrusif dengan suseptibilitas tinggi dari Formasi Jaten dan Arjosari. Segmen 2 diduga diisi batuan sedimen dengan suseptibilitas relatif rendah dari Formasi Arjosari dan Alluvium. Segmen 3 diduga diisi batuan sedimen dengan suseptibilitas rendah dari Formasi Alluvium serta batuan vulkanik dan intrusif dengan suseptibilitas tinggi dari Formasi Mandalika. Segmen 4 diduga diisi batuan vulkanik dan intrusif dengan suseptibilitas tinggi

dari Formasi Mandalika dan batuan sedimen dengan suseptibilitas relatif rendah dari Formasi Watupatok. Beberapa jalur sesar minor terlihat sebagai garis merah yang memotong dan sejajar jalur Sesar Grindulu yang menunjukkan kompleksitas bawah permukaan lokasi penelitian.



Gambar 4.13 Peta dekonvolusi Euler ($N = 1$) dan AS yang digambarkan di atas peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

Empat segmen bergaris putih pada Gambar 4.13 adalah interpretasi posisi horisontal dan arah orientasi Sesar Grindulu berdasarkan dekonvolusi Euler dan AS. Segmen 3 merupakan satu-satunya segmen yang berkorelasi positif dengan jalur Sesar Grindulu dan memberikan diskripsi lokasi horisontal dan arah orientasi atau sudut ‘kelurusan’ jalur Sesar Grindulu secara akurat. Segmen 3 tersebut yang mendominasi jalur utama memberi argumen bahwa jalur Sesar Grindulu adalah sepanjang arah timur laut–barat daya (NE–SW) sesuai dengan temuan penelitian terdahulu (Gultaf *et al.*, 2015; Agustianingrum, 2018; Fahrudin *et al.*, 2019). Arah orientasi jalur utama Sesar Grindulu hanya bisa direpresentasikan oleh sudut ‘kelurusan’ segmen 3, yaitu 26° terhadap arah timur. Meskipun segmen 1, 2, dan 4

tidak merepresentasikan orientasi dan ‘kelurusan’ jalur Sesar Grindulu, namun ketiga segmen tersebut diduga merepresentasikan kehadiran beberapa sesar minor (*secondary faults*) di sekitar jalur Sesar Grindulu yang belum dipetakan dalam peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

Meskipun penerapan dekonvolusi Euler dan AS dalam penelitian ini mampu mengungkap variasi lateral dan vertikal batuan bawah permukaan Sesar Grindulu dan orientasi jalur utama Sesar Grindulu, namun demikian kedua teknik tersebut belum bisa menggambarkan *body shape* dari Sesar Grindulu. Penentuan geometri dan dimensi (*source edge*) struktur bawah permukaan biasanya menggunakan kombinasi filter *edge-detection* yang diterapkan untuk data anomali *pseudogravity* (Alamdar *et al.*, 2009; Arisoy, 2014). Dalam penelitian ini, filter *pseudogravity* diterapkan untuk kelengkapan informasi sifat batuan, yaitu variasi densitas batuan bawah permukaan.

Struktur bawah permukaan sepanjang bentang horisontal lokasi penelitian memiliki kemiripan sifat batuan. Hal ini bisa dilihat dari distribusi suseptibilitas dan densitas yang tidak menunjukkan kontras yang tinggi sepanjang arah lateral (bentang horisontal). Fenomena ini memberikan petunjuk kemungkinan terjadi pergerakan horisontal selama proses formasi batuan pada masa geologi yang melibatkan lapisan blok batuan dekat permukaan sampai pada kedalaman tertentu. Hal ini merupakan petunjuk bahwa Sesar Grindulu merupakan sesar geser, sesuai dengan temuan penelitian terdahulu (Gultaf *et al.*, 2015; Agustyaningrum, 2018; Fahrudin *et al.*, 2019) dan peta geologi Lembar Pacitan (Samodra dkk., 1992).

Kelemahan metode dekonvolusi Euler dan AS dalam penelitian ini adalah tidak mampu lebih lanjut menentukan Sesar Grindulu merupakan sesar geser jenis ‘mendatar mengiri’ atau ‘mendatar menganan’. Kajian *paleostress* di Pacitan dan sekitarnya (Gultaf *et al.*, 2015) menyimpulkan bahwa Sesar Grindulu merupakan kombinasi antara sesar geser jenis ‘mendatar mengiri’ (*left-lateral slip fault*) dan sesar turun (*normal fault*). Temuan ini berbeda dengan hasil studi *fault kinematics* Sesar Grindulu (Fahrudin *et al.*, 2019) yang melaporkan Sesar Grindulu sebagai *reverse left-slip fault* yang merupakan kombinasi antara sesar naik (*reverse fault*) dan sesar geser (*strike-slip fault*). Fenomena perbedaan temuan jenis sesar geser menunjukkan bahwa penentuan jenis sesar geser membutuhkan metode penelitian

yang komprehensif dan terpadu. Metodologi kedua penelitian tersebut berbeda dengan metodologi pada penelitian ini sehingga hasil kedua penelitian tersebut tidak bisa dijadikan sebagai bahan perbandingan.

BAB V

PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisa RTP, *pseudogravity*, dekonvolusi Euler ($N = 1$) dan AS pada data anomali magnetik yang terukur di Pacitan, Sesar Grindulu diidentifikasi sebagai sesar utama di Kabupaten Pacitan dengan jalur sepanjang arah timur laut–barat daya (NE–SW) dengan sudut orientasi sekitar 26° terhadap arah timur ($N64^\circ E$). Selain itu, untuk memudahkan interpretasi bawah permukaan di lokasi survei dibuat profil variasi batuan terhadap kedalaman pada tiga posisi area yang berbeda yang merepresentasikan bentang horisontal lokasi survei, yaitu barat daya, tengah, dan timur laut.

Pada area barat daya, struktur batuan bawah permukaan relatif homogen dari kedalaman dekat permukaan sampai kedalaman *intermediate* (500–5000 m). Batuan jenis vulkanik dan intrusif (lava, intrusi dasit, diorit, andesit basalt) dengan suseptibilitas dan densitas tinggi dari Formasi Jaten dan Arjosari diduga mengisi area ini. Pada area timur laut, profil vertikal batuan lebih menunjukkan keragaman sifat fisis. Batuan beku dengan suseptibilitas dan densitas tinggi yang terbentuk dari Formasi Mandalika diduga berada pada kedalaman antara 500–5000 m. Batuan sedimen konglomerat, tufa, breksi vulkanik dengan suseptibilitas dan densitas relatif rendah dari Formasi Watupatok diduga mengisi kedalaman antara 5000–7000 m. Pada area tengah dengan kedalaman dari dekat permukaan sampai 5000 m (*shallow to intermediate depths*), batuan vulkanik dan intrusif muda dengan suseptibilitas dan densitas relatif tinggi dari Formasi Arjosari diduga mengisi area tersebut. Pada kedalaman lebih dari 5000 m, pelapukan batuan bawah permukaan Sungai Grindulu diduga menghasilkan sedimentasi batu pasir, kerikil, dan lempung dengan suseptibilitas dan densitas rendah yang terbentuk dari Formasi Alluvium.

Struktur batuan pada area barat daya lokasi survei identik dengan batuan wilayah selatan Pacitan yang dipengaruhi oleh pegunungan selatan Pulau Jawa yang terbentuk pada jaman tersier. Struktur batuan pada area timur laut identik

dengan batuan wilayah utara Pacitan yang dipengaruhi oleh 'Modern Sunda Arc' yang terbentuk pada jaman kwatier. Struktur batuan bawah permukaan yang tidak menunjukkan kontras suseptibilitas dan densitas yang tinggi dalam arah lateral dan vertikal menunjukkan bahwa Sesar Grindulu merupakan sesar geser.

5.2 Saran

Interpretasi struktur bawah permukaan di lokasi penelitian sulit dilakukan karena sistem sesar di Kabupaten Pacitan adalah kompleks dengan Sesar Grindulu sebagai sesar utama yang dikelilingi oleh beberapa sesar minor dekat permukaan. Oleh karena itu, untuk mereduksi kesulitan interpretasi struktur bawah permukaan penerapan beberapa metode geofisika dalam suatu penelitian sangat dibutuhkan. Pemahaman dan penguasaan aplikasi bantu untuk pemrosesan sinyal anomali juga berpengaruh terhadap interpretasi hasil pemrosesan sinyal anomali.

DAFTAR PUSTAKA

- Agustiyaningrum, L. 2018. *Interpretasi bawah permukaan dan identifikasi jalur sesar mayor Grindulu berdasarkan data anomali medan magnet*. Skripsi. Tidak dipublikasikan. Prodi Fisika, Universitas Negeri Yogyakarta: Yogyakarta.
- Alamdar, K., A. H. Anshari and A. Ghorbani. 2009. Edge detection of magnetic body using horizontal gradient of pseudogravity anomaly. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-4082, 2009 EGU General Assembly.
- Al-Hakim, A. Y. and B. Sulistijo. 2013. Integrated exploration method to determine Cu prospect in Seweden district, Blitar, East Java. *Procedia Earth and Planetary Science*. Vol. 6, pp. 64-69.
- Alken, P., S. Maus, A. Chulliat and C. Manoj. 2015. NOAA/NGDC candidate models for the 12th Generation International Geomagnetic Reference Field. *Earth Planets Space*. Vol. 67, No. 68, pp. 1-9.
- Ammon, C. J., H. Kanamori, T. Lay and A. A. Velasco. 2006. The 17 July 2006 Java tsunami earthquake. *Geophysical Research Letters*. Vol. 33. L24308, pp. 1-5.
- Amoah, B. K., I. Dadzie and K. Takyi-Kyeremeh. 2018. Integrating gravity and magnetic field data to delineate structurally controlled gold mineralization in the Sefwi Belt of Ghana. *Journal of Geophysics and Engineering*. Vol. 15, No. 4, pp. 1197-12303.
- Anchuela, O. P., P. Lafuente, L. Arlegui, C. L. Liesa and J. L. Simón. 2016. Geophysical characterization of buried active faults: the Conclud Fault (Iberian Chain, NE Spain). *International Journal of Earth Sciences*. Vol.105, pp. 2221-2239.
- Araffa, S. A. S., F. A. M. Santos and T. Arefa-Hamid. 2012. Delineating active faults by using integrated geophysical data at northeastern part of Cairo, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*. Vol. 1, pp. 33-44.
- Araffa, S. A. S., M. El-Bohoty, M. A. Heleika, M. Mekkawi, E. Ismail, A. Khalil and E. M. A. El-Razek. 2018. Implementation of magnetic and gravity

- methods to delineate the subsurface structural features of the basement complex in central Sinai area, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*. Vol. 7, pp. 162-174.
- Arisoy, M. Ö. 2014. Edge detection of archaeomagnetic data: a study from the city of Pisidia Antiocheia, Turkey. *Archaeological Prospection*. Vol. 21, pp. 293-300.
- Barbosa, V. C. F., J. B. C. Silva and W. E. Medeiros. 1999. Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics*. Vol. 64, No. 1, pp. 48-60.
- Blakely, R. J. 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge Uni Press, UK.
- Bloxham, J. and A. Jackson. 1991. Fluid flow near the surface of Earth's outer core. *Review of Geophysics*. Vol. 29, pp. 97-120.
- Borovsky, J. E. and Y. Y. Sphrits. 2017. Is the Dst Index sufficient to define all geospace storms ? *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. Vol. 122, pp. 11543-11547.
- Buffett, B. A. 2000. Earth's core and the geodynamo. *Science*, 16 June 2000. Vol. 288, pp. 2007-2012.
- Bukhari, S. Y. 2019. Magnetic susceptibilities and fault surface anomalies: the study of land magnetic data and interpretations. *International Journal of Recent Technology and Engineering*. Vol. 7, Issue 6, pp. 1053-1056.
- Busse, F. H. 1978. Magnetohydrodynamics of the Earth's dynamo. *Annual Review of Fluid Mechanics*. Vol. 10, pp. 435-462.
- Cummins, P. R. 2017. Geohazards in Indonesia: Earth science for disaster risk reduction – Introduction. *Geological Society of London: Special Publications*. Vol. 441, pp. 1-7.
- Daryono, M. R. 2016. *Paleoseismologi Tropis Indonesia (dengan studi kasus di Sesar Sumatra, Sesar Palukoro-Matano, dan Sesar Lembang)*. Disertasi. Tidak dipublikasikan. Prodi Sains Kebumihan, Institut Teknologi Bandung: Bandung.

- de Wijs, G. A., G. Kresse, L. Vočadlo, D. Dobson, D. Alfè, M. J. Gilland and G. D. Price. 1998. The viscosity of liquid iron at the physical conditions of the earth's core. *Nature*, 23 April 1998. Vol. 392, pp. 805-807.
- Everett, M. E. 2013. *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge Uni Press, UK.
- Fahrudin, A. S. Hidayatillah and M. J. Maulana. 2019. Tectonic relationships and structural development between Arjosari, Pacitan, East Java and Tawangmangu, Karanganyar, Central Java. *The First International Conference on Geodesy, Geomatic, and Land Administration*. pp. 47-56.
- Gultaf, H., B. Sapiie, M. Syaiful, A. Bachtiar and A. P. Fauzan. 2015. Paleostress analysis of the Grindulu Fault in Pacitan and surrounding area and its implication to the regional tectonic of East Java. *Proceedings of Indonesian Petroleum Association 39th Annual Conference*.
- Glatzmaier, G. A. 2001. *Convection in the core and the generation of the Earth's magnetic field*. An American Museum of Natural History Book. The New Press. New York, US. pp. 62-67.
- Hinze, W. J., R. R. B. von Frese and A. H. Saad. 2013. *Gravity and Magnetic Explorations: principles, practices, and applications*. University Printing House. Cambridge University Press. Cambridge, UK. pp. 1-512.
- Ibraheem, I. M., M. Haggag and B. Tezkan. 2019. Edge detectors as structural imaging tools using aeromagnetic data: a case study of ¹¹_{SEP} Sohag area, Egypt. *Geosciences*. Vol. 9, Issue 5, pp. 1-13.
- Ilapadila, B. Harimei and Maria. 2019. Analysis of regional anomaly on magnetic data using the upward continuation method. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. Vol. 279, No. 012037, pp. 1-7.
- Irsyam, M., Hendriyawan, M. Asrurifak, R. Mikail, A. Sabaruddin, L. Faisal, I. Meilano, S. Widiyantoro, D. H. Natawidjaja, W. Triyoso, S. Hidayati, A. Rudiyanto, I. Imran dan L. M. Sakti. 2017. *Pemutakhiran Sumber dan Peta Gempa Indonesia 2017*. Pusat Studi Gempa Bumi Nasional: Jakarta.
- Isles, D. J. and L. R. Rankin. 2013. *Geological Interpretation of Aeromagnetic Data*. Perth: Australian Society of Exploration Geophysicists, Australia.

- Jekeli, C., K. Erkan and O. Huang. 2010. Gravity vs Pseudo-Gravity: a comparison based on magnetic and gravity gradient measurements. S.P. Mertikas (ed.), *Gravity, Geoid and Earth Observation, International Association of Geodesy Symposia*. Vol. 135, pp. 123-127.
- Koulali, A., S. Susilo, S. McClusky, I. Meilano, P. Cummins, P. Tregoning, G. Lister, J. Efendi and M. A. Syafi'i. 2016. Crustal strain partitioning and the associated earthquake hazard in the eastern Sunda-Banda Arc. *Geophysical Research Letters*, Vol. 43, pp. 1943-1949.
- Kuenza, K. and C. Soon-Hoe. 2010. Anatomy of the 17 July 2006 Java earthquake reveals its tsunamigenic nature. *Seismological Research Letters*. Vol. 81, No. 1, pp. 99-112.
- Laundal, K. M. and A. D. Richmond. 2016. Magnetic coordinate systems. *Space Science Reviews*. doi: 10.1007/s11214-016-0275-y.
- Lei, Y., L. Jiao and H. Chen. 2018. Possible correlation between the vertical component of lithospheric magnetic field and continental seismicity. *Earth, Planets and Space*. Vol. 70, No. 179, pp. 1-19.
- Loewe, C. A. and G. W. Prölss. 1997. Classification and mean behavior of magnetic storms. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 102, No. A7, pp. 14209-14213.
- Mariita, N. O. 2009. The magnetic method: *Short Course IV on exploration for geothermal resources*. UNU-GTP, Ken-Gen and GDC. pp. 1-8.
- Melo, F. F., V. C. F. Barbosa, L. Uieda, V. C. Oliveira Jr. and J. B. C. Silva. 2013. Estimating the nature and the horizontal and vertical positions of 3D magnetic sources using Euler deconvolution. *Geophysics*. Vol. 78, No. 6, pp. J87-J98.
- Mushayandebvu, M. F., V. Lesur, A. B. Reid and J. D. Fairhead. 2004. Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures. *Geophysics*. Vol. 69, No. 2, pp. 489-496.
- Nugraha, A. D., S. Widiyantoro, H. A. Shiddiqi, M. Ramdhan, Wandono, Sutiyono, T. Handayani and H. Nugroho. 2015. Preliminary results of teleseismic double-difference relocation of earthquakes around Indonesian archipelago region. *AIP Conference Proceedings*, Vol. 1658, Issue 1, 030002.

- Panovska, S., M. Korte and C. G. Constable. 2019. One hundred thousand years of geomagnetic evolution. *Review of Geophysics*. Vol. 57, pp. 1-49.
- Pereira, A. D. N. 2013. *Geophysical fault mapping using the magnetic method at Hickory sandstone aquifer, Ilano uplift, Texas*. Thesis. Unpublished work. Graduate Studies, Texas A & M University: Texas, US.
- Pilkington, M. and W. E. S. Urquhart. 1990. Reduction of potential field data to a horizontal plane. *Geophysics*. Vol. 55, No. 5, pp. 549-555.
- Pilkington, M. and O. Boulanger. 2017. Potential field continuation between arbitrary surfaces - Comparing methods. *Geophysics*. Vol. 82, No. 3, pp. 9-25.
- Ravat, D. 2007a. *Upward and downward continuation*. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. D. Gubbins and E. Herrero-Bervera (eds.). Springer, pp. 974-976.
- Ravat, D. 2007b. *Reduction to pole*. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. D. Gubbins and E. Herrero-Bervera (eds.). Springer, pp. 856-857.
- Reid, A. B., J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millet and I. W. Somerton. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*. Vol. 55, No. 1, pp. 80-91.
- Roberts, P. H. and A. M. Soward. 1992. Dynamo theory. *Annual Review of Fluid Mechanics*. Vol. 24, pp. 459-512.
- Saheel, A. S., A. R. Bin Samsudin and U. Bin Hamzah. 2011. Mapping of faults in the Libyan Sirte Basin by magnetic surveys. *Sains Malaysiana*. Vol. 40, pp. 853-864.
- Samodra, H., S. Gafoer dan S. Tjokrosapoetro. 1992. *Peta geologi lembar Pacitan, Jawa*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Sampurno dan H. Samodra. 1992. *Peta geologi lembar Ponorogo, Jawa*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Saputra, A., C. Gomez, I. Delikostidis, P. Zawar-Reza, D. Sri Hadmoko, J. Sartohadi and M. A. Setiawan. 2018. Determining earthquakes susceptible areas southeast of Yogyakarta, Indonesia – outcrop analysis from Structure from Motion (SfM) and Geographic Information System (GIS). *Geosciences*. Vol. 8, No. 132, pp. 1-31.

- Setijadji, L. D., S. Kajino, A. Imai and K. Watanabe. 2006. Cenozoic island arc magmatism in Java island (Sunda arc, Indonesia): clues on relationships between geodynamics of volcanic centers and ore mineralization. *Resource Geology*. Vol. 56, No. 3, pp. 267-292.
- Smyth, H. R., R. Hall and G. J. Nichols. 2008. Cenozoic volcanic arc history of East Java, Indonesia: the stratigraphic record of eruptions on an active continental margin. *The Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 436, pp. 199-222.
- Sungkono dan B. J. Santosa. 2018. *Analisa data mikro-tremor, magnetik, dan VLF-EM di daerah Pacitan untuk mikro-zonasi kegempaan dari sesar Grindulu*. Laporan Akhir Program Penelitian Laboratorium Dana Lokal ITS Tahun Anggaran 2018.
- Sungkono dan B. J. Santosa. 2019. *Analisa data mikro-tremor, magnetik, dan VLF-EM di daerah Pacitan untuk mikro-zonasi kegempaan dari sesar Grindulu*. Laporan Akhir Program Penelitian Laboratorium Dana Lokal ITS Tahun Anggaran 2019.
- Supendi, P., A. D. Nugraha, N. T. Puspito and Daryono. 2018. Identification of active faults in West Java, Indonesia based on earthquake hypocenter determination, relocation and focal mechanisms analysis. *Geoscience Letters*. Vol. 5, No. 31, pp. 1-10.
- Surono, I. Sudarno dan B. Toha. 1992. *Peta geologi lembar Surakarta-Giritontro, Jawa*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Soeria-Atmadja, R., R. C. Maury, H. Bellon, H. Pringgoprawiro, M. Polve and B. Priadi. 1994. Tertiary magmatic belts in Java. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. Vol. 9, pp. 13-17.
- Susilo, A., Sunaryo, F. Fitriah and Sarjiyana. 2018. Fault analysis in Pohgajih village, Blitar, Indonesia using resistivity method for hazard risk reduction. *International Journal of Geomate*. Vol. 14, No. 41, pp. 111-118.
- Tanguy, J-C. and M. Le Goff. 2004. Distortion of the geomagnetic field in volcanic terrains: an experimental study of the Mount Etna stratovolcano. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. 141, pp. 59-70.

- Thébault, E., C. C. Finlay, C. D. Beggan, P. Alken, J. Aubert, O. Barrois, F. Bertrand, T. Bondar, A. Boness, L. Brocco, E. Canet, A. Chambodut, A. Chulliat, P. Coïsson, F. Civet, A. Du1, A. Fournier, I. Fratter, N. Gillet, B. Hamilton, M. Hamoudi, G. Hulot, T. Jager, M. Korte, W. Kuang, X. Lalanne, B. Langlais, J. M. Léger, V. Lesur, F. J. Lowes, S. Macmillan, M. Mandea, Ch. Manoj, S. Maus, N. Olsen, V. Petrov, V. Ridley, M. Rother, T. J. Sabaka, D. Saturnino, R. Schachtschneider, O. Siro, A. Tangborn, A. Thomson, L. Tøffner-Clausen, P. Vigneron, I. Wardinski and T. Zvereva. 2015. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets, and Space*. Vol. 67, No. 79, pp. 1-19.
- Thompson, D. T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*. Vol. 47, pp. 31–37,
- Tyler, R. H. 2005. A simple formula for estimating the magnetic field generated by tsunami flow. *Geophysical Research Letters*. Vol. 32, L09608, pp. 1-4.
- van Gorsel, J. T. 2018. *Bibliography of the geology of Indonesia and surrounding areas: Java, Madura, Java Sea*, Ed. 7.0. pp. 1-297, www.vangorselslist.com.
- Waler, K. A. 2007. Geomagnetism in the satellite era. *A&G*. Vol. 48, pp. 2.23-2.29.
- Waler, K. A. and R. Holme. 2007. Consistency between the flow at the top of the core and the frozen-flux approximation. *Earth, Planets and Space*. Vol. 59, pp. 1219-1229.
- Waler, K. A. and R. Holme. 2011. The axial dipole strength and flow in the outer core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. 188, pp. 235-246.
- Wicht, J. and S. Sanchez. 2019. Advances in geodynamo modeling. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. Vol. 113, Issue 1-2, pp. 2-50.
- Yamazaki, Y. and A. Maute. 2017. Sq and EEJ - A review on the daily variation of the geomagnetic field caused by ionospheric dynamo currents. *Space Science Reviews*. Vol. 206, pp. 299-405.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

LAMPIRAN A
INTENSITAS MEDAN MAGNET TOTAL

Berikut ini adalah daftar hasil ukur intensitas medan magnet total B_{obs} dari lokasi survei magnetik di Kabupaten Pacitan tanggal 23-30 Oktober 2019 dengan B_1 , B_2 dan B_3 adalah perulangan pengukuran intensitas medan magnet total (lokal) dan B_{ave} adalah nilai rata-rata dari 3 kali perulangan pengukuran. Koordinat lokasi pengukuran menggunakan sistem UTM dengan X adalah *easting* (arah timur) dan Y adalah *northing* (arah utara) sedangkan Z adalah ketinggian lokasi titik ukur dihitung dari permukaan laut. Nilai B_{ave} inilah yang digunakan sebagai nilai B pada persamaan (2.12).

X	Y	Z	B_{obs} (nT)			
			B_1	B_2	B_3	B_{ave}
505161	9097299	392	44635,7	44640,1	44640,1	44638,6
505404	9097373	405	44740,5	44731,7	44734,8	44735,7
505659	9097300	415	44578,2	44718,2	44718,2	44671,5
505904	9097379	429	45093,7	45097,2	45086,0	45092,3
506262	9097523	447	44779,0	44773,7	44775,2	44776,0
506500	9097596	457	44871,3	44884,8	44892,9	44883,0
506798	9097716	456	44744,6	44732,7	44732,2	44736,5
506878	9097964	439	45129,7	45127,2	45123,8	45126,9
506994	9098156	427	45012,0	45013,6	45013,0	45012,9
507232	9098359	388	45024,9	45026,7	45025,9	45025,8
507418	9098579	386	44865,2	44871,7	44867,3	44868,1
507609	9098697	366	45187,0	45185,6	45184,7	45185,8
507817	9098674	366	45090,2	45093,4	45095,2	45092,9
508040	9098750	356	44936,1	44935,6	44936,5	44936,1
508146	9098920	364	44953,1	44950,3	44948,8	44950,7
508272	9099180	380	44903,4	44897,5	44893,7	44898,2
508255	9100091	418	45100,9	45088,7	45093,5	45094,4
508122	9100738	447	45090,1	45088,4	45084,3	45087,6
507779	9102504	508	45098,8	45102,0	45125,6	45108,8
516349	9101130	27	45057,2	45055,8	45056,5	45056,5
516495	9100900	29	45076,4	45075,7	45075,5	45075,9
516566	9100869	26	45054,6	45052,5	45056,7	45054,6
520842	9103502	47	44997,5	44997,5	44996,7	44997,2
518513	9101898	33	45095,0	45096,5	45093,9	45095,1

X	Y	Z	B_{obs} (nT)			
			B_1	B_2	B_3	B_{ave}
519542	9102218	32	45140,3	45139,6	45140,3	45140,1
520393	9102937	31	45037,2	45037,0	45037,1	45037,1
520856	9103506	45	45212,5	45220,4	45223,6	45218,8
522149	9104093	44	44961,8	44961,4	44965,5	44962,9
508205	9099683	403	45041,5	45041,5	45042,3	45041,8
512942	9102948	64	44645,4	44666,3	44643,6	44651,8
513476	9096704	16	44858,8	44857,0	44857,8	44857,9
513591	9096815	17	44919,3	44917,9	44921,5	44919,6
513599	9096673	10	44827,6	44825,8	44829,5	44827,6
513713	9096590	17	44939,8	44939,9	44936,2	44938,6
513928	9096509	16	44954,0	44954,6	44958,6	44955,7
513942	9096310	16	44932,4	44931,4	44933,2	44932,3
514131	9095996	24	44919,9	44917,7	44915,7	44917,8
514814	9099860	39	45148,5	45149,0	45147,7	45148,4
517940	9101427	25	45029,1	45029,8	45029,8	45029,6
514680	9098987	18	45034,1	45031,8	45034,9	45033,6
514104	9097941	16	44860,7	44862,3	44864,3	44862,4
510876	9099829	281	45073,4	45071,8	45076,1	45073,8
510654	9099509	342	44838,7	44838,5	44839,3	44838,8
510701	9099315	303	44706,9	44699,3	44700,5	44702,2
510628	9099029	269	44710,9	44710,5	44707,1	44709,5
510778	9099044	261	44703,0	44705,7	44703,8	44704,2
510860	9099079	232	44780,4	44823,4	44778,7	44794,2
510895	9098986	208	44767,9	44769,9	44772,8	44770,2
510768	9098966	202	44789,4	44790,2	44789,7	44789,8
510643	9098841	199	44782,5	44781,3	44785,5	44783,1
510645	9098594	196	44705,8	44700,8	44702,2	44702,9
510841	9098432	157	45009,3	45012,8	45014,9	45012,3
511010	9098006	131	45002,3	45003,2	45003,7	45003,1
511137	9098006	88	44959,1	44955,6	44958,2	44957,6
516344	9100445	23	45103,3	45102,0	45106,0	45103,8
516432	9100205	30	45103,7	45100,5	45105,1	45103,1
516977	9099785	42	44684,2	44671,2	44671,0	44675,5
516852	9099966	36	45354,1	45351,7	45351,6	45352,5
517217	9099643	65	44895,7	44893,6	44893,2	44894,2
517317	9099489	70	45007,6	45052,3	45038,1	45032,7
517394	9099403	73	44999,4	45000,8	44999,2	44999,8
517518	9099252	86	45171,2	45166,4	45174,4	45170,7
517673	9099124	118	43515,3	43517,5	43491,6	43508,1
517769	9098922	156	45344,5	45346,1	45343,1	45344,6

X	Y	Z	B_{obs} (nT)			
			B_1	B_2	B_3	B_{ave}
517956	9098797	248	44920,8	44923,9	44921,7	44922,1
518009	9098578	274	45126,6	45123,1	45120,0	45123,2
518121	9098458	299	45041,6	45044,6	45046,8	45044,3
518316	9098365	293	45007,2	45008,4	45008,5	45008,0
517400	9099584	72	45029,9	45030,3	45030,2	45030,1
520391	9106820	172	44425,6	44433,7	44430,7	44430,0
520334	9107007	171	44255,3	44256,9	44255,0	44255,7
520306	9106576	153	44900,9	44914,4	44910,3	44908,5
520434	9106383	117	44962,4	44959,5	44959,5	44960,5
520490	9106156	94	44919,7	44913,1	44913,1	44915,3
520537	9105926	97	44952,9	44960,2	44959,8	44957,6
520550	9105812	78	45088,8	45087,1	45088,2	45088,0
520573	9105759	73	45055,3	45037,0	45032,8	45041,7
520672	9105640	67	45105,4	45098,8	45101,0	45101,7
520827	9105739	68	45273,6	45277,2	45277,8	45276,2
520969	9105889	68	43422,8	43433,1	43430,5	43428,8
521159	9105925	67	44887,2	44884,4	44884,6	44885,4
522265	9105522	60	45238,4	45221,2	45252,6	45237,4
521255	9105791	68	45021,5	45018,1	45017,5	45019,0
521393	9105659	70	44876,1	44878,5	44875,6	44876,7
520834	9103234	-	45093,3	45085,2	45085,5	45088,0
520992	9103050	53	45007,7	45005,0	45002,7	45005,1
521101	9102943	56	44842,9	44844,8	44846,2	44844,6
521235	9102824	56	45082,1	45085,7	45083,5	45083,8
521456	9102840	64	45036,1	45034,7	45030,6	45033,8
521666	9102753	72	45021,0	45023,4	45016,6	45020,3
521839	9102725	94	45002,5	45000,2	45000,9	45001,2
522023	9102428	197	45018,6	45016,7	45019,0	45018,1
522143	9102312	211	45179,8	45179,4	45178,8	45179,3
522498	9102312	235	45018,3	45017,2	45016,3	45017,3
522692	9102092	254	45047,1	45048,0	45047,9	45047,7
522789	9102003	231	44991,8	45007,5	44985,7	44995,0
522918	9101800	209	45112,7	45127,7	45125,9	45122,1
522956	9101701	196	45028,3	45032,3	45029,2	45029,9
523103	9101657	182	44982,0	44978,7	44978,3	44979,7
523300	9101602	201	44741,5	44742,3	44738,0	44740,6
523315	9101601	218	44678,1	44685,4	44678,1	44680,5
526841	9103710	417	45111,1	45040,9	45132,2	45094,7
526934	9103660	380	45010,8	45012,8	45021,3	45015,0
527134	9103777	386	45033,1	45033,8	45029,5	45032,1

X	Y	Z	B_{obs} (nT)			
			B_1	B_2	B_3	B_{ave}
527185	9103979	359	45121,5	45148,9	45158,8	45143,1
527268	9104196	293	45130,1	45133,0	45131,3	45131,5
527167	9104367	246	45352,5	45350,0	45354,2	45352,2
526795	9104732	201	45255,1	45261,2	45257,3	45257,9
526748	9104895	188	45377,8	45329,1	45338,8	45348,6
526531	9105157	130	45201,1	45197,5	45199,8	45199,5
526384	9105318	128	45313,2	45328,0	45325,8	45322,3
526154	9105608	116	45247,7	45249,7	45251,9	45249,8
525944	9105517	95	45162,8	45157,2	45158,5	45159,5
525698	9105464	85	45219,7	45222,5	45221,8	45221,3
525476	9105580	95	45244,5	45228,8	45229,8	45234,4
524958	9105946	130	45071,8	45068,3	45072,9	45071,0
525055	9106081	191	44995,5	44989,4	44989,8	44991,6
524882	9106495	277	44990,9	44993,4	44994,2	44992,8
524860	9106495	329	44925,7	44950,2	44926,2	44934,0
524897	9107001	371	44897,6	44897,5	44906,3	44900,5
524859	9107268	395	44826,3	44838,8	44841,6	44835,6
524865	9107502	425	45080,3	45084,5	45081,8	45082,2
524846	9107688	459	45057,6	45056,1	45051,1	45054,9
524956	9107988	503	44991,7	44994,3	44987,8	44991,3
524784	9107852	512	44972,9	44974,9	44978,1	44975,3
524526	9107729	528	44913,7	44912,7	44910,9	44912,4
524225	9107688	532	44780,2	44774,9	44910,9	44822,0
524003	9107654	527	45021,0	45022,0	45024,4	45022,5
523741	9107540	531	45099,1	45079,3	45080,7	45086,4
523628	9107375	510	43429,4	43470,7	43493,7	43464,6
523715	9107027	486	44993,8	44991,4	44991,9	44992,4
523727	9106757	452	44960,1	44954,7	44949,4	44954,7
527220	9109758	339	44884,5	44886,1	44885,0	44885,2
527410	9109714	326	45067,5	45078,4	45083,3	45076,4
527322	9109474	362	45033,3	45028,6	45031,2	45031,0
527392	9109315	341	45017,5	45012,5	45014,7	45014,9
527596	9109222	328	45000,0	45000,4	45001,4	45000,6
527701	9109038	316	44942,1	44925,8	44919,6	44929,2
527716	9108804	317	44918,6	44915,0	44907,3	44913,6
528043	9108748	309	44889,7	44885,2	44888,2	44887,7
528242	9108704	321	44998,5	45006,1	45007,2	45003,9
528319	9108488	361	44799,7	44805,6	44807,7	44804,3
528561	9108376	368	45033,3	45036,3	45039,3	45036,3
528690	9108300	354	44916,6	44913,4	44913,3	44914,4

X	Y	Z	B_{obs} (nT)			
			B_1	B_2	B_3	B_{ave}
528838	9108256	336	44923,7	44917,7	44913,5	44918,3
528942	9108253	331	44913,4	44910,7	44908,4	44910,8
529557	9107886	-	44984,1	44959,0	44962,0	44968,4
529633	9107917	193	45263,0	45257,8	45252,9	45257,9
529135	9108158	307	44913,4	44910,7	44908,4	44910,8
529279	9107739	201	45054,5	45405,0	45053,8	45171,1
529745	9107324	221	45112,6	45115,0	45112,5	45113,4
529592	9107277	258	45154,9	45156,5	45156,8	45156,1
529849	9107052	288	45111,1	45116,2	45119,2	45115,5
529887	9106895	298	45187,5	45202,6	45201,3	45197,1
530071	9106739	323	45306,4	45303,1	45305,1	45304,9
530268	9106804	355	45264,2	45249,5	45259,5	45257,7
530469	9106613	392	45329,4	45324,5	45322,1	45325,3
530425	9106195	420	45150,6	45155,5	45157,3	45154,5
536217	9106078	451	45122,8	45124,4	45130,7	45126,0
530037	9106043	475	45198,2	45199,4	45198,5	45198,7
530425	9106195	420	45150,6	45155,5	45157,3	45154,5
536217	9106078	451	45122,8	45124,4	45130,7	45126,0
530037	9106043	475	45198,2	45199,4	45198,5	45198,7
530160	9106081	490	45146,1	45142,8	45147,6	45145,5
530216	9106028	496	45167,2	45162,7	45163,8	45164,6
537482	9110073	456	44631,7	44626,1	44626,1	44628,0
537132	9109582	396	45496,5	45500,2	45498,0	45498,2
536673	9109716	346	45421,1	45421,5	45421,6	45421,4
536481	9109394	331	44461,9	44454,5	44454,4	44456,9
536327	9108956	320	45180,3	45181,0	45179,2	45180,2
536119	9108627	324	45214,0	45213,0	45211,5	45212,8
536126	9108087	325	45304,9	45306,0	45309,3	45306,7
535928	9107891	319	45247,2	45245,7	45247,5	45246,8
535619	9108014	300	45218,6	45217,5	45217,2	45217,8
535303	9107977	269	44754,8	44754,5	44753,5	44754,3
534970	9108031	253	45545,8	45543,1	45543,8	45544,2
534562	9107977	244	45277,5	45279,2	45272,3	45276,3
534293	9108148	236	45223,6	45224,8	45225,2	45224,5
534143	9108372	234	44933,4	44935,6	44937,3	44935,4
533886	9108476	233	45154,0	45152,1	45155,3	45153,8
533522	9108633	229	44768,5	44792,8	44793,4	44784,9
532420	9108845	216	45189,2	45190,9	45191,6	45190,6
532419	9109273	249	44879,9	44881,2	44882,9	44881,3
532423	9109687	288	45004,9	44992,2	44985,7	44994,3

X	Y	Z	B_{obs} (nT)			
			B_1	B_2	B_3	B_{ave}
532209	9110028	346	45166,1	45159,7	45164,6	45163,5
531996	9110112	387	44956,7	44982,3	44980,8	44981,6
531875	9110398	435	45254,7	45252,6	45250,2	45252,5
531842	9110745	474	44448,2	44448,2	44454,6	44450,3
531718	9110904	478	44740,3	44736,7	44738,4	44738,5
531922	9111548	594	45220,8	45218,6	45218,7	45219,4
531933	9111269	529	46986,8	46985,9	46989,5	46987,4
531888	9111734	631	45357,4	45357,7	45356,3	45357,1
531739	9111686	662	45114,3	45112,2	45114,0	45113,5
531692	9111769	686	45183,8	45162,7	45183,9	45176,8
531664	9111936	694	45363,9	45363,1	45362,8	45363,3
531663	9112161	727	45315,0	45316,6	45318,7	45316,8
531647	9112334	741	45163,2	45164,9	45161,1	45163,1
531723	9112552	749	44941,1	44941,7	44941,6	44941,5
529690	9107596	137	45145,0	45142,3	45143,7	45143,7
530969	9108344	182	44160,1	44176,5	45023,5	44453,4
532293	9108759	200	45006,1	45016,5	45023,5	45015,4
532795	9108527	220	45145,2	45142,5	45144,8	45144,2
507699	9095697	238	45032,3	45002,1	45005,7	45013,4
507364	9095068	204	44849,8	44851,5	44850,8	44850,7
507643	9094507	159	45048,8	45045,1	45043,8	45045,9
508228	9094358	74	44964,7	44964,6	45006,0	44978,4
508553	9094206	33	45071,4	45070,3	45069,5	45070,4
507965	9096033	269	44594,0	44602,4	44593,2	44596,5
507752	9096338	320	44683,2	44682,8	44688,1	44684,7
506745	9096498	408	44642,3	44648,3	44641,5	44644,0
506440	9096677	422	44863,1	44865,8	44867,9	44865,6
505892	9096599	421	44716,4	44710,5	44713,5	44713,5
505209	9096881	397	44727,7	44714,7	44717,0	44719,8
504930	9097202	402	44818,7	44821,7	44787,6	44809,3
504644	9097462	394	44331,1	44334,5	44329,4	44331,7

LAMPIRAN B
ESTIMASI ANOMALI MAGNETIK

Berikut ini adalah daftar hasil hitung intensitas anomali magnetik total Δ dari pengukuran intensitas medan magnet total B_{ave} dan intensitas variasi harian B_{VH} di lokasi survei magnetik, Kabupaten Pacitan tanggal 23-30 Oktober 2019. Perhitungan anomali magnetik Δ menggunakan persamaan (2.12) dengan B_{VH} diperoleh dari B_{base} melalui persamaan (2.15). B_{IGRF} adalah medan magnet Bumi yang diperoleh dari perataan nilai intensitas medan magnet utama yang diberikan oleh Geoproton magnetometer sebagai *portable instrument* sebesar 44997,1 nT. Perataan nilai intensitas tersebut dilakukan mengingat variasi spasial dan temporal medan magnet utama tidak terlalu signifikan dan juga selama pelaksanaan survei tidak ada gangguan magnetik yang signifikan seperti ditunjukkan grafik *Dst Index* pada Gambar 3.4.

X	Y	Z	B_{ave} (nT)	B_{base} (nT)	B_{VH} (nT)	Δ (nT)
505161	9097299	392	44638,6	42778,5	0	-358,5
505404	9097373	405	44735,7	41763,8	-1014,7	753,2
505659	9097300	415	44671,5	41752,5	-1026,0	700,5
505904	9097379	429	45092,3	42412,3	-366,2	461,4
506262	9097523	447	44776,0	42238,2	-540,3	319,1
506500	9097596	457	44883,0	42524,8	-253,7	139,6
506798	9097716	456	44736,5	42096,4	-682,1	421,5
506878	9097964	439	45126,9	41622,1	-1156,4	1286,2
506994	9098156	427	45012,9	41725,2	-1053,3	1069,0
507232	9098359	388	45025,8	43131,4	352,9	-324,1
507418	9098579	386	44868,1	42546,0	-232,5	103,4
507609	9098697	366	45185,8	42104,1	-674,4	863,1
507817	9098674	366	45092,9	42506,7	-271,8	367,6
508040	9098750	356	44936,1	42596,8	-181,7	120,7
508146	9098920	364	44950,7	42422,7	-355,8	309,5
508272	9099180	380	44898,2	42204,3	-574,2	475,3
508255	9100091	418	45094,4	42136,2	-642,3	739,5
508122	9100738	447	45087,6	42033,9	-744,6	835,1
507779	9102504	508	45108,8	43106,4	327,9	-216,2
516349	9101130	27	45056,5	44366,0	1587,5	-1528,1
516495	9100900	29	45075,9	44341,2	1562,7	-1484,0

X	Y	Z	B_{ave} (nT)	B_{base} (nT)	B_{VH} (nT)	Δ (nT)
516566	9100869	26	45054,6	44154,5	1376,0	-1318,5
520842	9103502	47	44997,2	43018,9	240,4	-240,3
518513	9101898	33	45095,1	42992,7	214,2	-116,2
519542	9102218	32	45140,1	42416,4	-362,1	505,0
520393	9102937	31	45037,1	42720,0	-58,5	98,5
520856	9103506	45	45218,8	43240,1	461,6	-239,9
522149	9104093	44	44962,9	44012,9	1234,4	-1268,6
508205	9099683	403	45041,8	41730,1	-1048,4	1093,1
512942	9102948	64	44651,8	42833,8	55,3	-400,7
513476	9096704	16	44857,9	42732,8	-45,7	-93,5
513591	9096815	17	44919,6	42874,0	95,5	-173,0
513599	9096673	10	44827,6	42324,2	-454,3	284,8
513713	9096590	17	44938,6	42355,0	-423,5	365,0
513928	9096509	16	44955,7	42794,9	16,4	-57,7
513942	9096310	16	44932,3	42624,4	-154,1	89,3
514131	9095996	24	44917,8	44160,7	1382,2	-1461,5
514814	9099860	39	45148,4	41986,2	-792,3	943,6
517940	9101427	25	45029,6	43477,2	698,7	-666,2
514680	9098987	18	45033,6	43406,2	627,7	-591,2
514104	9097941	16	44862,4	42696,7	-81,8	-52,9
510876	9099829	281	45073,8	44269,8	1537,0	-1460,3
510654	9099509	342	44838,8	42972,0	239,2	-397,5
510701	9099315	303	44702,2	42741,1	8,3	-303,2
510628	9099029	269	44709,5	43109,6	376,8	-664,4
510778	9099044	261	44704,2	42691,0	-41,8	-251,1
510860	9099079	232	44794,2	42910,2	177,4	-380,3
510895	9098986	208	44770,2	43198,3	465,5	-692,4
510768	9098966	202	44789,8	43358,0	625,2	-832,5
510643	9098841	199	44783,1	43192,0	459,2	-673,2
510645	9098594	196	44702,9	43042,7	309,9	-604,1
510841	9098432	157	45012,3	43516,4	783,6	-768,4
511010	9098006	131	45003,1	43500,0	767,2	-761,3
511137	9098006	88	44957,6	43685,1	952,3	-991,7
516344	9100445	23	45103,8	43371,1	638,3	-531,6
516432	9100205	30	45103,1	43613,1	880,3	-774,3
516977	9099785	42	44675,5	43207,4	474,6	-796,2
516852	9099966	36	45352,5	43519,6	786,8	-431,4
517217	9099643	65	44894,2	43262,6	529,8	-632,7
517317	9099489	70	45032,7	44179,3	1446,5	-1410,9
517394	9099403	73	44999,8	43983,4	1250,6	-1247,9
517518	9099252	86	45170,7	43749,8	1017,0	-843,4
517673	9099124	118	43508,1	43643,1	910,3	-2399,3

X	Y	Z	B_{ave} (nT)	B_{base} (nT)	B_{VH} (nT)	Δ (nT)
517769	9098922	156	45344,6	43735,7	1002,9	-655,4
517956	9098797	248	44922,1	43799,9	1067,1	-1142,0
518009	9098578	274	45123,2	43909,3	1176,5	-1050,4
518121	9098458	299	45044,3	43953,3	1220,5	-1173,3
518316	9098365	293	45008,0	44261,1	1528,3	-1517,3
517400	9099584	72	45030,1	44062,5	1329,7	-1296,6
520391	9106820	172	44430,0	43669,8	-600,0	32,9
520334	9107007	171	44255,7	43175,2	-1094,6	353,2
520306	9106576	153	44908,5	43897,1	-372,7	284,1
520434	9106383	117	44960,5	43248,0	-1021,8	985,2
520490	9106156	94	44915,3	43122,2	-1147,6	1065,8
520537	9105926	97	44957,6	43222,6	-1047,2	1007,7
520550	9105812	78	45088,0	44068,4	-201,4	292,3
520573	9105759	73	45041,7	44275,8	6,0	38,6
520672	9105640	67	45101,7	44161,8	-108,0	212,6
520827	9105739	68	45276,2	44166,3	-103,5	382,6
520969	9105889	68	43428,8	44013,0	-256,8	-1311,5
521159	9105925	67	44885,4	44431,3	161,5	-273,2
522265	9105522	60	45237,4	44094,9	-174,9	415,2
521255	9105791	68	45019,0	44128,9	-140,9	162,8
521393	9105659	70	44876,7	44398,3	128,5	-248,8
520834	9103234	-	45088,0	44208,7	-61,1	152,0
520992	9103050	53	45005,1	42955,0	-1314,8	1322,8
521101	9102943	56	44844,6	42889,6	-1380,2	1227,7
521235	9102824	56	45083,8	43378,7	-891,1	977,8
521456	9102840	64	45033,8	43726,6	-543,2	579,9
521666	9102753	72	45020,3	43168,7	-1101,1	1124,3
521839	9102725	94	45001,2	42981,6	-1288,2	1292,3
522023	9102428	197	45018,1	43337,5	-932,3	953,3
522143	9102312	211	45179,3	43646,8	-623,0	805,3
522498	9102312	235	45017,3	42920,0	-1349,8	1370,0
522692	9102092	254	45047,7	43043,5	-1226,3	1276,8
522789	9102003	231	44995,0	42884,8	-1385,0	1382,9
522918	9101800	209	45122,1	43006,1	-1263,7	1388,7
522956	9101701	196	45029,9	43227,8	-1042,0	1074,8
523103	9101657	182	44979,7	43404,0	-865,8	848,4
523300	9101602	201	44740,6	43587,2	-682,6	426,1
523315	9101601	218	44680,5	43832,8	-437,0	120,4
526841	9103710	417	45094,7	43230,6	-439,2	536,8
526934	9103660	380	45015,0	42985,2	-684,6	702,5
527134	9103777	386	45032,1	43253,7	-416,1	451,1
527185	9103979	359	45143,1	43098,4	-571,4	717,4

X	Y	Z	B_{ave} (nT)	B_{base} (nT)	B_{VH} (nT)	Δ (nT)
527268	9104196	293	45131,5	43137,0	-532,8	667,1
527167	9104367	246	45352,2	43223,0	-446,8	801,9
526795	9104732	201	45257,9	43854,1	184,3	76,5
526748	9104895	188	45348,6	43307,0	-362,8	714,3
526531	9105157	130	45199,5	43718,5	48,7	153,7
526384	9105318	128	45322,3	43735,0	65,2	260,0
526154	9105608	116	45249,8	43400,8	-269,0	521,6
525944	9105517	95	45159,5	43736,3	66,5	95,9
525698	9105464	85	45221,3	43761,0	91,2	133,0
525476	9105580	95	45234,4	43883,4	213,6	23,7
524958	9105946	130	45071,0	45007,2	1337,4	-1263,5
525055	9106081	191	44991,6	44218,0	548,2	-553,8
524882	9106495	277	44992,8	44058,4	388,6	-392,8
524860	9106495	329	44934,0	43883,5	213,7	-276,8
524897	9107001	371	44900,5	43974,2	304,4	-401,0
524859	9107268	395	44835,6	44129,4	459,6	-621,1
524865	9107502	425	45082,2	44118,1	448,3	-363,2
524846	9107688	459	45054,9	44284,7	614,9	-557,1
524956	9107988	503	44991,3	44160,0	490,2	-496,0
524784	9107852	512	44975,3	44365,7	695,9	-717,7
524526	9107729	528	44912,4	44409,4	739,6	-824,2
524225	9107688	532	44822,0	44351,0	681,2	-856,3
524003	9107654	527	45022,5	44231,8	562,0	-536,6
523741	9107540	531	45086,4	44519,8	850,0	-760,7
523628	9107375	510	43464,6	44373,0	703,2	-2235,7
523715	9107027	486	44992,4	43488,3	-181,5	176,8
523727	9106757	452	44954,7	43256,6	-413,2	370,8
527220	9109758	339	44885,2	44044,6	374,8	-486,7
527410	9109714	326	45076,4	43867,3	197,5	-118,2
527322	9109474	362	45031,0	43379,6	-290,2	324,2
527392	9109315	341	45014,9	42927,3	-742,5	760,3
527596	9109222	328	45000,6	43752,7	82,9	-79,4
527701	9109038	316	44929,2	43788,4	118,6	-186,6
527716	9108804	317	44913,6	43009,3	-660,5	577,1
528043	9108748	309	44887,7	43128,2	-541,6	432,2
528242	9108704	321	45003,9	43413,9	-255,9	262,8
528319	9108488	361	44804,3	43664,2	-5,6	-187,2
528561	9108376	368	45036,3	44208,0	538,2	-499,0
528690	9108300	354	44914,4	43942,3	272,5	-355,2
528838	9108256	336	44918,3	43933,2	263,4	-342,2
528942	9108253	331	44910,8	44101,2	431,4	-517,7
529557	9107886	-	44968,4	44163,2	493,4	-522,1

X	Y	Z	B_{ave} (nT)	B_{base} (nT)	B_{VH} (nT)	Δ (nT)
529633	9107917	193	45257,9	43851,4	181,6	79,2
529135	9108158	307	44910,8	43851,4	181,6	-267,9
529279	9107739	201	45171,1	43664,2	-5,6	179,6
529745	9107324	221	45113,4	44268,4	1037,8	-921,5
529592	9107277	258	45156,1	44218,0	987,3	-828,4
529849	9107052	288	45115,5	44504,9	1274,3	-1155,9
529887	9106895	298	45197,1	44516,1	1285,4	-1085,4
530071	9106739	323	45304,9	44281,3	1050,7	-742,9
530268	9106804	355	45257,7	44398,2	1167,6	-907,0
530469	9106613	392	45325,3	44201,7	971,1	-642,8
530425	9106195	420	45154,5	44098,4	867,7	-710,4
536217	9106078	451	45126,0	44217,9	987,3	-858,4
530037	9106043	475	45198,7	44132,3	901,7	-700,1
530425	9106195	420	45154,5	44235,4	1004,7	-847,4
536217	9106078	451	45126,0	44422,1	1191,5	-1062,6
530037	9106043	475	45198,7	44168,8	938,2	-736,6
530160	9106081	490	45145,5	44152,9	922,2	-773,8
530216	9106028	496	45164,6	44200,3	969,6	-802,2
537482	9110073	456	44628,0	43837,2	606,6	-975,7
537132	9109582	396	45498,2	43545,1	314,4	186,7
536673	9109716	346	45421,4	43560,6	330,0	94,3
536481	9109394	331	44456,9	43565,9	335,3	-875,5
536327	9108956	320	45180,2	44009,3	778,6	-595,6
536119	9108627	324	45212,8	44075,8	845,2	-629,5
536126	9108087	325	45306,7	44082,6	852,0	-542,3
535928	9107891	319	45246,8	44396,7	1166,1	-916,4
535619	9108014	300	45217,8	44297,3	1066,6	-846,0
535303	9107977	269	44754,3	43889,5	658,9	-901,7
534970	9108031	253	45544,2	44165,1	934,5	-387,3
534562	9107977	244	45276,3	43808,5	577,8	-298,6
534293	9108148	236	45224,5	44383,7	1153,1	-925,6
534143	9108372	234	44935,4	44598,9	1368,3	-1429,9
533886	9108476	233	45153,8	44112,1	881,5	-724,8
533522	9108633	229	44784,9	44087,1	856,5	-1068,7
532420	9108845	216	45190,6	44184,6	953,9	-760,5
532419	9109273	249	44881,3	44187,8	957,1	-1072,9
532423	9109687	288	44994,3	44120,8	890,1	-893,0
532209	9110028	346	45163,5	44100,3	869,6	-703,3
531996	9110112	387	44981,6	44180,1	949,4	-965,0
531875	9110398	435	45252,5	43964,2	733,6	-478,2
531842	9110745	474	44450,3	43886,0	655,3	-1202,1
531718	9110904	478	44738,5	44469,5	1238,9	-1497,5

X	Y	Z	B_{ave} (nT)	B_{base} (nT)	B_{VH} (nT)	Δ (nT)
531922	9111548	594	45219,4	43645,0	414,4	-192,1
531933	9111269	529	46987,4	44283,3	1052,7	937,6
531888	9111734	631	45357,1	43267,6	36,9	323,1
531739	9111686	662	45113,5	43321,5	90,9	25,5
531692	9111769	686	45176,8	43561,3	330,7	-151,0
531664	9111936	694	45363,3	43656,6	426,0	-59,8
531663	9112161	727	45316,8	43632,6	402,0	-82,3
531647	9112334	741	45163,1	44266,1	1035,4	-869,5
531723	9112552	749	44941,5	44080,7	850,0	-905,7
529690	9107596	137	45143,7	44387,2	1156,6	-1010,0
530969	9108344	182	44453,4	44786,2	1555,6	-2099,3
532293	9108759	200	45015,4	43903,1	672,5	-654,2
532795	9108527	220	45144,2	44095,8	865,2	-718,1
507699	9095697	238	45013,4	43311,0	-957,4	973,6
507364	9095068	204	44850,7	42671,0	-1597,4	1451,0
507643	9094507	159	45045,9	43138,5	-1129,9	1178,7
508228	9094358	74	44978,4	44129,4	-139,0	120,3
508553	9094206	33	45070,4	44422,7	154,3	-81,0
507965	9096033	269	44596,5	43789,8	-478,6	78,0
507752	9096338	320	44684,7	44065,5	-202,9	-109,5
506745	9096498	408	44644,0	44043,3	-225,1	-127,9
506440	9096677	422	44865,6	43611,8	-656,6	525,1
505892	9096599	421	44713,5	44504,2	235,8	-519,4
505209	9096881	397	44719,8	43255,6	-1012,8	735,5
504930	9097202	402	44809,3	43962,2	-306,2	118,4
504644	9097462	394	44331,7	43851,7	-416,7	-248,8

BIOGRAFI PENULIS



Penulis lahir di Jombang tanggal 2 Juli 1994 dan memulai pendidikan formal di MI Perguruan Muallimat Cukir antara tahun 2000-2006. Selanjutnya, penulis melanjutkan pendidikan di MTs Perguruan Muallimat Cukir antara tahun 2006-2009, kemudian di SMA Negeri 3 Jombang antara tahun 2009-2012. Pendidikan Sarjana ditempuh selama 4 tahun di Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FMIPA), Universitas Negeri Surabaya (Unesa) antara tahun 2012-2016. Selama mengikuti perkuliahan sarjana, penulis mendapatkan Beasiswa Bidikmisi dari Kemenristek Dikti. Pada akhir Semester 8 dan setelah kelulusan, penulis aktif mengikuti seminar nasional maupun internasional dalam negeri dan juga menjadi *author* dan *co-author* dari beberapa artikel yang dipublikasikan di jurnal nasional (tak terakreditasi dan terakreditasi) maupun di jurnal internasional bereputasi terindeks Scopus. Kemudian, pada tahun 2018 penulis melanjutkan studi jenjang magister, S-2 Prodi Fisika, Departemen Fisika, Fakultas Sains dan Analitika Data, Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya selama 4 semester antara tahun 2018-2020.