

**IDENTIFIKASI STRUKUR BATUAN BAWAH PERMUKAAN
MENGUNAKAN METODE GEOLISTRIK KONFIGURASI
WENNER-ALPHA DI DAERAH CILAYUNG JATINANGOR**

SKRIPSI

**Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Jurusan
Fisika Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Islam Negeri Sunan Gunung Djati
Bandung**



Ahmad Fairuzi

1167030004

**JURUSAN FISIKA
FAKULTAS SAINS DAN TEKNOLOGI
UNIVERSITAS ISLAM NEGERI SUNAN GUNUNG DJATI BANDUNG**

2021

LEMBAR PERSETUJUAN

**IDENTIFIKASI STRUKUR BATUAN BAWAH PERMUKAAN
MENGUNAKAN METODE GEOLISTRIK KONFIGURASI
WENNER-ALPHA DI DAERAH CILAYUNG JATINANGOR**

Ahmad Fairuzi

1167030004

Menyetujui,

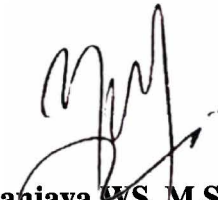
Pembimbing 1,



Dr. rer.nat. Imamal Muttaqien

NIP. 198310062009121009

Pembimbing 2,



Mada Sanjaya WS, M.Si., Ph.D

NIP. 198510112009121005

Mengetahui,

Dekan

Fakultas Sains dan Teknologi,



Dr. Hasniah Aliah

NIP. 197911172011011005

Ketua

Jurusan Jurusan Fisika,



Dr. Moh. Nurul Subhki

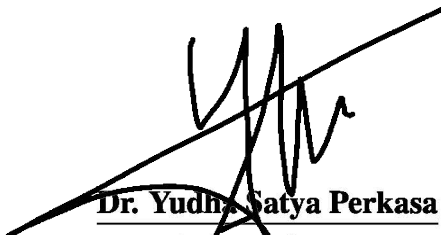
NIP. 198102012009121003

LEMBAR PENGESAHAN

Skripsi dengan judul : "**Identifikasi struktur batuan bawah permukaan menggunakan metode geolistrik konfigurasi wenner alpha di daerah cilayung jatinangor**" telah dipertanggung jawabkan dalam sidang Munaqasyah Jurusan Jurusan Fisika Fakultas Sains dan Teknologi UIN Sunan Gunung Djati Bandung pada 26 Desember 2019, dengan majelis yang terdiri dari:


Menyetujui ,

Penguji I



Dr. Yudha Satya Perkasa
NIP. 197911172011011005


Penguji II,



Dr. Moh. Nurul Subhki
NIP. 198102012009121003


Mengetahui ,

Ketua Sidang,



Dr. rer.nat. Imamal Muttaqien
NIP. 198310062009121009

Sekretaris Sidang,



Mada Sanjaya WS, M.Si., Ph.D
NIP. 198510112009121005

ABSTRAK

Nama : Ahmad Fairuzi
Program Studi : Jurusan Fisika
Judul : Identifikasi struktur batuan bawah permukaan menggunakan metode geolistrik konfigurasi wenner alpha di daerah cilayung jatinangor

Telah dilakukan penelitian menggunakan metode geolistrik konfigurasi *wenner alpha* di daerah Cilayung Jatinangor Kabupaten Sumedang Jawa Barat yang bertujuan untuk mengidentifikasi struktur batuan bawah permukaan di daerah tersebut. Penelitian ini dilakukan pada 25 November 2020 dengan menggunakan empat lintasan sejajar dengan masing-masing panjang lintasannya 150 meter dengan jarak 10 m pada setiap elektroda menggunakan *resistivitymeter* sebagai alat dalam pengambilan data dan software pyGIMLi sebagai perangkat lunak untuk mengolah data penelitian. Software pyGIMLi akan menghasilkan data berupa penampang 2D untuk menunjukkan struktur batuan bawah permukaan yang berada di daerah penelitian. Hasil yang didapatkan dari empat lintasan tersebut menunjukkan bahwa di daerah Cilayung memiliki struktur batuan berupa batuan basal, kerikil dan adhesit dengan rentan nilai resistivitas $7.24 - 474 \Omega m$

Kata Kunci: Geolistrik, pyGIMLi, Resistivitymeter, Resistivitas, Wenner-Alpha, elektroda.

ABSTRACT

Name : Ahmad Fairuzi
Studies Program : Physics
Title : *Identification of under surface rock structures using the geoelectric method of Wenner alpha configuration in the Cilayung Jatinangor area*

Research has been carried out using the geoelectric method of the textit wenner alpha configuration in the Cilayung Jatinangor area, Sumedang Regency, West Java, which aims to identify subsurface rock structures in the area. This research was conducted on November 25, 2020 using four parallel trajectories with each path length of 150 meters with a distance of 10 m on each electrode using textit resistivitymeter as a tool for data collection and pyGIMLi software as software for processing research data. PyGIMLi software will generate 2D cross-sectional data to show subsurface rock structures in the study area. The results obtained from the four lines indicate that the Cilayung area has a rock structure in the form of basalt, gravel and adhesite with susceptible resistivity values of 7.24 - 474 Ω m.

Keyword: Geoelectric, pyGIMLi, Resistivitymeter, Resistivity, Wenner-Alpha, electrode

KATA PENGANTAR

Segala puji bagi Allah Tuhan semesta alam, yang telah memberi beribu-ribu nikmat serta karunianya kepada kita semua, sehingga penulis dapat melaksanakan dan menyelesaikan proposal tugas akhir ini. Sholawat serta salam semoga selalu tercurahkan kepada baginda Nabi kita Muhammad SAW, keluarga dan sahabat-sahabatnya.

Proposal tugas akhir dengan judul **Identifikasi struktur batuan lapisan bawah permukaan menggunakan metode Wenner-Alpha di Daerah Cilayung Jatiningor** ini disusun untuk memenuhi salah satu syarat kelulusan untuk mendapatkan gelar sarjana Jurusan Fisika, Fakultas Sains dan Teknologi, UIN Sunan Gunung Djati Bandung dengan judul Identifikasi struktur batuan bawah permukaan menggunakan metode geolistrik konfigurasi Wenner Alpha di Daerah Cilayung Jatiningor

Dengan segala kerendahan hati, penulis mengucapkan banyak terimakasih kepada pihak yang telah membantu, baik dalam pikiran maupun tenaga. Oleh karena itu penulis mengucapkan terimakasih banyak kepada:

1. Allah SWT atas rahmat dan kemudahan sehingga penulis dapat menyelesaikan SKRIPSI ini tanpa kekurangan sesuatu apapun.
2. Keluarga tercinta, terutama Bapak Rahmat Yuda dan Ibu Siti Nuryati, serta kakak kandung yaitu Rifa Faizal Muharram dan adik kandung Gadis Aisyah Aprillia yang telah memberi dukungan baik doa, moril maupun material.
3. Dosen Pembimbing Bapak Dr. rer.nat. Imamal Muttaqien, yang telah banyak memberikan ilmu dalam dunia perkuliahan, serta memberikan banyak wawasan, bimbingan, arahan serta sarana-sarana dalam menyelesaikan SKRIPSI ini.

4. Bapak Dr. M. Nurul Subkhi selaku Ketua Jurusan Fisika Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Islam Negeri Sunan Gunung Djati Bandung yang telah mengizinkan penulis untuk melaksanakan penelitian SKRIPSI ini.
5. Seluruh dosen Fisika UIN Sunan Gunung Djati Bandung yang telah banyak mengajarkan penulis tentang ilmu Fisika dengan penuh keikhlasan. Semoga Allah SWT memberkati tiap ilmu yang diberikan kepada penulis.
6. Ikatan Mahasiswa Geofisika (IMGF-CORE) Universitas Islam Negeri Sunan Gunung Djati Bandung angkatan 2015 dan 2016 yang telah memberikan support dan nasihat kepada penulis.
7. Teman-teman Fisika UIN Sunan Gunung Djati Bandung angkatan 2016 khususnya Daimah Nur Fauziah, Dandi Septiandi dan Fahmi Fathun yang telah banyak memberi dukungan.

Penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan dalam menyusun laporan ini, oleh karena itu penulis mengucapkan banyak terimakasih kepada semua pihak yang terlibat yang telah banyak membantu semoga mendapat balasan dari Allah SWT. Akhir kata penullis semoga proposal ini dapat memberikan manfaat khususnya untuk penulis dan umumnya bagi pembaca.

Bandung, 21 September 2021

Penulis

DAFTAR ISI

LEMBAR PERSETUJUAN	i
LEMBAR PENGESAHAN	ii
ABSTRAK	iii
ABSTRACT	iv
KATA PENGANTAR	v
DAFTAR ISI	viii
DAFTAR GAMBAR	ix
DAFTAR TABEL	x
1 PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan masalah	2
1.3 Batasan Masalah	2
1.4 Tujuan Penelitian	3
1.5 Sistematika Penulisan	3
2 TINJAUAN PUSTAKA	4
2.1 Metode Geolistrik	4
2.2 Konduktifitas Batuan	5
2.3 Resistivitas Batuan	7
2.4 Aliran Listrik Dalam Bumi	8
2.4.1 Sumber Arus Tunggal Di Dalam Bumi	9
2.4.2 Sumber Arus Tunggal Di Permukaan	11

2.4.3	Dua Elektroda Arus Permukaan	12
2.5	Faktor Geometri	13
2.5.1	Konfigurasi <i>Wenner</i>	14
2.6	Konfigurasi <i>Wenner Alpha</i>	15
2.7	pyGIMLI	16
3	METODE PENELITIAN	17
3.1	Lokasi Penelitian	17
3.2	Alat Yang Digunakan	18
3.3	Akuisisi Data	18
3.4	Pengolahan Data	19
3.5	Inversi	19
3.6	Inversi non-linier	21
3.7	Non-uniqueness linear	24
3.8	Software pyGIMLi	25
3.9	Diagram Alir	28
4	Hasil dan Pembahasan	29
4.1	Lintasan 1	29
4.2	Lintasan 2	32
4.3	Lintasan 3	34
4.4	Lintasan 4	36
5	PENUTUP	38
5.1	Kesimpulan	38
5.2	Saran	38
	DAFTAR PUSTAKA	39
	LAMPIRAN	41
A	Riwayat Hidup	41

DAFTAR GAMBAR

2.1	Prinsip kerja metode geolistrik	5
2.2	Silinder Konduktor	6
2.3	Titik sumber arus yang ditanamkan dalam medium homogen.	11
2.4	Titik sumber arus di permukaan tanah medium homogen	12
2.5	Dua elektroda arus dan potensial dipermukaan bumi homogen	13
2.6	Konfigurasi elektroda untuk faktor geometri	13
2.7	Susunan elektroda konfigurasi <i>Wenner</i>	14
2.8	Konfigurasi elektroda(Loke, 2004)	15
3.1	lokasi penelitian	17
3.2	Lokasi Lintasan 1, 2, 3 4.	17
3.3	Parameter Model	20
3.4	Diagram Alir Penelitian	28
4.1	Model Resistivitas 2D Lintasan 1	30
4.2	Grafik Data Fit Lintasan 1	31
4.3	Model Resistivitas 2D Lintasan 2	32
4.4	Grafik Data Fit Lintasan 2	33
4.5	Model Resistivitas 2D Lintasan 3	34
4.6	Grafik Data Fit Lintasan 3	35
4.7	Model Resistivitas 2D Lintasan 4	36
4.8	Grafik Data Fit Lintasan 4	37

DAFTAR TABEL

2.1	Variasi Resistivitas Material Bumi (Batuan). (Telford <i>et al.</i> , 1990)	8
-----	---	---

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Metode survei resistivitas atau geolistrik merupakan salah satu metode eksplorasi geofisika tertua dan paling umum digunakan (Reynolds, 2011). Penelitian ini dilakukan untuk menambah pengetahuan, sedangkan tujuan dari digunakannya metode geolistrik adalah untuk menghitung tahanan listrik bawah permukaan yang besarnya tidak diketahui. Pengukuran untuk metode geolistrik dilakukan dengan melewatkan arus ke dalam tanah melalui dua elektroda arus dan mengukur perbedaan tegangan yang dihasilkan pada dua elektroda potensial. Dalam bentuk paling dasar, metode ini memiliki sumber arus dan jalur pengukur tegangan yang dihubungkan dengan kabel ke minimal empat elektroda (Loke *et al.*, 2013).

Menurut (Burger *et al.*, 2006) sejak pertama kali metode resistivitas digunakan pada awal tahun 1920-an dan hingga akhir 1980-an, metode ini pada dasarnya telah digunakan sebagai metode pemetaan satu dimensi (model 1D). Namun di area yang cukup kompleks pemodelan 1D tidak cukup akurat. Selama 25 tahun terakhir, telah terjadi banyak perbaikan pada metode geolistrik yang mana model dua dimensi (2D) sekarang banyak digunakan untuk penelitian di area yang cukup kompleks. Sementara pemodelan tiga dimensi (3D) banyak digunakan di daerah dengan geologi yang sangat kompleks yang hasilnya lebih detail dari pemodelan 2D (Loke *et al.*, 2013). Menurut (Szczygieł *et al.*, 2019) panjang lintasan minimal agar memperoleh data yang baik adalah sebesar 150 meter. Pada penelitian milik (Szczygieł *et al.*, 2019) melakukan penelitian menggunakan metode *electrical resistivity tomography* dengan arus searah (DC) untuk menemukan nilai resistivitas batuan berdasarkan hukum ohm.

Penelitian ini dilakukan untuk mendapatkan model 2D agar dapat mengetahui struktur batuan lapisan bawah permukaan di daerah Cilayung Jatinangor. Penulis melakukan pengambilan data untuk penelitian menggunakan metode geolistrik konfigurasi wenner alpha di daerah Cilayung Jatinangor. Wenner alpha adalah salah satu jenis metode geolistrik tahanan jenis seperti metode wenner alpha, wenner gamma, wenner beta, pole-pole, pole-dipole, dipole-dipole, equatorial dipole-dipole dan wenner-schlumberger. konfigurasi wenner alpha memiliki susunan elektroda C1-C2-P1-P2.

Menurut(Loke, 2004) Sensitivitas yang dimiliki oleh wenner alpha adalah yang paling besar dibawah arah vertical tetapi kurang *sensitive* terhadap arah horizontal. Faktor geometri dari wenner alpha adalah $K = 2\pi a$ Sehingga wenner alpha memiliki sinyal yang kuat dan baik digunakan untuk daerah yang memiliki noise tinggi. Penulis mengolah data penelitian ini dengan menggunakan pyGIMLI, yang mana pyGIMLI merupakan *open source library* untuk pemodelan dan inversi dalam geofisika. Menurut (Rücker *et al.*, 2017) pyGIMLi memiliki sifat yang bebas, fleksibel dan juga kompetible dengan lintas plat form yang membuat pyGIMLi banyak digunakan dalam penelitian ilmiah Geofisika.

1.2 Rumusan masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah dipaparkan didapatkan rumusan masalah yaitu bagaimana mengidentifikasi struktur batuan bawah permukaan tanah yang berada di daerah Cilayung Jatinangor menggunakan metode geolistrik wenner alpha.(Grandis, 2009)

1.3 Batasan Masalah

Dalam penelitian ini batasan masalah yang digunakan oleh penulis yaitu mengetahui struktur batuan menggunakan metode Geolistrik model 2D konfigurasi Wenner Alpha yang selanjutnya akan menghasilkan jenis batuan apa yang ada di daerah penelitian tersebut.

1.4 Tujuan Penelitian

Berdasarkan rumusan masalah di atas maka penelitian ini bertujuan untuk mendapatkan model 2D untuk mengetahui struktur batuan lapisan bawah permukaan tanah di daerah Cilayung Jatinangor.

1.5 Sistematika Penulisan

Pembahasan pokok pada penelitian ini akan diuraikan secara singkat setiap babnya seperti berikut ini:

1. BAB I

Pendahuluan mendeskripsikan penelitian yang melatar belakangi mengenai penentuan nilai resistivitas lapisan bawah permukaan tanah yang terdapat di daerah Cilayung Jatinangor dengan menggunakan metode geolistrik konfigurasi wenner alpha dan pengolahan data menggunakan *opensource library* pyGIMLI, rumusan masalah, tujuan penelitian dan sistematika penulisan.

2. BAB II

Tinjauan pustaka berisikan teori-teori yang mendasari tentang penelitian ini.

3. BAB III

Metode penelitian membahas mengenai bagaimana proses penelitian secara lengkap yang berisikan waktu, tempat dan pelaksanaan penelitian, langkah-langkah pengolahan data geolistrik menggunakan *software pyGIMLi*.

4. BAB IV

Hasil dan pembahasan berisi tentang hasil penelitian dari interpretasi data Geolistrik Resistivitas secara 2D dan dikorelasikan dengan *software Pygimli* untuk mengetahui lapisan struktur bawah tanah.

5. BAB V

Penutup berisi kesimpulan dari hasil penelitian serta saran untuk mengembangkan penelitian selanjutnya.

BAB 2

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Metode Geolistrik

Menurut (LOKE, 2000) metode geolistrik adalah metode yang mempelajari sifat listrik (hambatan jenis) dari lapisan batuan dalam bumi. Geolistrik juga merupakan salah satu metode geofisika untuk mempelajari sifat arus listrik yang ada di bumi dan untuk mengetahui perubahan yang terjadi pada tahanan lapisan batuan yang berada di bawah permukaan tanah dengan cara melewatkan arus searah (DC) yang memiliki tegangan tinggi kedalam tanah (Robinson, 1998). Prinsip kerja geolistrik adalah dengan menyuntikan arus listrik ke dalam elektroda yang telah ditancapkan ke tanah dengan jarak yang telah ditentukan seperti pada gambar 2.1. Semakin jauh jarak arus antar elektroda maka aliran arus listrik akan dapat menembus lapisan batuan yang lebih dalam (Loke, 1999).

Metode geolistrik mengacu pada hukum ohm yang mana penerapannya yaitu terdapat benda berbentuk silinder dengan resistivitas listrik dari suatu bahan (R) dengan bentuk silinder yang berbanding lurus dengan panjangnya (L) dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya (A), berikut penulisan rumus (Zohdy *et al.*, 1974) :

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.1)$$

Keterangan

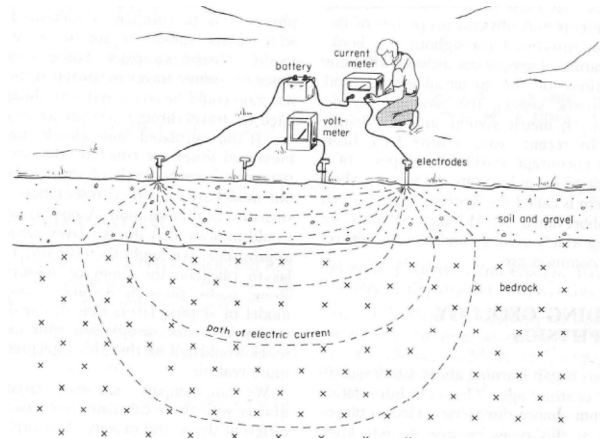
R = Tahanan (Ω)

L = Panjang Material

A = Luas Penampang Material (m^2)

ρ = Resistivitas material (Ωm)

Yang mana ρ merupakan resistivitas listrik atau resistansi spesifik listrik yang termasuk ke dalam karakteristik material yang tidak bergantung pada bentuk atau ukurannya.



Gambar 2.1: Prinsip kerja metode geolistrik
(Ahmed, 2014)

2.2 Konduktifitas Batuan

Batuan merupakan bagian dari kerak bumi yang terdiri dari kumpulan suatu material. Jika dilihat dari warna, kekerasan maupun mineral yang membentuknya. Hal ini dikarenakan batuan termasuk jenis material, material ini mengakibatkan batuan memiliki sifat kelistrikan. Arus listrik yang dihasilkan berasal dari alam yang terjadi karena adanya ketidakseimbangan atau adanya arus listrik yang dengan sengaja dimasukkan ke dalam bumi. Sifat kelistrikan mineral penyusun batuan merupakan bagian dari sifat resistivitas dan konduktivitasnya, hal ini menyebabkan timbul suatu respon terhadap *input* yang diberikan. Dengan memberikan *input* berupa energi maka mineral akan merespon berupa *output* yang sesuai dengan sifat-sifat mineral yang ada. Khususnya jika *input* berupa arus listrik, maka respon atau *output* yang diberikan akan berupa beda potensial listrik.

karakteristik yang digunakan untuk mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi yaitu konduktivitas dan resistivitas. Konduktivitas listrik batuan merupakan kuantitas fisik yang menggambarkan kemampuan suatu bahan untuk menghantarkan arus

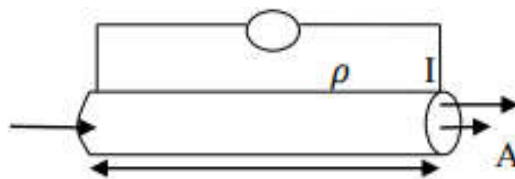
listrik. Konduktivitas merupakan sifat aliran listrik dari suatu batuan. Batuan terdiri atas atom-atom yang terikat secara ionik dan kovalen. Ikatan ini yang mengakibatkan batuan mempunyai sifat menghantarkan arus listrik. Ada tiga macam golongan aliran arus listrik di dalam batuan, antara lain:(Telford *et al.*, 1990)

1. Konduksi Elektronik

Konduksi secara elektronik merupakan aliran arus listrik yang berada pada batuan dengan tipe normal. Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral memiliki banyak elektron bebas sehingga menyebabkan arus listrik dapat dengan mudah mengalir pada batuan ini. Contohnya, batuan yang banyak mengandung logam.

jika ditinjau suatu silinder dengan panjang L dalam m , luas penampang A dalam m^2 , dan resistansi R dalam Ωm , maka dapat dirumuskan:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.2)$$



Gambar 2.2: Silinder Konduktor
(Reynolds, 2011)

Besarnya nilai resistivitas dari silinder konduktor pada **Gambar 2.2** dapat ditentukan dengan menggunakan **Persamaan 2.2**

Resistansi R dalam Ω diberikan dalam bentuk tegangan V dalam Volt (V) yang diterapkan melintasi ujung silinder dan arus I dalam Ampere (A) yang dihasilkan mengalir melaluinya. Menurut hukum ohm :

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.3)$$

sehingga didapatkan nilai resistivitas ρ :

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (2.4)$$

Kebalikan dari resistivitas adalah konduktivitas σ dengan satuan $mhos/m$.

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{IL}{VA} = \left(\frac{I}{A}\right) \left(\frac{L}{V}\right) = \frac{J}{E} \quad (2.5)$$

Yang mana J adalah kerapatan arus A/m^2 dan E adalah medan listrik $volt/m$

2. Konduksi Elektrolitik

Konduksi secara elektrolitik biasanya terjadi pada batuan yang bersifat porous dan pori-pori batuan tersebut berisikan cairan elektrolit. Konduksi ini lebih lambat dari pada konduksi elektronik karena pada konduksi elektrolitik, arus mengalir melalui ion dalam tanah.

3. Konduksi Dielektrik

Konduksi secara dielektrik terjadi jika batuan bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, yaitu terjadinya polarisasi ketika bahan dialiri arus listrik.

2.3 Resistivitas Batuan

Metode geolistrik yang digunakan untuk mempelajari sifat aliran listrik yang berada di dalam batuan di bawah permukaan bumi dan mempelajari keadaan bawah tanah permukaan yaitu metode resistivitas batuan. Prinsip kerja pada resistivitas batuan yaitu arus listrik yang diinjeksikan ke dalam bumi melalui dua elektroda arus dan beda potensial yang dapat diukur melalui dua elektroda potensial. Dari hasil pengukuran beda potensial dan arus didapatkan variasi nilai resistivitas listrik pada lapisan yang berada di bawah titik ukur (Kearey *et al.*, 2002).

Berdasarkan nilai resistivitasnya, suatu bahan dapat digolongkan menjadi tiga yaitu konduktor, isolator dan semikonduktor. Konduktor merupakan suatu bahan yang memiliki resistivitas kurang dari $10^{-8} \Omega m$, isolator memiliki resistivitas lebih dari $10^7 \Omega m$. Sedangkan dengan resistivitas diantara kedua bahan tersebut dapat didefinisikan sebagai bahan semikonduktor. Di dalam konduktor berisi banyak elektron bebas dengan gerkan yang sangat tinggi. Bahan semikonduktor memiliki jumlah elektron bebas yang lebih sedikit, sedangkan isolator dicirikan dengan ikatan ionik sehingga elektron-elektron valensi tidak bebas bergerak (Telford *et al.*, 1990).

Berdasarkan nilai resistivitas listriknya, batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi tiga macam (Telford *et al.*, 1990) yaitu:

1. Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1 \Omega m$
2. Konduktor pertengahan : $1 < \rho < 10^7 \Omega m$
3. Isolator : $\rho > 10^7 \Omega m$

Setiap material didalam bumi mempunyai rentang resistivitas yang berbeda-beda

Table 2.1: Variasi Resistivitas Material Bumi (Batuan). (Telford *et al.*, 1990)

No	Bahan	Resistivitas (Ωm)
1	Udara(dimuka bumi)	-
2	Pirit	3×10^{-1}
3	Galana	2×10^{-5}
4	Kwarsa	4×10^{10} s.d 2×10^{14}
5	Kalsit	1×10^{12} s.d 1×10^{13}
6	Batuan Garam	30 s.d 1×10^{13}
7	Mika	9×10^{12} s.d 1×10^{14}
8	Gabro	1×10^5 s.d 1×10^6
9	Basalt	10 s.d 1×10^7
10	Batuan Gamping	50 s.d 1×10^7
11	Batuan Pasir	1 s.d 1×10^8
12	Batuan Serpih	20 s.d 1×10^3
13	Dolomit	10^2 s.d 10^4
14	Alluvium dan Pasir	1 s.d 10^3
15	Lempung	1 s.d 10^2
16	Air Tanah	0,5 s.d 3×10^2
17	Air laut	0,2
18	Air Lindi	< 10
19	Tuff	2×10^3 (basah) 10^5 (kering)

2.4 Aliran Listrik Dalam Bumi

Bila arus listrik mengalir dalam sebuah medium yang homogen dan isotropik, dengan δA adalah luas permukaan medium dan J adalah rapat arus dalam $Ampere/m^2$, maka kuat arus yang melewati bidang δA adalah : (Imaduddin *et al.*,

2017)

$$I = J \cdot \delta A \quad (2.6)$$

Menurut hukum Ohm, hubungan antar rapat arus (J) dan medan listrik (E) yaitu :

$$J = \sigma E \quad (2.7)$$

dengan E adalah medan listrik dalam ($Volt/m$) dan σ adalah konduktivitas medium dalam (S/m)

Medan listrik adalah gradien dari perubahan scalar potensial listrik,

$$E = -\nabla V \quad (2.8)$$

Maka akan diperoleh persamaan rapat arus J

$$J = -\sigma \nabla V \quad (2.9)$$

Apabila pada daerah pengukuran tidak terdapat sumber muatan yang terakumulasi, maka berdasarkan persamaan Laplace bahwa potensial listrik adalah

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.10)$$

2.4.1 Sumber Arus Tunggal Di Dalam Bumi

Misalkan arus diinjeksikan melalui elektroda yang ditanamkan kedalam medium homogen dan isotropic. Ditinjau dari laplacian kordinat bola.

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{1}{\sin \Theta} \frac{\partial}{\partial \Theta} \left(\sin \Theta \frac{\partial V}{\partial \Theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \Theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} \quad (2.11)$$

Karena yang ditinjau bumi seperti bola dan keadaan bumi yang ditinjau dalam keadaan statis maka laplacian yang digunakan hanya merupakan fungsi dari jari-jari atau r . Sehingga menjadi :

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) \quad (2.12)$$

Nilai dari $\nabla^2 V = 0$ maka

$$\frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \quad (2.13)$$

$$\frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \quad (2.14)$$

Di integralkan $\int \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = \int 0$ sehingga mendapatkan hasil

$$dV = \frac{A}{r^2} dr \quad (2.15)$$

Di integralkan sekali lagi $\int dV = \int \frac{A}{r^2} dr$ sehingga mendapatkan hasil

$$V = -\frac{A}{r} + B \quad (2.16)$$

A dan B adalah konstanta. Karena $V = 0$ pada saat r mendekati tak hingga diperoleh $B = 0$. Sehingga arus listrik mengalir secara radial pada semua arah dari titik elektroda. Maka jumlah arus yang melintasi permukaan bola ($4\pi r^2$: luas permukaan bola) diberikan oleh persamaan:

$$I = 4\pi r^2 J = -4\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr} = -4\pi \sigma A \quad (2.17)$$

$$A = -\frac{I}{4\pi \sigma} \quad (2.18)$$

Karena $\sigma = \frac{1}{\rho}$ maka

$$A = -\frac{I\rho}{4\pi} \quad (2.19)$$

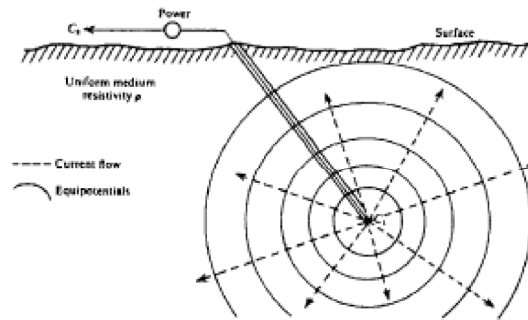
Sehingga

$$V = \left(\frac{I\rho}{4\pi} \right) \frac{1}{r} \quad (2.20)$$

Atau

$$\rho = \frac{4\pi r V}{I} \quad (2.21)$$

Garis equipotensial yang orthogonal terhadap garis aliran arus listrik akan membentuk permukaan bola dengan r yang konstan. Keadaan ini dapat dilihat dalam **Gambar 2.3**



Gambar 2.3: Titik sumber arus yang ditanamkan dalam medium homogen.
(Telford *et al.*, 1990)

2.4.2 Sumber Arus Tunggal Di Permukaan

Jika arus listrik diinjeksikan melalui elektroda ditanam di permukaan tanah yang homogen dan isotropic dan udara di atasnya dianggap mempunyai konduktivitas nol. Arus yang mengalir di dalam medium bumi akan membentuk permukaan equipotensial dalam ruang setengah bola. Sehingga dalam hal ini persamaan Laplace dalam koordinat bola dapat digunakan, solusinya telah diberikan oleh **Persamaan 2.16** dengan $B = 0$ pada $V = 0$, dan σ udara adalah nol, sehingga semua arus listrik akan mengalir melalui permukaan setengah bola di medium bawah permukaan, maka

$$I = 2\pi r^2 J = -2\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr} = -2\pi \sigma A \quad (2.22)$$

Sehingga konstanta integrasi untuk setengah bola yaitu

$$A = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.23)$$

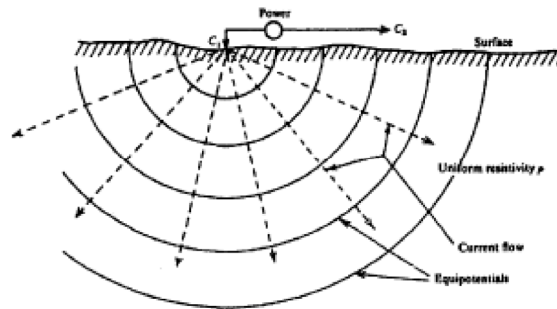
Diperoleh

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.24)$$

Atau

$$\rho = \frac{2\pi r V}{I} \quad (2.25)$$

Garis equipotensial pada permukaan setengah bola berada di bawah tanah, seperti **Gambar 2.4**



Gambar 2.4: Titik sumber arus di permukaan tanah medium homogen
(Telford *et al.*, 1990)

2.4.3 Dua Elektroda Arus Permukaan

Persamaan potensial pada **Persamaan 2.24** atau **Persamaan 2.25** dapat diperluas untuk dua elektroda arus yang ditempatkan dipermukaan bumi dengan jarak dua elektroda yang berhingga. Sehingga potensial pada titik-titik di permukaan bumi dipengaruhi oleh kedua elektroda arus tersebut dapat dilihat pada gambar **Gambar 2.5**. Pengukuran beda potensial antara dua titik elektroda potensial pada suatu titik P di **Gambar 2.5** merupakan penjumlahan potensial akibat kedua elektroda arus, sehingga persamaan elektroda potensialnya dapat ditulis :

$$V_1 = \left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \frac{1}{r_1} \quad (2.26)$$

dan

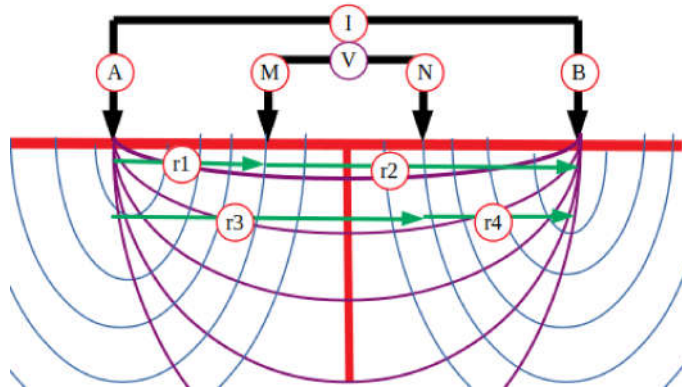
$$V_2 = \left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \frac{1}{r_2} \quad (2.27)$$

beda potensial di titik P_1 akibat arus C_1 dan C_2 menjadi :

$$V_1 - V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.28)$$

demikian pula potensial yang timbul pada titik p_2 akibat arus dari elektroda C_1 dan C_2 , sehingga beda potensialnya :

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (2.29)$$

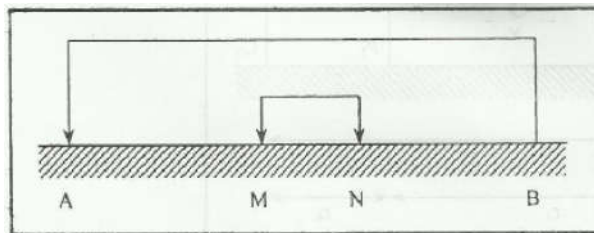


Gambar 2.5: Dua elektroda arus dan potensial dipermukaan bumi homogen (Telford *et al.*, 1990)

2.5 Faktor Geometri

Suatu besaran yang berfungsi sebagai faktor untuk mengoreksi berbagai konfigurasi elektroda disebut sebagai faktor geometri. Faktor geometri yang diturunkan untuk konfigurasi elektroda seperti **Gambar 2.6** dengan *M* dan *N* sebagai elektroda potensial sedangkan *A* dan *B* sebagai elektroda arus.

Pada metode geolistrik, pengukuran potensial dilakukan dengan menggunakan dua buah elektroda potensial seperti **Gambar 2.6**



Gambar 2.6: Konfigurasi elektroda untuk faktor geometri (Santoso, 2002)

Dari **Persamaan 2.29** diketahui persamaan untuk mencari faktor geometri menjadi :

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (2.30)$$

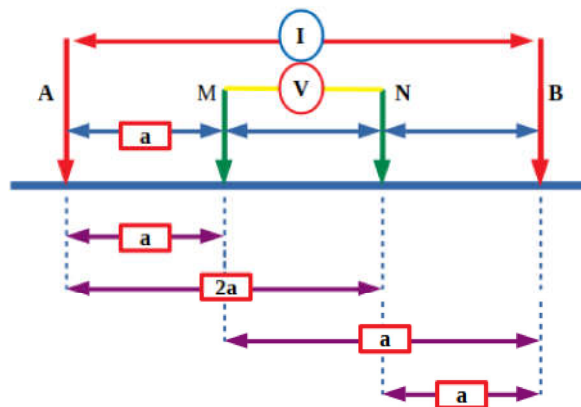
$$\rho = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \right] \quad (2.31)$$

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.32)$$

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \quad (2.33)$$

2.5.1 Konfigurasi Wenner

Konfigurasi *Wenner* adalah salah satu konfigurasi yang sering digunakan dalam eksplorasi geolistrik dengan susunan elektroda terletak dalam satu garis yang simetris terhadap titik tengah. Konfigurasi elektroda *Wenner* memiliki resolusi vertikal yang bagus, sensitivitas terhadap perubahan lateral yang tinggi tapi lemah terhadap penetrasi arus pada kedalaman. Susunan elektroda konfigurasi *Wenner* dapat dilihat pada **Gambar 2.7**



Gambar 2.7: Susunan elektroda konfigurasi *Wenner*

Jarak masing-masing pada **Gambar 2.7** menjadi :

$$AM = NB = a \quad (2.34)$$

dan

$$AN = MB = 2a \quad (2.35)$$

Masing-masing jarak elektroda disubstitusi ke **Persamaan 2.33**, maka diperoleh nilai K :

$$K = \left(\frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{a} - \frac{1}{2a} \right\} - \left\{ \frac{1}{2a} - \frac{1}{a} \right\}} \right) \quad (2.36)$$

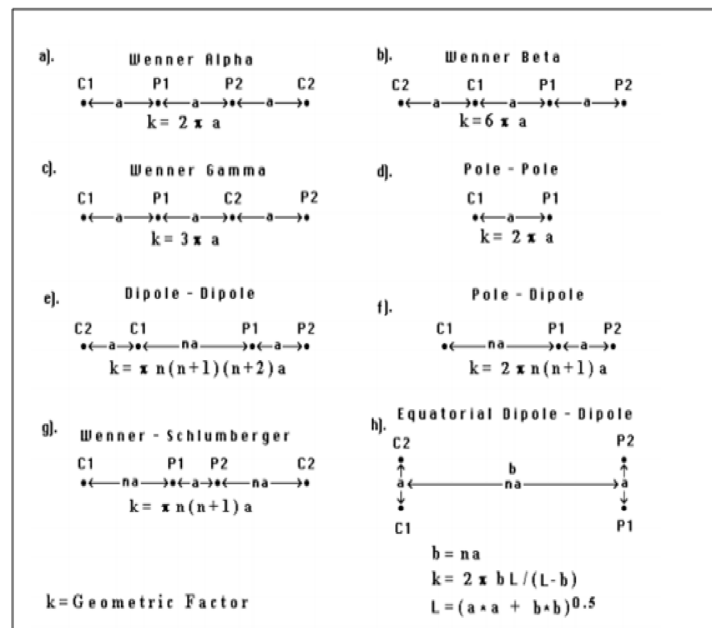
$$K = \left(\frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right\}} \right) \quad (2.37)$$

$$K = \left(\frac{2\pi}{\left\{ \frac{2}{a} - \frac{2}{2a} \right\}} \right) = \left(\frac{2\pi}{\left\{ \frac{4a-2a}{a(2a)} \right\}} \right) \quad (2.38)$$

$$K = 2\pi a \quad (2.39)$$

2.6 Konfigurasi Wenner Alpha

Berdasarkan pada letak konfigurasi elektroda-elektroda arus dan potensialnya, terdapat beberapa jenis metode geolistrik tahanan jenis diantaranya yaitu: *metode wenner alpha*, *wenner gamma*, *wenner beta*, *pole-pole*, *pole-dipole*, *dipole-dipole*, *ewuatorial dipolepipo* dan *wenner-schlumberger* Loke (2004).



Gambar 2.8: Konfigurasi elektroda(Loke, 2004)

Pada uraian ini, pembahasan difokuskan pada metode *wenner alpha* yang digunakan dalam penelitian. *Wenner alpha* mempunyai konfigurasi elektroda C1-P1-P2-C2 seperti ada gambar diatas (Gambar 2.8) dengan jarak antar elektroda sebesar (a).

2.7 pyGIMLI

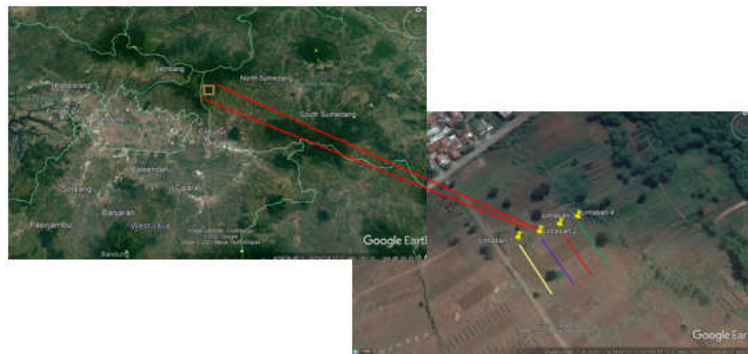
pyGIMLi (Geophysical Inversion and Modeling Library in Python) adalah open-source library untuk pemodelan dan inversi dalam geofisika. pyGIMLi sendiri telah aktif dan berkembang sejak 2009 dan menawarkan fungsionalitas modular yang dapat diakses dari berbagai tingkat abstraksi dan bertujuan untuk berbagai kebutuhan dalam penelitian dan pendidikan. (Rücker *et al.*, 2017)

Bahasa pemrograman yang digunakan dalam pyGIMLI yaitu menggunakan pemrograman python yang merupakan bahasa pemrograman umum. Tujuan digunakannya pyGIMLi yaitu untuk lebih memudahkan mengintegrasikan data yang hasil akhirnya ditampilkan pada penampang 1D,2D hingga 3D. '

BAB 3

METODE PENELITIAN

3.1 Lokasi Penelitian



Gambar 3.1: lokasi penelitian



Gambar 3.2: Lokasi Lintasan 1, 2, 3 4.

Penelitian ini dilakukan pada 25 November 2020 di daerah Cilayung Kecamatan Jatinangor Kabupaten Sumedang Jawa Barat. Dengan panjang lintasan 150 meter dan jarak antar elektroda sebesar 10 meter. Data diambil dengan 4 lintasan sejajar menggunakan metode geolistrik 2D konfigurasi *wenner alpha*.

3.2 Alat Yang Digunakan

1. *Resistivity Meters*

Menurut (Telford *et al.*, 1990) *Resistivity meter* merupakan salah satu alat yang digunakan dalam survey geofisika. *Resistivitymeter* juga dapat digunakan untuk mitigasi bencana, mendeteksi pencemaran lingkungan, dan juga eksplorasi. Prinsip kerja dari *resistivity meter* yaitu dengan menginjeksikan aliran arus listrik ke dalam tanah dengan melalui dua elektroda arus dan dua elektroda arus yang berfungsi sebagai terminal pengukur potensial yang dihasilkkan. Kemudian nilai potensial yang timbul akibat injeksi arus dapat diukur dengan menggunakan elektroda potensial dan dalam penggunaannya semua elektroda dipasang pada permukaan tanah (Nejad *et al.*, 2009).

2. *Software pyGIMLi*

Software pyGIMLi digunakan untuk proses pengolahan data model 2D.

3.3 Akuisisi Data

Pada penelitian ini hal yang dilakukan pertama kali adalah studi literatur, kemudian dilakukan pengambilan data lapangan. Pengambilan data lapangan dilakukan di daerah Cilayung Jatinangor dengan menggunakan metode geolistrik konfigurasi *wenner alpha* dengan 16 chanel elektroda yang masing-masing elektrodanya berjarak 10 meter sebanyak 4 lintasan sejajar dengan panjang 150 meter. Selanjutnya membentangkan kabel sepanjang lintasan yang telah ditentukan dan memasang elektroda sebanyak 16 elektroda. Pada setiap ujung kabel C1, C2, P1 dan P2 dihubungkan ke main unit (*resistivity meter*) agar pada saat diinjeksikan arus akan mengalir dan besar arus yang terinjeksi akan muncul pada *resistivity meter*.

3.4 Pengolahan Data

Data yang sudah didapatkan kemudian diolah hingga mendapatkan nilai *Resistansi* R , nilai resistivitas ρ , faktor geometri K dan nilai *error*. Mencari resistansi dalam hukum ohm dapat menggunakan persamaan :

$$R = \frac{V}{I} \quad (3.1)$$

Data yang dihasilkan dari arus yang telah diinjeksikan ke elektroda adalah nilai arus I dan beda potensial V . Faktor geometri merupakan besaran yang digunakan untuk koreksi posisi kedua elektroda potensial terhadap elektroda arus yang dapat mempengaruhi nilai yang dihasilkan. Faktor geometri dari *wenner alpha* dapat menggunakan persamaan :

$$K = 2\pi a \quad (3.2)$$

Nilai inilah yang akan menghasilkan nilai resistivitas (ρ) dengan menggunakan persamaan :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (3.3)$$

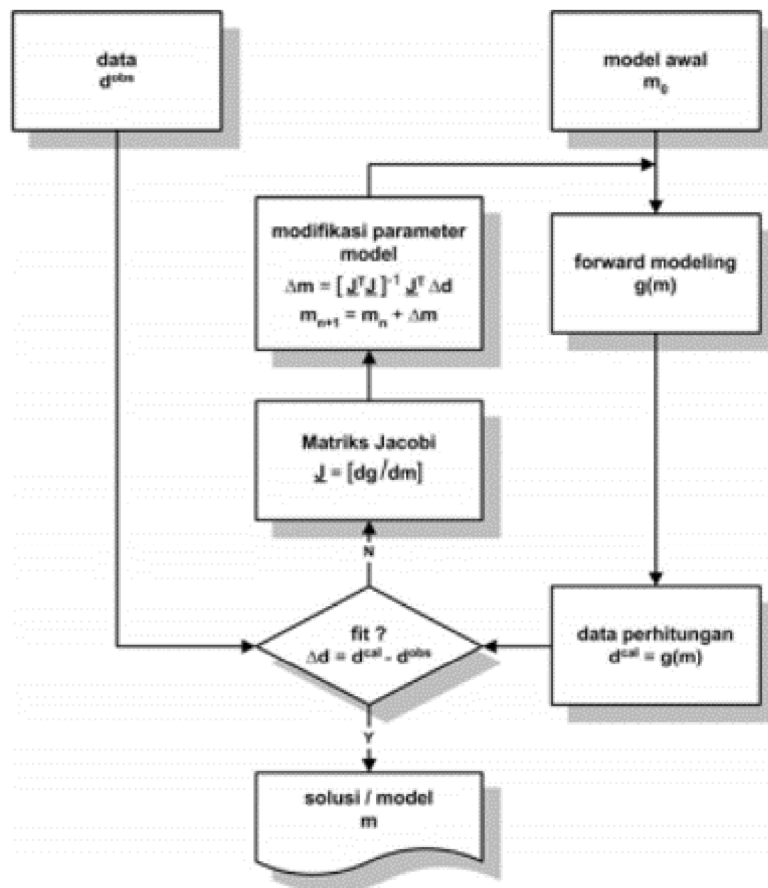
Nilai ρ_a adalah nilai resistivitas (Ωm), K adalah faktor geometri, dan ΔV adalah beda potensial (V) dan I adalah arus yang terinjeksi (A) (Rolia & Sutjiningsih, 2018).

3.5 Inversi

Inversi merupakan teknik penyelesaian dengan menggunakan metode matematika dan statistika untuk mendapatkan nilai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tertentu. Pemodelan inversi dibutuhkan untuk memperkirakan model atau parameter model berdasarkan hasil pengamatan. Pemodelan inversi dapat pula digunakan untuk menyelesaikan permasalahan pencarian parameter model secara lebih umum dengan catatan bahwa permasalahan tersebut dapat dimodelkan secara kuantitatif atau hubungan antara parameter model dengan parameter observasi jelas.

Meskipun pemodelan inversi bersifat umum, namun masalah yang dapat diselesaikan menggunakan metoda inversi adalah masalah yang dapat direpresentasikan secara kuantitatif dengan pendekatan fisika dan atau matematika dengan data dan parameter modelnya merupakan besaran numerik. matriks Jacobi yang menyatakan

sejauh mana data prediksi berubah sebagai akibat dari perubahan atau perturbasi model. Oleh karena itu matriks Jacobi sering pula disebut sebagai matriks sensitivitas (*sensitivity matrix*).



Gambar 3.3: Parameter Model
(Grandis, 2009)

Inversi merupakan suatu proses yang ditunjukkan pada Gambar 3.3 yang mana mekanisme modifikasi model dilakukan agar mendapatkan kecocokan antara data perhitungan dan pengamatan yang dilakukan secara otomatis. Pemodelan inversi disebut juga sebagai data *fitting*, karena parameter model yang dihasilkan berupa respon *fit* antara data model awal dan data lapangan. Kesesuaian respon model awal dengan data lapangan dinyatakan dengan suatu fungsi obyektif yang harus diminimumkan, yang mana nilai karakteristik minimum pada suatu fungsi obyektif digunakan untuk mencari parameter model. Dalam kalkulus dinyatakan bahwa, jika suatu fungsi mencapai minimum maka turunan terhadap variabel yang tidak

diketahui titik minimumnya akan bernilai nol. Untuk mendapatkan model awal yang *fit* dengan data, maka model awal dimodifikasi atau diatur sedemikian rupa hingga model bisa menjadi *fit* dengan data.

Inversi merupakan teknik penyelesaian dengan menggunakan metode matematika dan statistika untuk mendapatkan nilai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tertentu. Pemodelan inversi dibutuhkan untuk memperkirakan model atau parameter model berdasarkan hasil pengamatan. Pemodelan inversi dapat pula digunakan untuk menyelesaikan permasalahan pencarian parameter model secara lebih umum dengan catatan bahwa permasalahan tersebut dapat dimodelkan secara kuantitatif atau hubungan antara parameter model dengan parameter observasi jelas.

Melakukan inversi dengan cara menentukan model awal kemudian dilakukan forward modeling, dari forward modeling atau pemodelan kedepan tersebut dihasilkan data perhitungan, yang mana data perhitungan ini akan dibandingkan dengan data observasi. Ketika memang sudah fit, maka dihasilkan solusi atau model data. Tetapi jika belum fit maka dilakukan modifikasi parameter model secara otomatis sampai mendapatkan data perhitungan yang fit dengan data observasi.

3.6 Inversi non-linier

Permasalahan yang terjadi pada inversi non-linier berupa regresi fungsi eksponensial dapat diselesaikan dengan menggunakan metode inversi linear yang dilakukan setelah melalui transformasi variabel. Tetapi perbaikan tersebut hanya dapat dilakukan untuk pemodelan inversi non-linear yang sederhana saja, dan hasilnya perlu diartikan secara hati-hati dikarenakan jika dibandingkan dengan penyelesaian inversi non-linear dapat mengakibatkan perbedaan. Hal ini menunjukkan bahwa pada prinsipnya semua formulasi dilakukan untuk dapat menyelesaikan permasalahan inversi linier dapat diperluas untuk dapat memperoleh solusi pada inversi non-linier. Secara umum sebagian besar permasalahan inversi yang terjadi dalam geofisika merupakan inversi non-linier.

Secara umum, hubungan antara data dengan parameter model dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$d = g(m) \quad (3.4)$$

Yang mana g dinyatakan dalam notasi vektor untuk menyatakan adanya komponen yang berasosiasi dengan komponen data. (Grandis, 2009)

Solusi inversi dari **Persamaan 3.4** model m merupakan suatu model awal m_0 dengan Δm agar dapat diperoleh kecocokan yang lebih baik antara respon model tersebut dengan data:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (3.5)$$

$$d = g(m_0 + \Delta m) \quad (3.6)$$

Persamaan 3.6 ditulis kembali dalam bentuk komponennya maka diperoleh :

$$d_i = g_i(m_0^{(j)} + \delta m_j) \quad (3.7)$$

$i = 1, 2, \dots, N$ dan $j = 1, 2, \dots, M$ dengan N dan M masing-masing adalah jumlah data dan jumlah parameter model.

Ekspansi Taylor orde pertama fungsi $g(m)$ disekitar suatu model awal m_0 dengan menggunakan notasi komponen seperti **Persamaan 3.6** menghasilkan :

$$g_i(m_0^{(j)} + \delta m_j) \approx g_i(m_0^{(j)}) + \frac{\delta g_i}{\delta m_j} \Big|_{m_0} \delta m_j + 0(\delta m_j) \quad (3.8)$$

Yang mana $0(\delta m_j)$ merupakan suku sisa yang melibatkan turunan orde ke-dua dan orde-orde lebih tinggi. Hasil substitusi **Persamaan 3.8** ke dalam **Persamaan 3.7** yaitu :

$$d_i = g_i(m_0^{(j)}) + \frac{\delta g_i}{\delta m_j} \Big|_{m_0} \delta m_j \quad (3.9)$$

Suku kedua pada ruas kanan **Persamaan 3.9** merupakan komponen turunan parsial fungsi $g(m)$ terhadap suatu elemen parameter model m yang membentuk *Jacobian matrix* berikut:

$$j_{ij} = \frac{\delta g_i}{\delta m_j} \quad (3.10)$$

Substitusi dan pengaturan kembali **Persamaan 3.9** menghasilkan :

$$d_i - g_i(m_0^{(j)}) = j_{ij}\delta m_j \quad (3.11)$$

Bentuk lengkap notasi matriks **Persamaan 3.11** yaitu :

$$d - g(m_0) = \underline{J}_0 \Delta m_0 \quad (3.12)$$

atau

$$\delta d_0 = \underline{J}_0 \Delta m_0 \quad (3.13)$$

Yang mana \underline{J}_0 merupakan matriks jacobi yang dievaluasi pada $m = m_0$. dengan menganggap $\delta d_0 = d - g(m_0)$ maka **Persamaan 3.12** atau **Persamaan 3.13** mirip dengan persamaan yang berlaku pada hubungan linier antara data dengan parameter model, yaitu $d = \underline{G}m$. Maka dapat dinyatakan bahwa data digantikan oleh perturbasi data dan model menjadi perturbasi model. Matriks Jacobi menyatakan sejauh mana data prediksi berubah sebagai akibat dari perubahan atau perturbasi model (Aster *et al.*, 2018).

Kemiripan bentuk **Persamaan 3.12** atau **Persamaan 3.13** dengan persamaan yang menyatakan hubungan linier antara data dengan parameter model $d = \underline{G}m$ mengindikasikan hubungan linier antara $\delta d_0 = d - g(m_0)$ dengan m_0 . Solusi inversi dalam bentuk δm_0 dari suatu masalah yang dinyatakan oleh **Persamaan 3.12** atau **Persamaan 3.13** yaitu:

$$\delta m_0 = [\underline{J}_0^T \underline{J}_0]^{-1} \underline{J}_0^T (d - g(m_0)) \quad (3.14)$$

Persamaan 3.14 menyatakan perturbasi yang diperlukan model awal m_0 menjadi model yang lebih baik yaitu $m = m_0 + \delta m_0$.

Untuk memperoleh solusi inversi diperlukan perturbasi secara iteratif suatu model awal m_0 . maka iterasi ke- $(n + 1)$ dilakukan terhadap model hasil iterasi dengan menggunakan persamaan berikut :

$$m_{n+1} = m_n [\underline{J}_n^T \underline{J}_n]^{-1} \underline{J}_n^T (d - g(m_n)) \quad (3.15)$$

Dengan memperhatikan kemiripan bentuk **Persamaan 3.14** dengan solusi inversi linier $m = [\underline{G}^T \underline{G}]^{-1} \underline{G}^T d$ pemodelan inversi linier dapat diterapkan pada inversi

non-linier dengan pendekatan linier. Dengan demikian diperoleh bentuk-bentuk lain dari solusi inversi non-linier dari solusi linier. Contohnya adalah pemodelan inversi non-linier berbobot yang dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$m_{n+1} = m_n + [\underline{J}_n^T \underline{W}_e \underline{J}_n]^{-1} \underline{J}_n^T \underline{W}_e (d - g(m_n)) \quad (3.16)$$

Berdasarkan inversi linier *purely under-determined* yang diselesaikan dengan meminimumkan *norm* model dan menerapkan metode pengali Lagrange $m = \underline{G}^T [\underline{G}\underline{G}^T]^{-1} d$, maka solusi inversi non-linier *purely under-determined* dinyatakan oleh persamaan berikut :

$$m_{n+1} = m_n + \underline{J}_n^T [\underline{J}_n \underline{J}_n^T]^{-1} \underline{J}_n^T (d - g(m_n)) \quad (3.17)$$

Dengan cara yang sama dapat diperoleh solusi inversi non-linier teredam yang sekaligus meminimumkan kesalahan prediksi data dan *norm* model. Analog dengan persamaan $m = [\underline{G}^T \underline{G} + \varepsilon^2 \underline{I}]^{-1} \underline{G}^T$ untuk inversi linier, solusi inversi non-linier *mixed-determined* adalah :

$$m_{n+1} = m_n + [\underline{J}_n^T \underline{J}_n + \varepsilon^2 \underline{I}]^{-1} \underline{J}_n^T (d - g(m_n)) \quad (3.18)$$

(Aster *et al.*, 2018)

3.7 Non-uniqueness linear

Model representative bawah permukaan diasumsikan sebagai pemodelan geofisika yang menghasilkan respon yang cocok dengan data pengamatan. Namun sebenarnya terdapat banyak model lain yang juga menghasilkan respon yang hampir sama dan dapat dianggap *fit* data. Terdapat tiga hal utama akibat dari ketidak-unikan (*non-uniqueness*) solusi pemodelan geofisika, yaitu:

1. Sifat fisika fenomena yang ditinjau

Pada kasus ini, secara inheren pada fenomena tertentu data atau anomaly geofisika tidak dapat mendefinisikan sumber penyebabnya (benda anomaly) secara unik. Hal ini berlaku pada fenomena medan potensial (gravitasi dan magnetik) dan ketidak-unikan solusi pada kasus ini sering disebut sebagai ambiguitas. Salah satu contoh klasik pemodelan gravitasi yang mana kombinasi parameter model benda anomaly yang berbeda (misal bola homogen dengan parameter kedalaman, ukuran dan rapat massa) dapat menghasilkan anomaly gravitasi yang sama (atau hampir sama) di permukaan bumi.

2. Terdapat kesalahan atau bising(*noise*) pada data

Ketidak-unikan solusi pemodelan geofisika yang disebabkan oleh data yang tidak sempurna atau kurang akurat karena mengandung kesalahan baik kesalahan pengukuran, kesalahan sistematis dan lainnya. (*Noise*) dapat diregeneralisasi sebagai kesalahan yang terdapat pada data, yang mana hal tersebut berlaku pada semua data geofisika sehingga tidak terdapat contoh secara spesifik sebagaimana ketidak-unikan inheren seperti yang sudah dibahas sebelumnya. Secara umum, terdapat banyak model yang menghasilkan respons yang masih dalam batas-batas kesalahan atau akurasi data sehingga tetap dapat dianggap sebagai *fit* dengan data tersebut.

Solusi yang memiliki interval dengan harga tertentu sebagai hasil pemetaan kesalahan data ke dalam kesalahan solusi merupakan cerminan ketidak-unikan solusi akibat kesalahan data. Maka dari itu informasi yang diperoleh dari data geofisika akan lebih berguna jika tidak hanya berupa harga parameter model secara tunggal tetapi juga tingkat tingkat akurasi.

3. Kekurangan data dalam membatasi atau mendefinisikan (menjadi *constrain* solusi).

Regresi garis lurus dengan jumlah data yang hanya 1 titik merupakan salah satu contoh yang paling sederhana pada kasus ini, jumlah maupun sifat data tidak cukup untuk mendefinisikan solusi hal ini dikarenakan terdapat tak-hingga solusi berupa garis lurus yang melalui titik tersebut. Dengan menyertakan informasi tambahan yang dapat memberikan kendala (*constrain*) bagi solusi atau model merupakan cara untuk mengatasi ketidak-unikan solusi pada modelan geofisika (terutama yang bersifat inheren). Grandis (2009)

3.8 Software pyGIMLi

pyGIMLi (Geophysical Inversion and Modeling Library in Python) merupakan software open-source dengan menggunakan bahasa pemrograman python. Pengolahan data dengan menggunakan pyGIMLi ini bertujuan untuk memudahkan berbagai jenis pemodelan geofisika yaitu 1D, 2D sampai dengan 3D(Rücker *et al.*, 2017). Pendekatan inversi pada pyGIMLi ini menggunakan metode non-linier yaitu metode Least-Square atau kuadrat terkecil. Dalam software pyGIMLi ada beberapa komponen penting yang digunakan pada masalah inversi yaitu sebagai berikut:

1. Data Misfit

Data misfit adalah ketidakcocokan data antara nilai observasi dengan data prediksi. Untuk mengetahui ketidakcocokan data tersebut dapat dicari dengan menggunakan persamaan:

$$\phi_d(m) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d^{obs} - d^{pre}}{\epsilon_i} \right)^2 \quad (3.19)$$

d_{obs} adalah data observasi atau data yang diperoleh dari hasil survei lapangan sedangkan d^{pre} adalah data prediksi dan ϵ_i adalah standar deviasi.

2. Regulasi

Dalam software pyGIMLi inversi regularisasi yang digunakan yaitu menggunakan metode Gauss-Newton, tujuannya untuk meminimalisasi fungsi obyektif yang terdiri dari ketidakcocokan data dan model data.

$$\phi = \phi_d + \lambda\phi_m = \|D(d - f(m))\|_2^2 + \lambda\|W^c C W^m (m - m^R)\|_2^2 \quad (3.20)$$

dengan λ adalah parameter regularisasi untuk mendapatkan kuadrat terkecil, W^c adalah diagonal matriks atau elemen-elemen matriks, C adalah matriks identitas, W^m adalah model matriks, m adalah model, dan m^R adalah referensi model.

3. Optimasi

Optimasi adalah langkah untuk menggabungkan antara parameter-parameter model dengan ketidakcocokan data untuk menyelesaikan masalah inversi. Data misfit dan regularisasi digabungkan dalam fungsi obyektif tunggal yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\phi = \phi_d + \beta\phi_m \quad (3.21)$$

β dicari agar ketika parameter model (ϕ) diminimalkan, model yang komputasi memiliki ketidakcocokan ($\phi_d(m)$) sama dengan nilai target yang telah ditentukan atau kurang dari standar deviasi yang telah ditentukan.

4. Nilai RMSE

Nilai error atau RMSE (Root Mean Square Error) adalah metode alternatif yang digunakan untuk mengevaluasi teknik pengukuran tingkat akurasi hasil prakiraan pada suatu model. RMSE merupakan nilai rata-rata dari jumlah kuadrat kesalahan dan dapat juga menyatakan ukuran besarnya kesalahan yang dihasilkan oleh suatu model perkiraan. Nilai RMSE rendah menunjukkan bahwa variasi nilai yang dihasilkan oleh suatu model perkiraan mendekati variasi nilai obeservasinya.

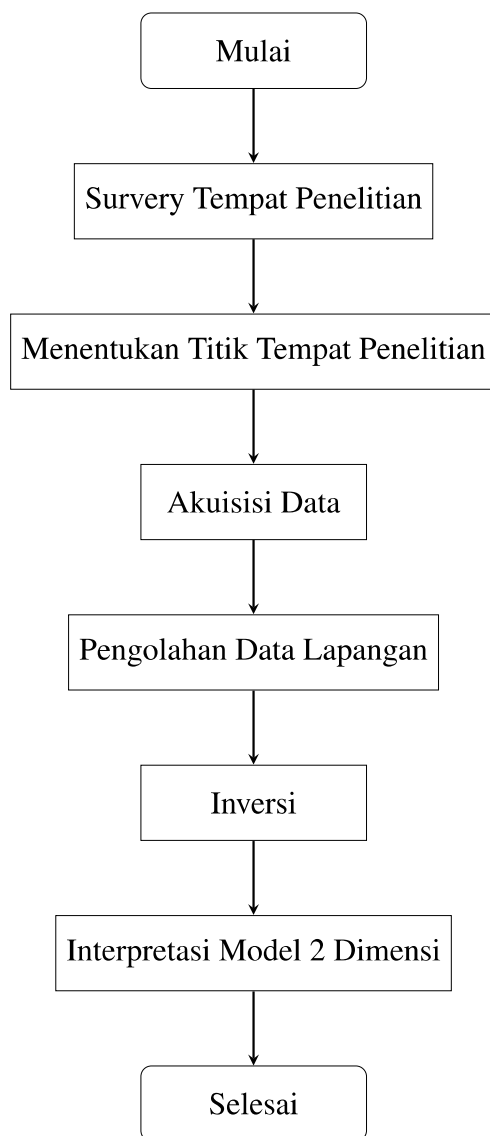
$$RMSE = \sqrt{\frac{((X_{pred} - X_{obs})/X_{obs})^2}{n}} \times 100\% \quad (3.22)$$

dengan X_{obs} adalah data hasil observasi, X_{pred} adalah data sintetik hasil dari pemodelan, dan n adalah jumlah data hasil survei lapangan. Data hasil pemodelan dan hasil observasi dikatakan fit apabila kondisi bawah permukaan memiliki RMSE di bawah standar yang telah ditentukan

Standar deviasi merupakan sebuah tolak ukur yang digunakan untuk mengukur tingkat ketepatan pada pengukuran yang telah dilakukan. Dalam melakukan pengukuran lapangan, hasil yang diperoleh diharapkan dapat menunjukkan hasil yang tepat dengan menunjukkan nilai keakuratan. Jika kuantitas pengukuran lapangan yang diukur memiliki nilai standar atau benar sesuai teori, maka keakuratan nilai pengukuran lapangan diberikan oleh rasio error dengan nilai sebenarnya (Taylor, 1997).

Apabila pengukuran lapangan dilakukan dengan benar, maka dapat mengurangi nilai error sehingga persentase error akan kecil. Besarnya persentase error akan sangat bergantung pada ketepatan pengukuran lapangan, error yang menunjukkan dibawah 10% dapat diterima. Dengan demikian keberhasilan pengukuran lapangan dalam hal persentase error dapat diterima jika metode dan instrumentasi pengukuran dapat dipertimbangkan (Taylor, 1997).

3.9 Diagram Alir



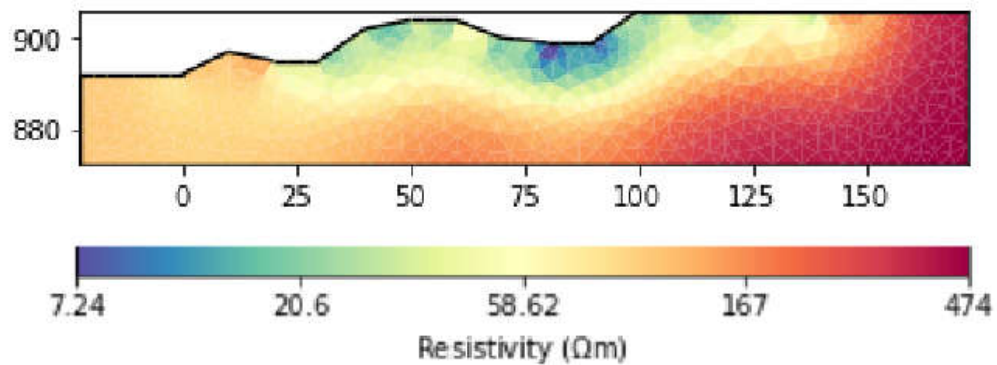
Gambar 3.4: Diagram Alir Penelitian

BAB 4

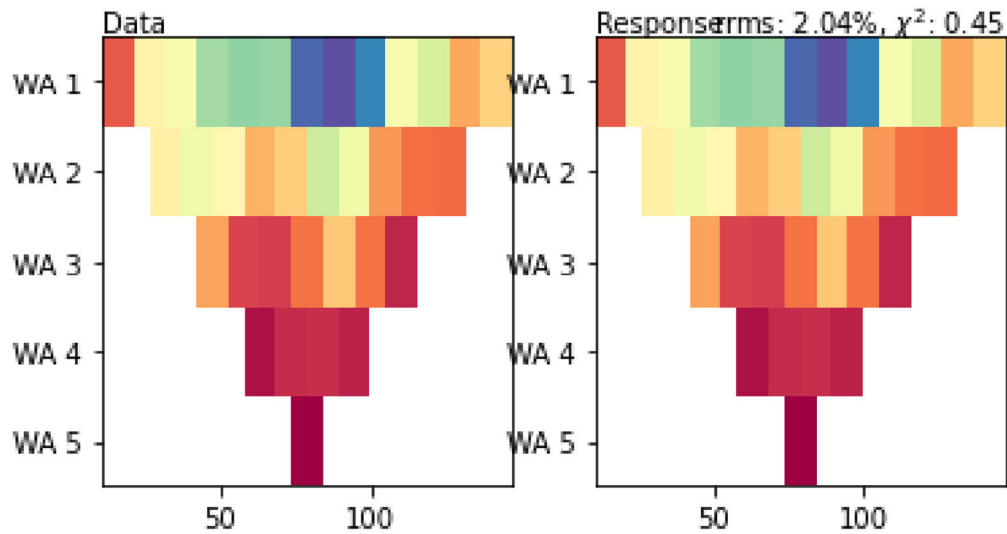
Hasil dan Pembahasan

Pada Penelitian ini di lakukan pengambilan data sebanyak empat lintasan sejajar dengan masing-masing panjang lintasan 150 meter, elektroda sebanyak 10 titik dan jarak antar elektroda sebesar 10 meter. Kedalaman yang dihasilkan dari inversi adalah 20 meter. Berikut model 2D lintasan 1, 2, 3 4 dengan menggunakan pyGIMLi.

4.1 Lintasan 1



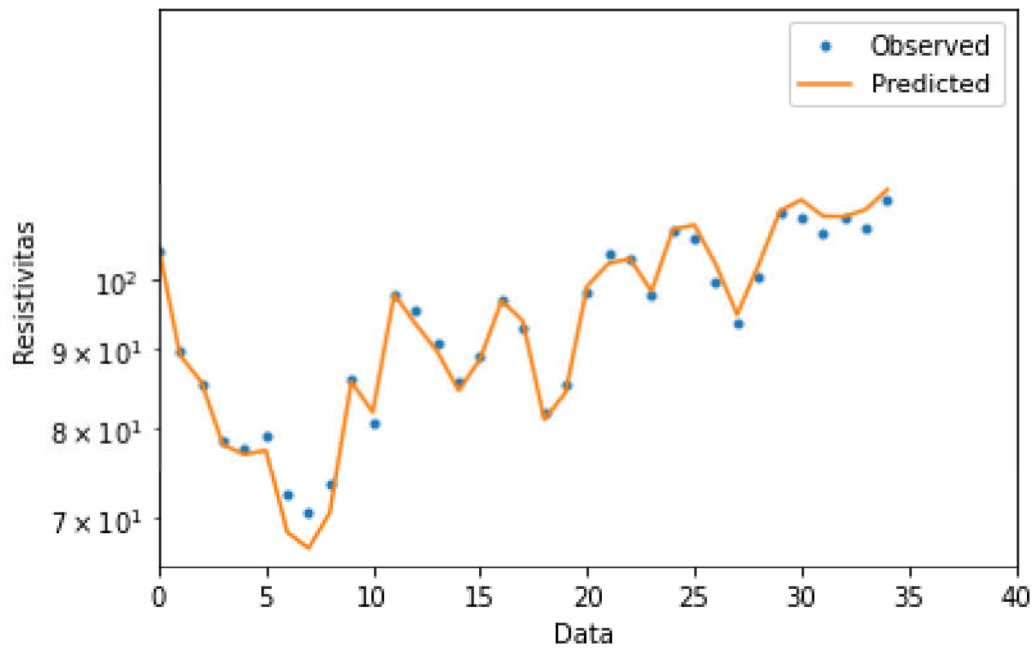
(a) Model Inversi 2D Lintasan 1



(b) Data Observasi dan Data Prediksi Lintasan 1

Gambar 4.1: Model Resistivitas 2D Lintasan 1

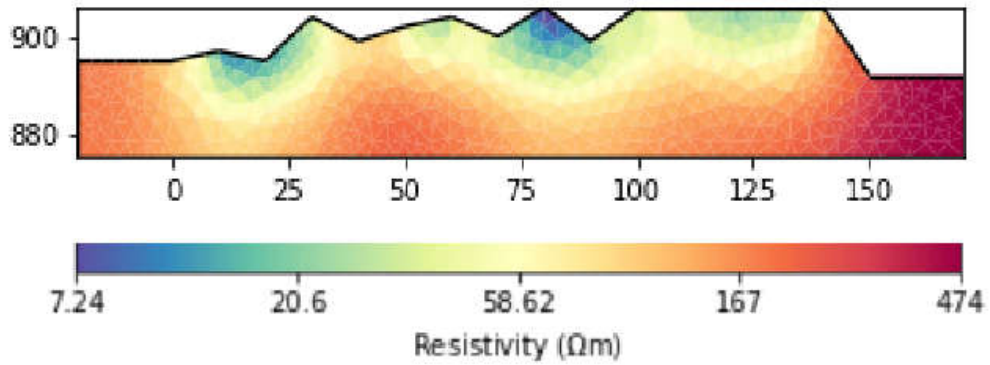
Model resistivitas 2D pada **Gambar 4.1** (a) menunjukkan nilai resistivitas yang didapatkan tersebar sepanjang lintasan penelitian dengan kedalaman yang dihasilkan 20 meter. Nilai resistivitas pada lintasan 1 bernilai antara $7.24 - 474 \Omega m$ dan terbagi menjadi dua lapisan. Pada lapisan pertama dengan kedalaman 0 hingga 10 meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 7.24 hingga $58.62 \Omega m$ yang ditandai dengan warna biru hingga hijau kemerahan diduga terdapat batuan lempung, aluvium, basal, pasir dan pirit. Sedangkan lapisan kedua dengan kedalaman 10 hingga 20 meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 58.62 hingga $474 \Omega m$ yang ditandai dengan warna hijau kemerahan hingga merah diduga terdapat batuan lempung, basal, kerikil, andesit, pasir dan batu pasir. Pada lintasan 1 memiliki nilai resistivitas $7.24 - 474 \Omega m$ dengan anomali resistivitas pada kedalaman 20 meter ditandai dengan warna merah yang tersebar pada jarak lintasan antara 100 - 150 meter. Dengan nilai resistivitas tersebut mengindikasikan bahwa pada lintasan 1 terdapat batuan basal, kerikil dan adhesit. Untuk **Gambar 4.1** (b) menunjukkan data observasi lapangan dan data prediksi yang diperoleh dari hasil inversi dengan nilai *Root Mean Squared Error* (RMSE) sebesar 2.04%.



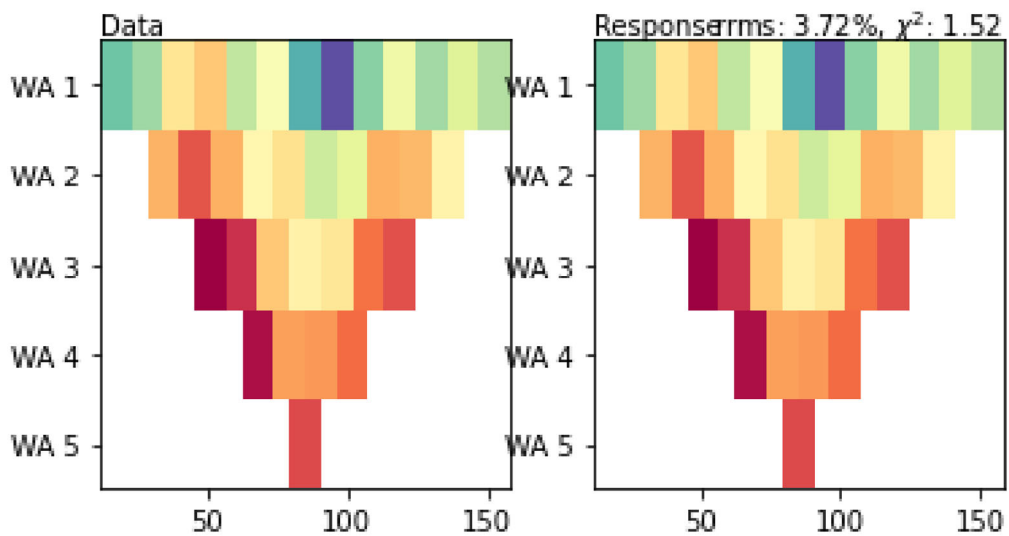
Gambar 4.2: Grafik Data Fit Lintasan 1

Gambar 4.2 merupakan grafik data observasi dan data prediksi. Grafik ini menjelaskan bahwa ketika titik dan garis saling berhimpit, maka data observasi dan data prediksi sesuai. Nilai *RMS Error* pada lintasan ini adalah 2.04%.

4.2 Lintasan 2



(a) Model Inversi 2D Lintasan 2

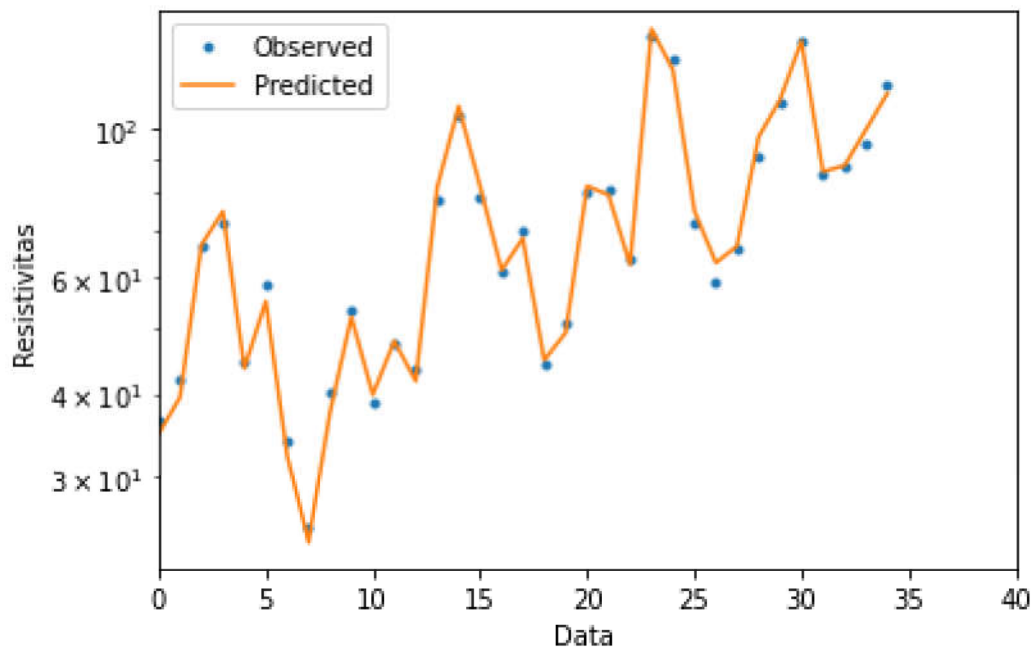


(b) Data Observasi dan Data Prediksi Lintasan 2

Gambar 4.3: Model Resistivitas 2D Lintasan 2

Model resistivitas 2D pada **Gambar 4.3** (a) menunjukkan nilai resistivitas yang didapatkan tersebar sepanjang lintasan penelitian dengan kedalaman yang dihasilkan 20 meter. Nilai resistivitas pada lintasan 2 bernilai antara 7.24 - 474 Ωm dan terbagi

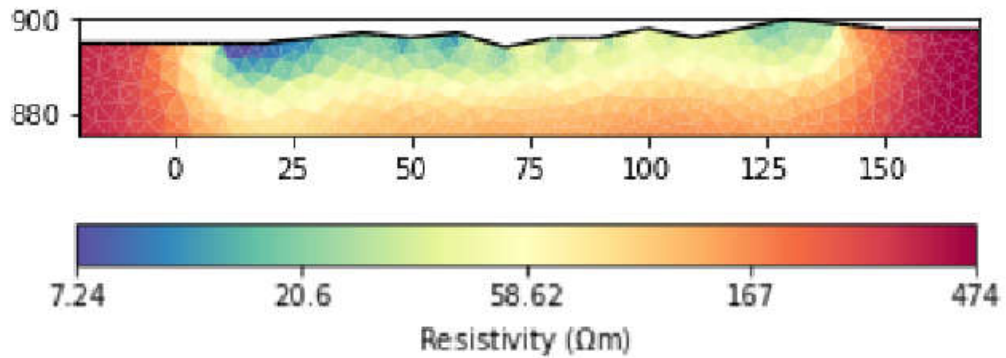
menjadi dua lapisan. Pada lapisan pertama dengan kedalaman 0 hingga 10 meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 7.24 hingga 58.62 Ωm yang ditandai dengan warna biru hingga hijau kemerahan diduga terdapat batuan lempung, aluvium, basal, pasir dan pirit. Sedangkan lapisan kedua dengan kedalaman 10 hingga 20 meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 58.62 hingga 474 Ωm yang ditandai dengan warna hijau kemerahan hingga merah diduga terdapat batuan lempung, basal, kerikil, andesit, pasir dan batu pasir. Pada lintasan 2 memiliki nilai resistivitas 7.24 - 474 Ωm dengan anomali resistivitas pada kedalaman 20 meter ditandai dengan warna merah yang tersebar pada jarak lintasan antara 125 - 150 meter. Dengan nilai resistivitas tersebut mengindikasikan bahwa pada lintasan 2 terdapat batuan basal, kerikil dan adhesit. Untuk **Gambar** 4.3 (b) menunjukkan data observasi lapangan dan data prediksi yang diperoleh dari hasil inversi dengan nilai *Root Mean Squared Error* (RMSE) sebesar 3.72%.



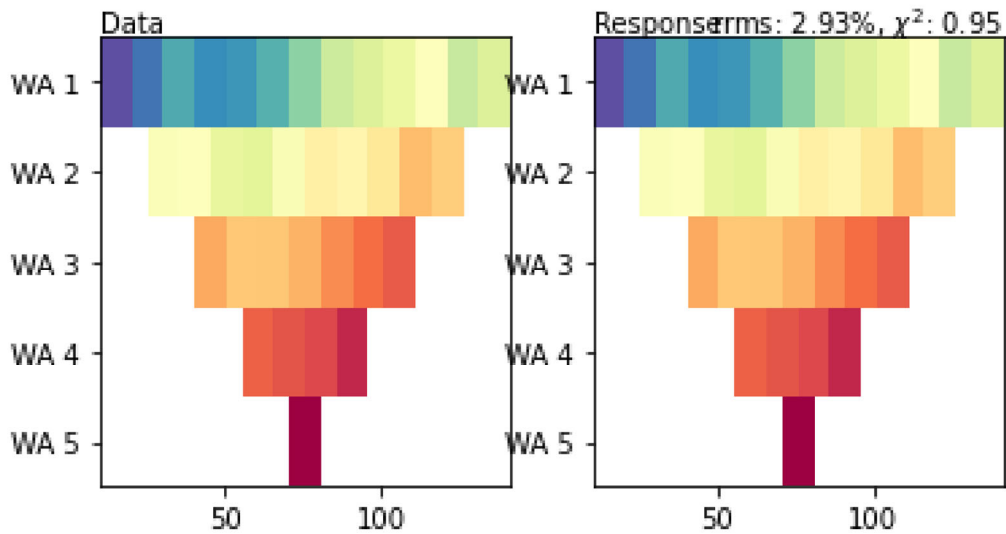
Gambar 4.4: Grafik Data Fit Lintasan 2

Gambar 4.4 merupakan grafik data observasi dan data prediksi. Grafik ini menjelaskan bahwa ketika titik dan garis saling berhimpit, maka data observasi dan data prediksi sesuai. Nilai *RMS Error* pada lintasan ini adalah 3.72%.

4.3 Lintasan 3



(a) Model Inversi 2D Lintasan 3

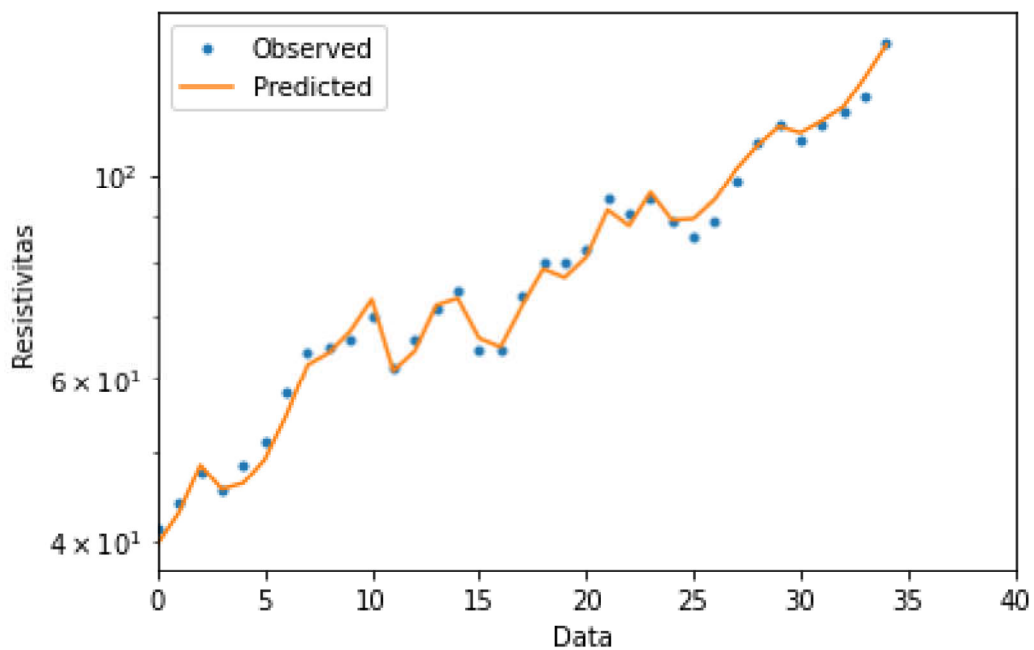


(b) Data Observasi dan Data Prediksi Lintasan 3

Gambar 4.5: Model Resistivitas 2D Lintasan 3

Model resistivitas 2D pada **Gambar 4.5** (a) menunjukkan nilai resistivitas yang didapatkan tersebar sepanjang lintasan penelitian dengan kedalaman yang dihasilkan 20 meter. Nilai resistivitas pada lintasan 3 bernilai antara 7.24 - 474 Ωm dan terbagi menjadi dua lapisan. Pada lapisan pertama dengan kedalaman 0 hingga 10

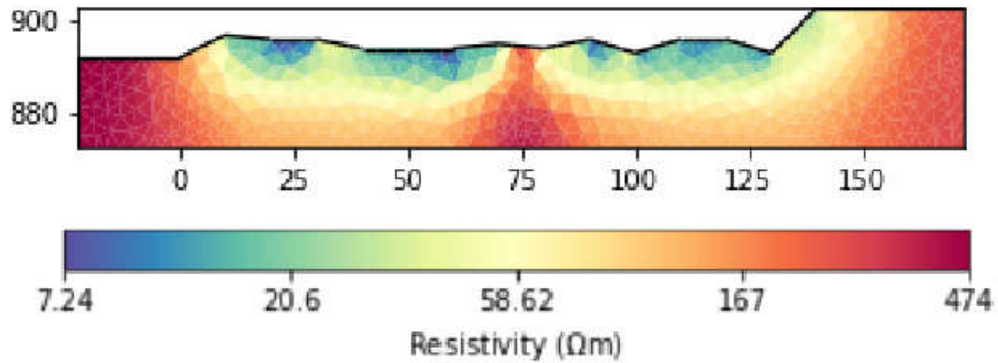
meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 7.24 hingga 58.62 Ωm yang ditandai dengan warna biru hingga hijau kemerahan diduga terdapat batuan lempung, aluvium, basal, pasir dan pirit. Sedangkan lapisan kedua dengan kedalaman 10 hingga 20 meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 58.62 hingga 474 Ωm yang ditandai dengan warna hijau kemerahan hingga merah diduga terdapat batuan lempung, basal, kerikil, andesit, pasir dan batu pasir. Pada lintasan 3 memiliki nilai resistivitas 7.24 - 474 Ωm dengan anomali resistivitas pada kedalaman 20 meter ditandai dengan warna merah yang tersebar pada jarak lintasan antara 135 - 150 meter. Dengan nilai resistivitas tersebut mengindikasikan bahwa pada lintasan 3 terdapat batuan basal, kerikil dan adhesit. Untuk **Gambar 4.5** (b) menunjukkan data observasi lapangan dan data prediksi yang diperoleh dari hasil inversi dengan nilai *Root Mean Squared Error* (RMSE) sebesar 2.93%.



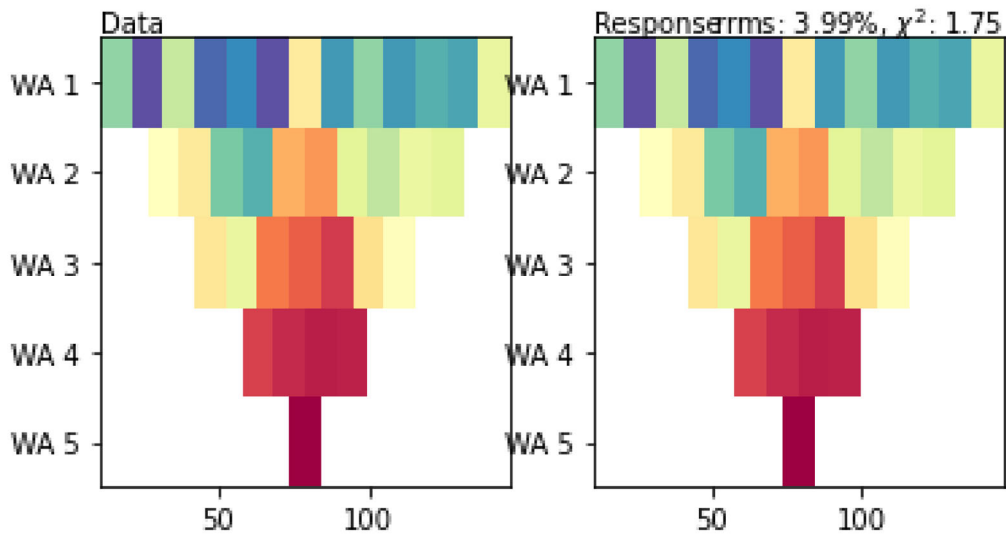
Gambar 4.6: Grafik Data Fit Lintasan 3

Gambar 4.6 merupakan grafik data observasi dan data prediksi. Grafik ini menjelaskan bahwa ketika titik dan garis saling berhimpit, maka data observasi dan data prediksi sesuai. Nilai *RMS Error* pada lintasan ini adalah 2.93%.

4.4 Lintasan 4



(a) Model Inversi 2D Lintasan 4

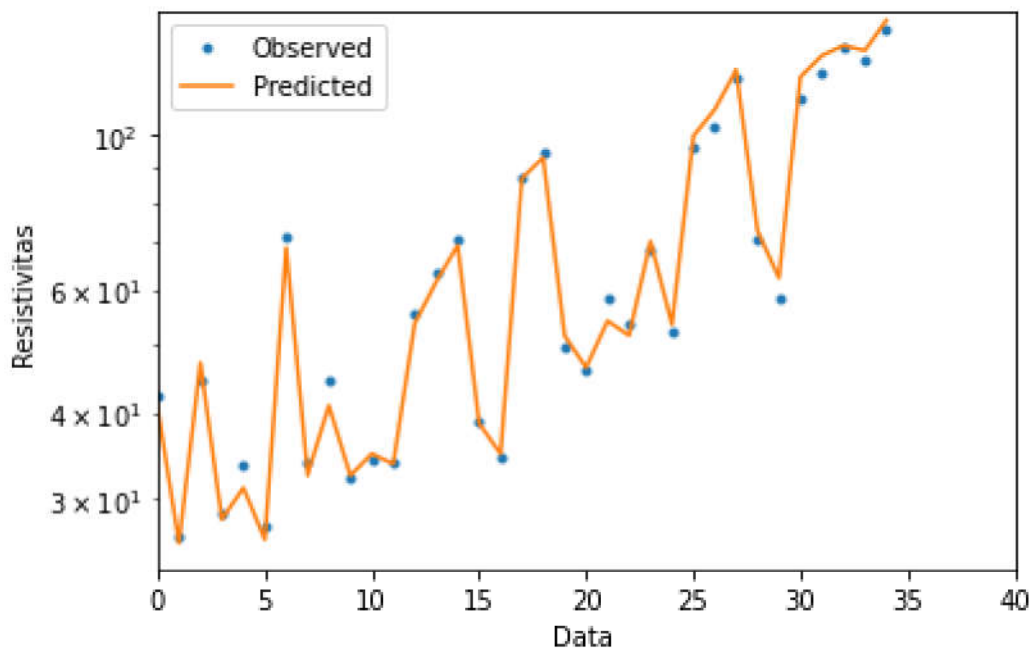


(b) Data Observasi dan Data Prediksi Lintasan 4

Gambar 4.7: Model Resistivitas 2D Lintasan 4

Model resistivitas 2D pada **Gambar 4.7** (a) menunjukkan nilai resistivitas yang didapatkan tersebar sepanjang lintasan penelitian dengan kedalaman yang dihasilkan 20 meter. Nilai resistivitas pada lintasan 4 bernilai antara a 7.24 - 474 Ωm dan terbagi menjadi dua lapisan. Pada lapisan pertama dengan kedalaman 0 hingga 10

meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 7.24 hingga 58.62 Ωm yang ditandai dengan warna biru hingga hijau kemerahan diduga terdapat batuan lempung, aluvium, basal, pasir dan pirit. Sedangkan lapisan kedua dengan kedalaman 10 hingga 20 meter, nilai resistivitas yang didapatkan sebesar 58.62 hingga 474 Ωm yang ditandai dengan warna hijau kemerahan hingga merah diduga terdapat batuan lempung, basal, kerikil, andesit, pasir dan batu pasir. Pada lintasan 4 memiliki nilai resistivitas 7.24 - 474 Ωm dengan anomali resistivitas pada kedalaman 20 meter ditandai dengan warna merah yang tersebar pada jarak lintasan antara 50 - 90 meter. Dengan nilai resistivitas tersebut mengindikasikan bahwa pada lintasan 4 terdapat batuan basal, kerikil dan adhesit. Untuk **Gambar 4.7 (b)** menunjukkan data observasi lapangan dan data prediksi yang diperoleh dari hasil inversi dengan nilai *Root Mean Squared Error* (RMSE) sebesar 3.99%.



Gambar 4.8: Grafik Data Fit Lintasan 4

Gambar 4.8 merupakan grafik data observasi dan data prediksi. Grafik ini menjelaskan bahwa ketika titik dan garis saling berhimpit, maka data observasi dan data prediksi sesuai. Nilai *RMS Error* pada lintasan ini adalah 3.99%.

BAB 5

PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian yang bertempat di Cilayung Jatinangor kabupaten Sumedang didapatkan sebaran nilai resistivitas 7.24 - 474 Ωm dengan kedalaman 20 meter didapatkan anomali resistivitas yang mengindikasikan bahwa pada keempat lintasan terdapat batuan basal, kerikil, adhesit. Dari lintasan 1, 2, 3 dan 4 didapatkan nilai RMS Error masing-masing sebesar 2.04%, 3.72%, 2.93% dan 3.99%.

5.2 Saran

Dapat dilakukan penelitian lebih lanjut sebaiknya peneliti menyandingkan data geoistrik dengan metode lain serta memasukan data bor lebih akurat dalam mengidentifikasi struktur batuan bawah permukaan.

DAFTAR PUSTAKA

- Ahmed, Mohammed Awad. 2014. GeoElectric (Surveying) Methods: Principles and Applications. *Mansoura University Press*, 1–2.
- Aster, Richard C, Borchers, Brian, & Thurber, Clifford H. 2018. *Parameter estimation and inverse problems*. Elsevier.
- Burger, Henry Robert, Sheehan, Anne F, Jones, Craig H, & Burger, Henry Robert. 2006. *Introduction to applied geophysics: Exploring the shallow subsurface*. Vol. 550. WW Norton New York.
- Grandis, Hendra. 2009. Pengantar pemodelan inversi geofisika. *Jakarta: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI)*.
- Imaduddin, Ihsan, Srigutomo, Wahyu, & Mustopa, Enjang Jaenal. 2017. Aplikasi Konsep Rapat Arus Listrik untuk Mengidentifikasi Keadaan Bawah Permukaan Tanah : Studi Kasus dalam Penentuan Distribusi Muka Air Tanah Secara Dua Dimensi. *Prosiding Snip 2017*, 160–167.
- Kearey, Philip, Brooks, Michael, & Hill, Ian. 2002. *An introduction to geophysical exploration*. Vol. 4. John Wiley & Sons.
- Loke, M Heng. 1999. Time-lapse resistivity imaging inversion. *Pages cp–35 of: 5th EEGS-ES Meeting*. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Loke, Meng Heng. 2004. *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*.
- LOKE, MH. 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A Practical Guide to 2D & 3D Electrical Imaging Surveys. *Technical Reports*.
- Loke, MH, Chambers, JE, Rucker, DF, Kuras, O, & Wilkinson, PB. 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of applied geophysics*, **95**, 135–156.

- Nejad, Hadi Tahmasbi, *et al.* 2009. Geoelectric investigation of the aquifer characteristics and groundwater potential in Behbahan Azad University Farm, Khuzestan Province, Iran. *Journal of Applied Sciences*, **9**(20), 3691–3698.
- Reynolds, John M. 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Robinson, David G. 1998. *A survey of probabilistic methods used in reliability, risk and uncertainty analysis: Analytical techniques 1*. Tech. rept. Sandia National Labs., Albuquerque, NM (United States).
- Rolia, Eva, & Sutjningsih, Dwita. 2018. Application of geoelectric method for groundwater exploration from surface (A literature study). *Page 020018 of: AIP Conference Proceedings*, vol. 1977. AIP Publishing LLC.
- Rücker, Carsten, Günther, Thomas, & Wagner, Florian M. 2017. pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics. *Computers & Geosciences*, **109**, 106–123.
- Santoso, Djoko. 2002. Pengantar Teknik Geofisika. *ITB, Bandung*.
- Szczygieł, Jacek, Mendecki, Maciej, Hercman, Helena, Wróblewski, Wojciech, & Glazer, Michał. 2019. Relict landslide development as inferred from speleothem deformation, tectonic data, and geoelectrics. *Geomorphology*, **330**, 116–128.
- Taylor, John. 1997. *Introduction to error analysis, the study of uncertainties in physical measurements*.
- Telford, William Murray, Telford, WM, Geldart, LP, Sheriff, Robert E, & Sheriff, RE. 1990. *Applied geophysics*. Vol. 2. Cambridge university press.
- Zohdy, Adel AR, Eaton, Gordon P, & Mabey, Don R. 1974. Application of surface geophysics to ground-water investigations.

Lampiran A

Riwayat Hidup



Nama lengkap Ahmad Fairuzi, dilahirkan di Kota Bandung pada tanggal 27 November 1997 dari pasangan Bapak Rahmat Yuda dan Ibu Siti Nuryati, sebagai anak ke 2 dari 3 bersaudara. Bertempat tinggal di Tanjungsari, Jawa Barat. Menyelesaikan sekolah dasar di SDN Ciluluk 1 pada tahun 2009, melanjutkan Pendidikan di SMP Alfa Centauri pada tahun 2012, kemudian melanjutkan pendidikan di SMA Alfa Centauri pada tahun 2015, dan melanjutkan pendidikan di Perguruan Tinggi Universitas Islam Negeri(UIN) Sunan Gunung Djati Bandung pada Jurusan Fisika. Pada tingkat kampus, saya mengikuti organisasi HIMASAIIFI (HMJ-Fisika) mengabdikan selama 1 periode dengan jabatan yang diemban yaitu sebagai anggota departemen sosial pada tahun 2018-2019.