

Skripsi Geofisika

**Kajian Potensi Air Tanah dengan Metode Geolistrik sebagai
Antisipasi Kelangkaan Air Bersih Daerah Kota Jayapura, Papua**



OLEH

IGNATIUS WILY VIRMAN

H061191064

DEPARTEMEN GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2023

HALAMAN JUDUL

**Kajian Potensi Air Tanah dengan Metode Geolistrik sebagai
Antisipasi Kelangkaan Air Bersih Daerah Kota Jayapura, Papua**

SKRIPSI

*Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains
Pada Departemen Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Hasanuddin*

OLEH:

IGNATIUS WILY VIRMAN

H061191064

DEPARTEMEN GEOFISIKA

FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2023

LEMBAR PENGESAHAN

**Kajian Potensi Air Tanah dengan Metode Geolistrik sebagai
Antisipasi Kelangkaan Air Bersih Daerah Kota Jayapura, Papua**

Disusun dan Diajukan Oleh:

IGNATIUS WILY VIRMAN

H061191064

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka
Penyelesaian Program Sarjana Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan
Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin

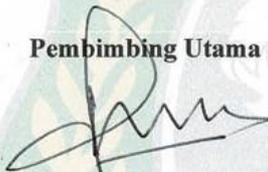
UNIVERSITAS HASANUDDIN

Pada 7 Agustus 2023

Dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama



Prof. Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT, Surv. IPM
NIP. 196406161989031006

Pembimbing Pertama



Svamsuddin, S.Si. MT
NIP. 197401152002121001

**Ketua Departemen Geofisika
Fakultas Matematika Dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Hasanuddin Makassar**



Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng
NIP. 196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Ignatius Wily Virman

NIM : H061191064

Departemen : Geofisika

Judul Tugas Akhir : Kajian Potensi Air Tanah dengan Metode Geolistrik
sebagai Antisipasi Kelangkaan Air Bersih Daerah Kota
Jayapura, Papua

Menyatakan bahwa skripsi ini benar-benar hasil karya saya sendiri dan belum pernah diajukan untuk mendapatkan gelar sarjana di Universitas Hasanuddin atau Lembaga Penelitian lain kecuali kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang sudah lazim digunakan, karya tulis ini merupakan murni dari gagasan penelitian saya sendiri, kecuali arahan Tim Pembimbing dan masukan Tim Penguji.

Makassar, 7 Agustus 2023

Yang Membuat Pernyataan,



Ignatius Wily Virman

SARI BACAAN

Kota Jayapura termasuk daerah padat penduduk. Pertumbuhan ekonomi dan pembangunan lainnya yang juga semakin berkembang sehingga kebutuhan air bersih akan meningkat sejalan dengan bertambahnya waktu. Penelitian telah dilakukan menggunakan metode geolistrik VES (*Vertical Electrical Sounding*) konfigurasi Schlumberger. Tujuan penelitian untuk mengetahui litologi berdasarkan distribusi nilai tahanan jenis secara vertikal untuk mengidentifikasi potensi air tanah yang terdapat pada Kota Jayapura. Titik pengukuran sebanyak 7 (tujuh) yaitu VES. 1 (Ringroad), VES. 2 (Lapangan tembak-Otonom), VES. 3 (Kotaraja Dalam), VES. 4 (Kampus Uncen Abepura), VES. 5 (Aspol Abepura), VES. 6 (Kampung Tiba-tiba), VES. 7 (Pasar Yutefa). Data hasil pengukuran selanjutnya diolah menggunakan software IPI2win. Hasil penelitian menunjukkan bahwa air tanah menyebar di setiap titik ukur, baik air tanah bebas (unconfined aquifer) maupun air tanah tertekan (confined aquifer). Hal ini ditunjukkan dengan hadirnya tahanan jenis yang nilainya relatif rendah dan diduga sebagai lapisan pasir atau kerikil yang menyebar di VES. 2, VES. 3, VES. 4, VES. 5, VES. 6 dan VES. 7. Akuifer di VES. 1 berupa batuan keras memiliki struktur geologi berupa sesar atau kekar memiliki kemampuan untuk menyimpan air (reservoir). Potensi air tanah yang cukup baik ini juga ditunjang oleh lebatnya vegetasi yang melatarbelakangi titik pengukuran geolistrik, dimana vegetasi memiliki peran yang baik karena dapat memaksimalkan terjadinya resapan air hujan yang selanjutnya berubah menjadi air tanah.

Kata Kunci : akuifer, tahanan jenis, dan geolistrik.

ABSRTACT

Jayapura City is a densely populated area. Economic growth and other developments are also growing so that the need for clean water will increase over time. The research was carried out using the Schlumberger configuration VES (Vertical Electrical Sounding) geoelectric method. The research objective was to determine the lithology based on the vertical distribution of resistivity values to identify the potential of groundwater in Jayapura City. There are 7 (seven) measurement points, namely VES. 1 (Ringroad), VES. 2 (Autonomous firing range), VES. 3 (Inner City), VES. 4 (Campus Uncen Abepura), VES. 5 (Aspol Abepura), VES. 6 (Sudden Village), VES. 7 (Yutefa Market). The measurement result data is then processed using IPI2win software. The results showed that groundwater spreads at each measuring point, both unconfined aquifer and confined aquifer. This is indicated by the presence of a relatively low resistivity value and is thought to be a layer of sand or gravel that spreads in the VES. 2, VES. 3, VES. 4, VES. 5, VES. 6 and VES. 7. Aquifer at VES. 1 in the form of hard rock having a geological structure in the form of a fault or joint having the ability to store water (reservoir). This relatively good groundwater potential is also supported by dense vegetation behind the geoelectric measurement point, where vegetation has a good role because it can maximize the infiltration of rainwater which then turns into groundwater.

Key Word: aquifer, resistivity, and geoelectricity

KATA PENGANTAR

Segala syukur dan puji bagi Tuhan Yesus Kristus, oleh karena atas kuasa dan kehendak-Nya penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul '**Studi Potensi Air Tanah dengan Metode Geolistrik Tahanan Jenis Daerah Kota Jayapura, Papua**'. Penulisan skripsi ini merupakan persyaratan akademis untuk memperoleh gelar sarjana pada jurusan Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin. Penulis menyadari sepenuhnya bahwa penyelesaian skripsi ini tidak terlepas dari berbagai keterbatasan penulis, tetapi berkat bantuan dan dorongan dari berbagai pihak, akhirnya dapat diselesaikan dengan baik.

Pada kesempatan ini dengan segala kerendahan hati ucapan terima kasih yang tak terhingga wajib saya haturkan kepada kedua orang tua saya Bapak Virman dan Ibu Anna Bangun sebagai orang tua yang selalu memberikan segala cinta, kasih sayang, dan pengorbanan serta doa terbaik untuk penulis. Tak lupa pula penulis berterima kasih kepada Andrew, Candra dan Kristo, saudara yang selalu memberikan motivasi dan selalu membuat penulis menjadi yang terbaik.

Melalui kesempatan ini pula, penulis menyampaikan penghargaan dan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada orang-orang baik dikirim Tuhan dalam membantu penulis menyelesaikan Skripsi ini. Bantuan dalam bentuk apapun, dalam tindak sekecil apapun. Terima kasih kepada:

1. Bapak **Prof. Dr. Ir. Muh. Altin Massinai, MT, Surv. IPM** selaku pembimbing utama Serta Penasehat Akademik yang Senantiasa memberikan ilmu, bimbingan, motivasi dan selalu memberi penulis nasehat

serta arahan selama menempuh masa perkuliahan. Terima kasih atas bimbingan, waktu, arahan, dan segala jenis bantuan yang Bapak-bapak berikan dari awal masuk Universitas Hasanuddin hingga penulisan skripsi ini. Kepada Bapak **Syamsuddin, S.Si, MT** selaku pembimbing pertama yang selalu memberikan perhatian, bimbingan, nasihat serta masukan kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.

2. Bapak **Sabrianto Aswad, S.Si, MT** dan Ibu **Makharani, S.Si, M.Si** selaku tim penguji yang senantiasa memberi saran dan masukan kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.
3. Bapak Dosen serta teman-teman dari **Universitas Cendrawasih** yang telah membantu dalam proses pengambilan data penelitian ini. Saya ucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya.
4. Bapak **Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng** selaku Ketua Departemen Geofisika Fakultas MIPA Universitas Hasanuddin.
5. Bapak **Dr. Eng Amiruddin** selaku Dekan Fakultas MIPA Universitas Hasanuddin.
6. Seluruh dosen dan staf Fakultas MIPA Universitas Hasanuddin khususnya Departemen Geofisika atas ilmu yang telah diajarkan dan pelayanan yang diberikan serta bantuannya kepada penulis.
7. Saudara – saudari **Geofisika 2019** yang telah kebersamai perjuangan dalam menjalani perkuliahan
8. Teman – teman KKNT PUPR Gowa Gel.108 Posko 27 **Muhammad Fahmi, Muhammad Taufiqurrohman, Izza, Sarah, Fadhia, Vany, Bella**

di Kel. Tamarunang Kec. Somba Opu yang telah memberikan dorongan semangat menjalankan program kerja dan berbagi cerita serta pengalaman selama menjalani KKN.

9. Kepada seluruh pihak yang telah meluangkan banyak hal kepada penulis yang tidak bisa penulis sebutkan satu per satu. Terimakasih. Skripsi ini tidak mungkin selesai jika tanpa ada campur tangan dari orang-orang baik seperti kalian.

Penulis berharap bahwa skripsi ini dapat memberikan kontribusi yang bermanfaat bagi pihak-pihak yang membutuhkan, serta dapat menjadi referensi bagi peneliti lain yang tertarik untuk mengembangkan topik yang sama atau sejenis. Mengingat keterbatasan penulis sebagai manusia biasa, kritik dan saran akan sangat membantu dalam perkembangan penulis di kemudian hari

Makassar, 7 Agustus 2023

Penulis



Ignatius Wily Virman

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
LEMBAR PENGESAHAN	Error! Bookmark not defined.
SARI BACAAN	iii
ABSRTACT	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI.....	ix
DAFTAR GAMBAR.....	xi
DAFTAR TABEL	xii
DAFTAR LAMPIRAN.....	xiii
BAB I.....	1
I.1 Latar Belakang.....	1
I.2 Rumusan Masalah.....	3
I.3 Ruang Lingkup.....	3
I.4 Tujuan Penelitian	3
BAB II	4
II.1 Geologi Regional	4
II.2 Air Tanah.....	9
II.3 Geolistrik Tahanan Jenis	13
II.4 Sifat Listrik Batuan	14
II.5 Dasar Teori Geolistrik Tahanan Jenis	15
II.5.1 Prinsip Dasar Metode Resistivitas.....	16
II.5.2 Potensial Listrik pada Bumi	17
II.5.3 Potensial Arus Tunggal di Dalam Bumi	20
II.5.4 Potensial Disekitar Elektroda Berarus Di Permukaan Bumi.....	22
II.5.5 Potensial untuk dua Elektroda Arus di Permukaan Bumi	23
II.5.6 Konfigurasi Schlumberger	25
II.6 Konsep Tahanan Jenis Batuan.....	26
II.7 Inversi Data Geolistrik.....	29
II.7.1 Pemodelan ke Depan (<i>forward modeling</i>).....	30
II.7.2 Pemodelan Inversi.....	31
II.7.3 Inversi Data Geolistrik 1-D	32

BAB III	38
III.1. Lokasi dan Waktu Penelitian.....	38
III.2. Desain Penelitian	39
III.3. Tahapan Pengukuran	39
III.3.1 Studi Literatur	39
III.3.2 Akuisisi Data.....	40
III.3.3 Peralatan Geolistrik Tahanan Jenis yang Digunakan:	40
III.3.4 Proses Pengukuran.....	41
III.3.5 Pengolahan Data dan analisis data	41
III.4 Bagan Alir Penelitian	42
BAB 4	44
IV.1 Hasil	44
IV.1.1 Hasil Pengukuran	45
IV.1.2 Hasil Pengolahan Data	48
IV.2 Pembahasan	50
IV.2.1 Intepretasi data geolistrik.....	50
IV.2.1.1 Intepretasi data geolistrik morfologi dataran	51
IV.2.1.2 Intepretasi data geolistrik morfologi berbukit	54
IV.2.2 Keterdapatan Air tanah	58
BAB 5	62
V.1 SIMPULAN.....	62
V.2 SARAN	63
DAFTAR PUSTAKA	64
LAMPIRAN

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Peta Geologi Lembaran Jayapura.....	5
Gambar 2.2 Recharge dan discharge area	12
Gambar 2.3 Kawat dengan panjang L, luas penampang A yang dialiri arus listrik I	17
<u>8</u> Gambar 2.4 Medium homogen isotropis dialiri listrik	18
Gambar 2.5 Sumber arus di dalam tanah media homogen.....	20
Gambar 2.6 Sumber arus di permukaan tanah media homogen.....	22
Gambar 2.7 Aliran arus listrik di permukaan bumi oleh dua buah elektroda arus	23
Gambar 2.8 Penampang vertikal garis-garis equipotensial dan aliran arus untuk dua titik sumber arus dipermukaan tanah yang homogen.....	24
Gambar 2.9 Konfigurasi Schlumberger	25
Gambar 2.10 Proses pemodelan ke depan untuk menghitung respons (data teoritik atau data perhitungan) dari suatu model tertentu	30
Gambar 2.11 Teknik pemodelan dengan cara mencoba-coba dan memodifikasi parameter model hingga diperoleh kecocokan antara data perhitungan dan data lapangan	31
Gambar 2.12 Model resistivitas 1-D yang terdiri dari n lapisan horisontal, masing - masing dengan resistivitas homogen ρ_k dan ketebalan h_k . Lapisan terakhir adalah half-space dengan ketebalan tak-hingga	32
Gambar 3.1 Peta Lokasi Penelitian	38
Gambar 4.1 Hasil inversi menggunakan IPI2win, lokasi Kotaraja Dalam.	49

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Harga tahanan jenis beberapa batuan maupun fluida.....	28
Tabel 4.1 Data lapangan sekunder Ringroad	46
Tabel 4.2 Data lapangan primer Kotaraja Dalam.....	47
Tabel 4.3 Hasil pengolahan Data Geolistrik Topografi Datar	53
Tabel 4.4 Hasil pengolahan Data Geolistrik Topografi Berbukit	57

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1 Pengambilan Data.....	
Lampiran 2 Hasil Pengukuran Menggunakan Geolistrik Tahanan Jenis	
Lampiran 3 Hasil Inversi Menggunakan IPI2win.....	
Lampiran 4 Data Bor.....	

BAB I

PENDAHULUAN

I.1 Latar Belakang

Air merupakan sumber daya alam yang jumlahnya tetap, namun tersebar secara tidak merata. Semua makhluk hidup di dunia ini membutuhkan apa yang disebut air, mulai dari mikroorganisme sampai dengan manusia. Air permukaan dan air tanah merupakan sumber air utama yang digunakan masyarakat untuk memenuhi berbagai kebutuhan. Peran air tanah sebagai sumberdaya yang cenderung meningkat karena beberapa keuntungan, yakni kualitas air umumnya baik, biaya investasi relatif rendah dan pemanfaatannya dapat dilakukan di tempat yang membutuhkannya (insitu) (Wahyono & Wianto, 2008). Pertambahan penduduk dan berkembangnya aktivitas manusia telah mengakibatkan sumber-sumber air mengalami proses degradasi.

Kota Jayapura merupakan salah satu kota di Provinsi Papua yang perkembangan kawasan di distrik ini cukup signifikan, sehingga menyebabkan mobilitas kebutuhan akan air bersih yang tinggi baik kebutuhan domestik (rumah tangga) maupun nondomestik (fasilitas umum). Permintaan air yang tinggi dan tidak diimbangi dengan peningkatan produksi, ini dengan sendirinya akan memicu terjadinya krisis air bersih. Fenomena ini memaksa masyarakat di daerah penelitian dalam memenuhi air bersih ada yang membeli dari perusahaan jasa air minum yang di antar ke rumah penduduk dengan menggunakan truk (Musfira, 2018). Berdasarkan permasalahan tersebut maka dilakukan penyelidikan yang bertujuan

untuk mengatasi krisis air bersih yang terjadi di daerah penelitian dengan memanfaatkan air tanah.

Potensi air tanah di Kota Jayapura hingga saat ini tidak diketahui secara pasti. Oleh karena itu, diperlukan suatu kajian tanah untuk memperoleh gambaran mengenai lapisan tanah yang mengandung air tanah. Berdasarkan uraian di atas maka penulis merasa perlu melakukan penelitian untuk menentukan penyebaran lapisan akuifer (air tanah) di Kecamatan Abepura, Kota Jayapura.

Penyebaran lapisan akuifer (air tanah) ini dapat dilakukan dengan menggunakan berbagai metode. Salah satu metode yang umum digunakan adalah metode geolistrik tahanan jenis. Metode ini merupakan salah satu metode geofisika yang memanfaatkan tahanan jenis suatu medium hasil injeksi arus listrik di permukaan bumi, dengan penetrasi kedalaman dapat mencapai puluhan hingga ratusan meter. Penggunaan metode ini untuk mengetahui potensi air tanah telah dilakukan oleh beberapa peneliti terdahulu antara lain pemetaan akuifer air tanah Kota Palopo Provinsi Sulawesi Selatan menggunakan metode geolistrik (Nurfalaq, 2020), investigasi zona akuifer menggunakan metode geolistrik konfigurasi *Schlumberger* di pantai Parangluhu Kecamatan Bontobahari, Kabupaten Bulukumba (Wahyuni et al., 2018), penerapan metode geolistrik resistivitas untuk eksplorasi air tanah menggunakan konfigurasi *wenner-schlumberger* di Sampakang, Kabupaten Maros, Indonesia. (Syamsuddin et al., 2019), aplikasi metode geolistrik untuk alat monitoring rembesan limbah (Penelitian Model Fisik di Laboratorium) (Ngadimin et al., 2001) dan analisis konduktivitas listrik tanah gambut berdasarkan variasi pupuk KCl (Septiyani et al., 2016).

I.2 Rumusan Masalah

Bagaimana model geologi bawah permukaan, dan letak kedalaman akuifer dengan menggunakan metode geolistrik resistivitas di Kota Jayapura, Papua?

I.3 Ruang Lingkup

Penelitian ini dilakukan di dua kecamatan yaitu Kecamatan Abepura dan Kecamatan Jayapura Selatan. Objek yang diteliti adalah air tanah dengan menggunakan metode pengukuran resistivitas konfigurasi *Schlumberger*. Penelitian ini dilakukan Tujuh kali pengukuran atau 7 titik sounding. Parameter yang diukur di lapangan adalah arus (I), beda potensial (ΔV) dan panjang bentangan (m). Pengolahan data menggunakan *software* MS. Excel, *software* IPI2win, dan *surfer*. Analisis dan interpretasi memanfaatkan beberapa data pendukung yaitu peta geologi, tabel tahanan jenis. Hasil akhir penelitian berupa penampang melintang utara-selatan daerah penelitian. Penelitian ini dapat dijadikan sebagai bahan pertimbangan untuk diproses ke tahap lebih lanjut oleh masyarakat sekitar, dalam pembuatan sumur bor di lokasi-lokasi yang berpotensi mengandung air tanah.

I.4 Tujuan Penelitian

Penelitian ini dilakukan dengan tujuan Mengetahui model geologi bawah permukaan, dan letak kedalaman akuifer dengan menggunakan metode geolistrik resistivitas di Kota Jayapura, Papua.

BAB II

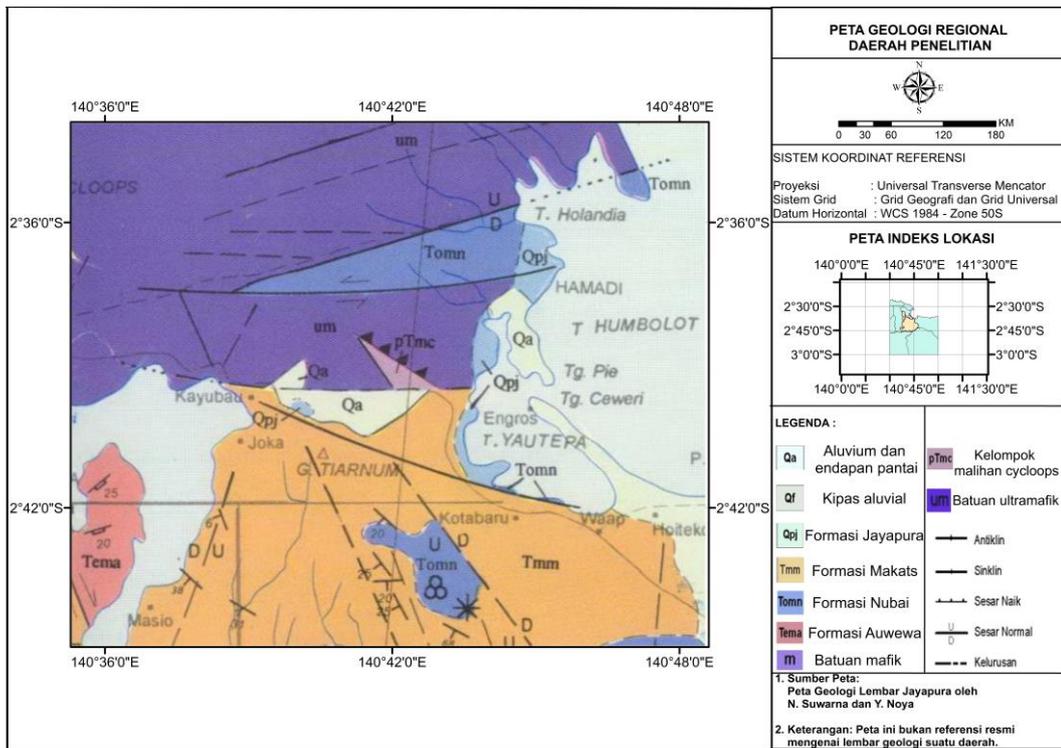
TINJAUAN PUSTAKA

II.1 Geologi Regional

Morfologi Wilayah Jayapura dapat dibagi menjadi tiga satuan, yaitu morfologi perbukitan berelief kasar, morfologi perbukitan berelief sedang dan morfologi dataran. Morfologi perbukitan berelief kasar menempati 65%, berdasarkan penyebarannya umumnya terletak di bagian barat wilayah Kota Jayapura, kemiringan lereng berkisar 30 – 60 %, disusun oleh batuan ultramafik, batuan metamorf dan batuan sedimen yang umumnya sudah lapuk. Morfologi perbukitan berelief sedang menempati 10 %, dari wilayah kota penyebarannya satuan ini hampir di seluruh wilayah dengan luas yang bervariasi, karakteristik kemiringan lereng 0 – 8 % dengan penyebarannya menempati 25 % Wilayah Kota Jayapura. Dataran ini terdiri dari dataran pantai, rawa dan dataran aluvium, satuan ini disusun oleh endapan pantai seperti kerakal, pasir dan lumpur (Kambu, 2014).

Geologi batuan yang menyusun daerah Jayapura sangat kompleks terdiri dari batuan gunung api, batuan sedimen karbonat, batuan sedimen turbidit, batuan mafik dan batuan ultramafic (Gambar 2.1). Batuan yang tersingkap pada daerah penelitian merupakan bagian dari 2 (dua) satuan yaitu batuan ultramafik serta Formasi Nubai. Batuan ultramafik terbentuk pada masa pra Tersier. Selanjutnya satuan ini ditumpangi tidak selaras oleh Formasi Nubai yang berumur Oligosen - Miosen Tengah. Penyusun utama batuan ultramafik adalah hazburgit, serpentinit, piroksenit dan dunit. Formasi Nubai tersusun oleh batugamping bersisipan biomikrit, napal, batupasir halus, tuf, setempat bersisipan kelkarenit dan kalsipelit. Struktur geologi

yang terdapat di Jayapura berupa kekar, sesar turun, dan sesar geser. Kekar lebih berkembang pada batuan metamorf, batuan beku dan sedimen klastika kasar. Kelurusan berarah umum hampir searah struktur regional, yakni barat laut-tenggara. Beberapa berarah utara selatan dan timur laut-barat daya. Sesar turun berarah barat - barat laut - timur - tenggara, timur laut- barat daya serta hampir utara-selatan, menyesarkan batuan ultramafik dan batugamping. Sesar geser berarah timur laut-barat daya, merupakan batas sentuhan batuan ultramafik dan batugamping (Kambu, 2014).



Gambar 2.1 Peta Geologi Lembaran Jayapura (Suarna dan Noya, 1995)

Keterangan:

Aluvium Dan Endapan Pantai (Qa): Kerakal, Kerikil, Pasir dan Lumpur di lingkungan rawa dan pantai. Endapan pantai mengandung pecahan batugamping koral Resen.

Kipas Aluvial (Qf): Aluvium kasar dan fanglomerate, terpilah buruk. Terdiri terutama dari pasir, kerakal dan kerikil batuan ultramafik dan malihan

Formasi Jayapura (Qpj): Batu gamping koral-ganggang, kalsirudit, kalkarenit; setempat batu gamping kapuran, batugamping pelagos. Fosil foraminifera kecil bentos dan pelagos, koral, moluska dan ganggang. Umur satuan plistosen. Lingkungan pengendapan laut terbuka yang tak ada lagi bahan rombakan daratan; menindih tak selaras Formasi Unk. Kemiringan landai kearah selatan baratdaya dengan undak nyata. Terangkat lebih kurang 700 m di atas permukaan laut, Tebal 400 m.

Formasi Makats (Tmm): Grewak, berselingan dengan batulanau dan batulempung; sisipan napal dan konglomerat; lensa dan puncak batugamping; bagian bawah bersisipan tuf dan breksi gunungapi. Grewakem setempat gampingan, urat kalsit mengisi rekahan sampai 0,5 cm; struktur lapisan bersusun, lengseraan, lapisan sejajar, silang-siur dan lapisan perulangan. Konglomerat, anekabahan, pemineralan; komponen andesit, batugamping, Sebagian terhablurkan. Setempat kalkarenit. Tuf (tufit), bersusunan andesit-basal, berlapis baik, tebal tiap lapisan 1-2 cm.

Formasi Nubai (Tomn): Batugamping bersisipan biomikrit, napal, batupasir halus, grewak gampingan tufan, tuf, setempat bersisipan kalkarenit dan kalsipelit.

Batugamping dan biomikrit, berlapis baik: jelek; fosil *Lepidocyclina* sp., *Spiroclypeus* sp., *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., ganggang moluska, dan koral, umur Oligosen-Miosen Awal (Te bawah-atas). Batupasir, halus, sisipan tebal 15 cm. Grewake, gampingan tufan, sisipan lava andesit. Tufa halus, sisipan tebal 0,5 cm. Kalkarenit dan kalsipelit, berlapis jelek; fosil *Globoquadrina* sp., *Heterostegina* sp., dan *Sphaerodinellopsis* sp., ganggang, moluska, umur Miosen Awal-Miosen Tengah. Batugamping pelagos tufan mengandung radiolaria. Umur satuan Eosen-Miosen Akhir. Lingkungan pengendapan diduga laut dangkal-laut dalam dekat daerah gunungapi yang giat. Menjemari dengan Formasi Auwewa, bagian atasnya menjemari dengan Formasi Makats, bersentuhan tektonik dengan satuan ultramafik, Tebal satuan 350 m.

Formasi Auwewa (Tema): Lava basal, diabas dan andesit, aglomerat, breksi gunungapi, tuf, sisipan batugamping, grewak dan tuf pasiran gampingan. Lava basal, kekar lapis; struktur bantal dan amigdaloid; banyak plagioklas dan gelas, piroksen dan sedikit mineral bijih; sebagian berupa spilit. Lava diabas (latit kuarsa-piroksen), kelabu kehijauan, terkloritkan; banyak plagioklas dan klorit hasil ubahan dari piroksen. Lava andesit, terkoyakkan; andesit horeblendita terkloritkan dan andesit piroksen terepidotkan dan terkloritkan. Aglomerat dan breksi gunungapi, komponen basal dan andesit 1-3 cm, matriks batupasir menengah-kasar sedikit gampingan. Tuf, kristal pasiran; felspar dan piroksen yang sebagian menjadi limonit, dengan kepingan mikrolit felspar dan gelas serta serisit; setempat tergerus kuat, mengungkung bongkah dan kerakal ultramafik. Sisipan batugamping, grewak dan tuf pasiran gampingan, fosil foraminifera plangton. Satuan batuan ini hasil

kegiatan gunungapi bawah laut. Umur Eosen-Miosen. Satuan terlipat kuat. Sentuhan dengan batuan beku basa ditandai oleh gerusan dan ubahan yang kuat.

batuan mafik (m): Gabro dan diorit. Gabro; sebagian teruralitkan, terbreksikan, banyak plagioklas dan ortho-klinopiroksen, tremolit- aktinolit hasil ubahan dari piroksen, olivin mengandung inklusi - piroksen; gabro diorit tersusun dari plagioklas dan piroksen teruralitkan, horeblend, Klorit, dan serpentin; sekitar lajur sesar terdapat retas kecil-kecil gabro berbutir halus dalam batuan ultramafik, sumber magma bersifat toleit samudera. Diorit, retas dalam gabro dan ultramafik, diorit kuarsa, banyak plagioklas, horeblend dan kuarsa, sedikit magnetit; sebagian plagioklas dan horeblend berubah menjadi klorit. Satuan batuan bersentuhan tektonik dengan Formasi Auwewa, Satuan Ultramafik, Formasi Makats, maupun Kelompok Malihan Cycloops.

Ultramafik (um): Harsburgit, serpentinit, piroksenit dan dunit. Harsburgit, berbutir menengah sampai kasar, mineral utama olivin sebagian berubah menjadi antigorit dan serpopit, dan onopiroksen, terserpentinkan, sedikit mineral bijih. Serpentinit; mineral antigorit dan sedikit piroksen. Piroksenit; mineral piroksen jenis hipersten dan enstatit, klorit, aktinolit, tremolit, flogopit bertekstur mata burung, kuarsa serta sedikit oksida besi. Dunit, terserpentinkan; mineral piroksen, klorit hasil ubahan piroksen, aktinolit. Satuan batuan terbreksikan, terkekarkan dan terserpentinkan. Setempat rekahan diisi asbes, talkum dan kromit. Urat-urat kuarsa tebal sampai 2 m. Bersentuhan tektonik dengan Kelompok Malihan Cycloops dan Batuan Mafik. Kelompok Malihan Cycloops (pTmc): Sekis. setempat genes, filit, amfibolit, unakit, batu pualam. aktinalit, dan horefels. Sekis; bersusunan karbonat-klorit,

klorit-muskovit, muskovit-epidot, glaukohan, aktinolit-epidot klorit, klorit-aktinolit-staurolit, klorit-aktinolit, aktinolit-tremolit, aktinolit-kianit, aktinolit-kuarsa dan klorit-biotit: urat-urat kuarsa setebal 0 cm: setempat mineral sulfida akibat terobosan granit sbclum sekis mengalami alih tempat; fasies sekis hijau yang terbentuk pada tekanan tinggi bersuhu rendah dan mungkin berhubungan erat dengan sesar naik. Genes, bersusunan mika. karbonat, horenlenda, klorit, klorit-muskovit, klorit-epidot, epidot-klorit; sckitar Daromena terlihat sisa batuan diorit. Filit, sisipan dalam sekis. Amfibolit, berupa bongkah besar. Batu pualam, putih susu: mineral kalsit, sedikit kuarsa dan pirit. Unakit, kristalin; kuarsa, epidot, klont hasil ubahan mineral mafik, felspar yang umumnya berubah menjadi serisit, sedikit magnetit. Horenfels aktinolit; kuarsa bertekstur mosaik, aktinolit, klorit, muskovit, magnetit. Satuan batuan bersentuhan tektonik dengan batuan ultramafik (um).

II.2 Air Tanah

Air tanah merupakan salah satu sumberdaya alam yang berfungsi untuk mendukung kehidupan maupun aktivitas pembangunan, oleh karena itu eksplorasi dan eksploitasi air tanah perlu dilakukan. Asal air adalah air permukaan, merupakan hasil siklus hidrologi dimana air hujan meresap ke dalam tanah. Disamping itu ada juga air juvenil yaitu air tanah yang terbentuk dari hasil proses yang bersifat magmatik, dan air tanah yang terperangkap pada batuan sedimen dikenal dengan air fosil. Menurut Prastisti (2018) air tanah berdasarkan kondisi geografi dan morfologi dapat dijumpai pada endapan gunungapi, endapan alluvial, batuan sedimen, batuan kristalin dan endapan glasial. Sedangkan menurut Prastisti et al., (2018) air tanah pada batuan keras (kompak) dikontrol oleh struktur geologi yaitu

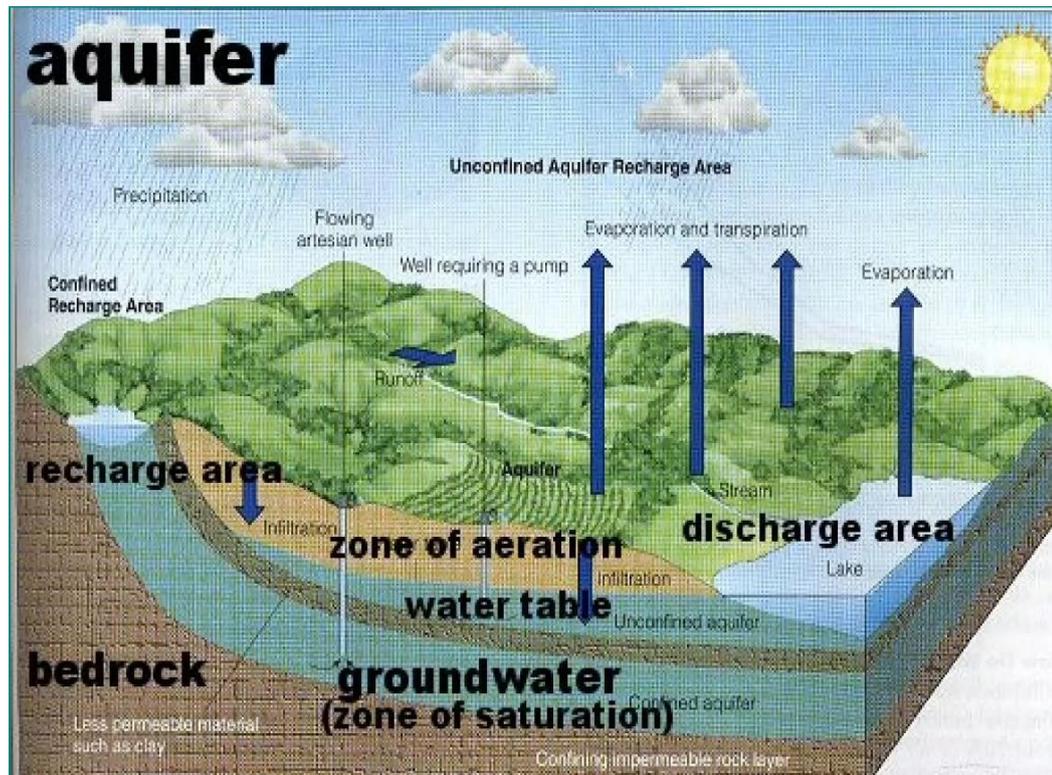
deformasi batuan berupa sesar, lipatan, rekahan dan patahan. Jalur sesar mempunyai dimensi panjang dan lebar yang beragam dari minor hingga puluhan kilometer.

Air tanah terbentuk dari proses hidrologi, tersimpan dan bergerak pada lapisan yang disebut akuifer (Muhardi, 2019). Menurut Massinai et al., (2022) akuifer merupakan lapisan batuan bawah permukaan yang dapat menyimpan dan melepaskan air dalam jumlah yang cukup berarti, misalnya kerikil, pasir, batu kapur, batuan gunungapi. Dengan demikian, akuifer pada dasarnya adalah kantong air yang berada di dalam tanah. Menurut Haerudin et al., (2008) bahwa litologi akuifer di Indonesia yang penting meliputi:

- a. Endapan alluvial: merupakan endapan hasil rombakan dari batuan yang telah ada. Air tanah pada endapan ini mengisi ruang antar butir, endapan ini tersebar di daerah datar.
- b. Endapan vulkanik muda: merupakan endapan hasil kegiatan gunung api, yang terdiri dari batuan lepas maupun padu. Air tanah pada endapan ini menempati baik ruang antar butir pada material lepas maupun mengisi rekahan atau rongga pada batuan padat. Endapan ini tersebar di wilayah gunung api.
- c. Batu gamping: merupakan endapan laut yang mengandung karbonat yang karena proses geologi diangkat ke permukaan. Air tanah disini mengisi terbatas pada rongga, maupun saluran hasil pelarutan. Endapan ini membentuk suatu morfologi yang khas yang disebut *karst*.

Jenis air tanah bawah permukaan berdasarkan besarnya tekanan yang dialami dikenal ada dua jenis yaitu air tanah tertekan (*confined aquifer*) dan air tanah bebas (*unconfined aquifer*). Air tanah bebas (*unconfined aquifer*) tersimpan dekat permukaan hingga kedalaman 40 meter, jenuh air (*saturated*). Lapisan pembatasnya yang merupakan aquitard, hanya pada bagian bawahnya dan tidak ada pembatas aquitard di lapisan atasnya, batas di lapisan atas berupa muka air tanah. Air tanah tertekan (*Confined Aquifer*) tersimpan pada kedalaman lebih dari 40 meter. Akuifer tertekan terletak di bawah lapisan kedap air (*impermeable*) dan mempunyai tekanan lebih besar daripada atmosfer. Menurut Arsyad (2017) perbedaan tekanan yang terjadi pada kedua jenis air tanah tersebut disebabkan adanya lapisan *impermeabel* yaitu lapisan yang tidak mengandung air bisa berupa lapisan lempung (batu lempung).

Muka air tanah umumnya tidak horisontal, tetapi cenderung mengikuti permukaan topografi di atasnya. Apabila tidak ada hujan dalam waktu jangka yang lama maka muka air di bawah bukit akan menurun perlahan-lahan sampai sejajar dengan lembah. Gambar 2.2 menunjukkan bahwa lapisan akuifer cenderung mengikuti topografi. Model aliran air tanah akan dimulai pada daerah resapan/imbunan (*Recharge Zone*). Daerah ini adalah wilayah dimana air yang berada dipermukaan mengalami proses penyusupan (Infiltrasi) secara grafitasi melalui lubang pori atau rekahan batuan, (Zuhdi, 2019).



Gambar 2.2 Recharge dan discharge area (Zuhdi, 2019)

Potensi dan keberadaan air tanah di bawah permukaan dikontrol antara lain vegetasi, curah hujan, kemiringan lereng, jenis batuan permukaan serta porositas per lapisan bawah permukaan. Porositas yang lebih besar tidak selalu disertai oleh permeabilitas yang lebih baik. Contohnya adalah lempung yang memiliki porositas besar tetapi permeabilitasnya sangat kecil. Lapisan *Alluvium* pada jenis batuan yang sama (misalnya sama-sama lempung) memiliki porositas lebih kecil dibanding lapisan *dilluvium* dan Neo-tersier. Menurut Nurwidyanto et al., (2006) besarnya porositas batuan dipengaruhi keadaan sifat fisik batuan antara lain kepadatan, sementasi, bentuk dan ukuran butir, dan sortasi butir, sedangkan permeabilitas batuan adalah kecepatan aliran air pada tanah tersebut.

Air tanah tidak dapat dilihat secara langsung di permukaan, banyak cara yang dapat dilakukan agar informasi mengenai keterdapatannya air tanah dapat diketahui atau diprediksi. Penyelidikan air tanah secara tidak langsung dikenal dengan pendugaan geofisika. Pendugaan geofisika yang paling banyak digunakan untuk memprediksi keberadaan air tanah adalah geolistrik tahanan jenis. Geolistrik melibatkan pengukuran di atas permukaan bumi, dari pengukuran ini dapat ditafsirkan bagaimana sifat-sifat (litologi) bawah permukaan (Usman et al., 2017).

II.3 Geolistrik Tahanan Jenis

Geolistrik tahanan jenis merupakan salah satu metode geofisika yang banyak digunakan untuk masalah eksplorasi air tanah, panas bumi, masalah lingkungan dan lain-lain. Metode ini mengamati per lapisan batuan berdasarkan perbedaan sifat konduktivitas batuan. Prinsip dasar metode geofisika adalah adanya anomali yaitu perbedaan besaran fisis dari benda yang dicari dengan tanah yang menutupinya. Besaran fisis untuk metode geolistrik tahanan jenis adalah sifat listrik. Metode geofisika yang memanfaatkan sifat listrik diantaranya tahanan jenis, *self potensial* dan polarisasi terimbas (Telford et al., 1990). Eksplorasi geofisika untuk mengetahui kondisi di bawah permukaan bumi melibatkan pengukuran di atas permukaan bumi dari parameter-parameter fisika yang dimiliki oleh batuan di dalam bumi. Dari pengukuran ini dapat ditafsirkan bagaimana sifat-sifat dan kondisi di bawah permukaan bumi baik itu secara vertikal maupun lateral (Telford et al., 1990).

Pemanfaatan geolistrik tidak hanya dominan pada kegiatan eksplorasi tetapi telah berkembang hingga ke masalah lingkungan. Metode geolistrik efektif jika digunakan

untuk eksplorasi yang sifatnya dangkal, akan tetapi jarang memberikan informasi lapisan kedalaman lebih dari 1000 atau 1500 kaki. Metode ini lebih banyak digunakan dalam bidang geologi teknik seperti penentuan kedalaman batuan dasar, pencarian reservoir air dan juga baik untuk eksplorasi panas bumi. Keunggulan metode ini secara umum diantaranya harga peralatan relative murah, biaya survey relative murah, waktu yang dibutuhkan relative cepat serta peralatan yang kecil sehingga mudah untuk mobilisasi (Broto, 2008).

II.4 Sifat Listrik Batuan

Batuan merupakan suatu jenis materi yang mempunyai sifat kelistrikan. Sifat kelistrikan adalah karakteristik dari batuan bila terdapat aliran arus listrik kedalamnya. Arus listrik ini dapat berasal dari alam akibat terjadinya ketidakseimbangan dan dapat pula berasal dari arus listrik yang sengaja dimasukkan kedalamnya. Berdasarkan sifat batuan (dielektrik, porous, mempunyai banyak elektron bebas) maka arus listrik dalam batuan dialirkan dalam tiga bentuk yaitu secara konduksi dielektrik, konduksi elektrolit dan konduksi elektronik.

Milsom (2003) mengatakan bahwa sifat konduktivitas listrik tanah dan batuan pada permukaan bumi sangat dipengaruhi oleh jumlah air, kadar garam, dan bagaimana cara air didistribusikan dalam tanah serta jenis batuan tersebut. Konduktivitas batuan yang mengandung air sangat ditentukan oleh sifatnya, yaitu elektrolit (larutan garam yang terkandung dalam air terdiri dari anion dan kation yang bergerak bebas di air). Telford et al. (1990) menuliskan bahwa adanya medan listrik eksternal menyebabkan kation dalam larutan elektrolit dipercepat menuju kutub

negatif, sedangkan anion menuju kutub positif. Tentu saja, batuan berpori ataupun tanah yang terisi air, nilai resistivitas (ρ) listriknya berkurang dengan bertambahnya kandungan air. Begitu pula sebaliknya, nilai resistivitas listriknya akan bertambah dengan berkurangnya air.

Vebrianto (2016) menuliskan bahwa sifat kelistrikan batuan berkaitan dengan metode geolistrik untuk mempelajari kondisi bawah permukaan bumi dengan pemodelan satu dimensi, dua dimensi atau tiga dimensi. Berdasarkan aliran listrik dalam batuan maka sifat tahanan jenis listrik batuan dapat digolongkan menjadi 3 yaitu:

- Konduktor baik: $10^{-8} < \rho < 1 \Omega m$
- Konduktor sedang: $1 < \rho < 10^7 \Omega m$
- Isolator: $\rho > 10^7 \Omega m$

II.5 Dasar Teori Geolistrik Tahanan Jenis

Geolistrik tahanan jenis merupakan salah satu metode geofisika yang banyak digunakan untuk masalah eksplorasi air tanah, panas bumi, masalah lingkungan dan lain-lain. Metode ini mengamati perlapisan batuan berdasarkan perbedaan sifat konduktifitas batuan. Prinsip dasar metode geofisika adalah adanya anomali yaitu perbedaan besaran fisis dari benda yang dicari dengan tanah yang menutupinya. Besaran fisis untuk metode geolistrik tahanan jenis adalah sifat listrik. Metode geofisika yang memanfaatkan sifat listrik diantaranya tahanan jenis, *self potensial* dan polarisasi terimbas (Telford et al., 1990).

Penelitian geofisika untuk mengetahui kondisi di bawah permukaan bumi melibatkan pengukuran diatas permukaan bumi dari parameter-parameter fisika

yang dimiliki oleh batuan di dalam bumi. Dari pengukuran ini dapat ditafsirkan bagaimana sifat-sifat dan kondisi dibawah permukaan bumi baik itu secara vertikal maupun lateral (Telford et al., 1990).

II.5.1 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Konsep dasar metode geolistrik adalah Hukum Ohm, yang menyatakan bahwa beda potensial yang timbul di ujung-ujung suatu median berbanding lurus dengan arus listrik yang mengalir pada medium tersebut, dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya yang dapat di tuliskan dalam persamaan 2.1 (Lowrie, 2007).

$$V = I R \dots\dots\dots(2.1)$$

dengan V adalah beda potensial antara dua elektroda (volt), I adalah arus listrik yang diinjeksikan (ampere).

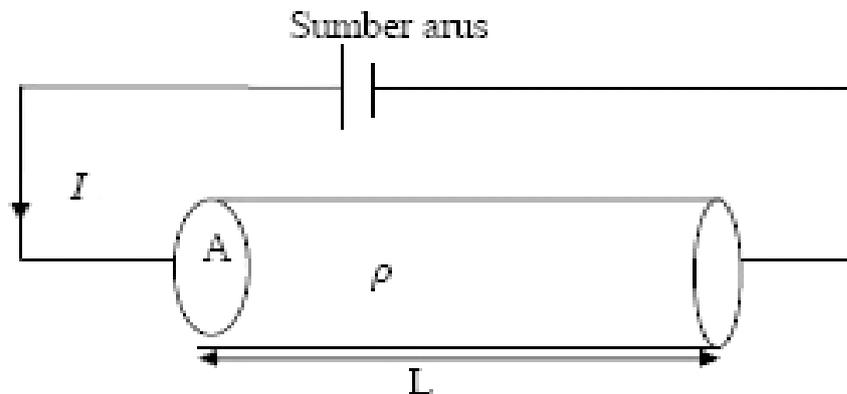
Jika ditinjau suatu kawat dengan panjang L (meter), luas penampang A (meter²), dan resistivitas ρ (ohm-meter), seperti digambarkan pada Gambar 2.3 maka resistansi R dapat dirumuskan sebagai (Lowrie, 2007):

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

dengan $R = V / I$, sehingga resistivitas (Ohm-meter) adalah

$$\rho = R \frac{A}{L} = \frac{V A}{I L} \dots\dots\dots(2.3)$$

dengan ρ adalah hambatan jenis bumi (ohm-meter), V adalah potensial (volt), I adalah arus listrik (ampere,) L panjang lintasan (meter), A adalah luas penampang (meter).

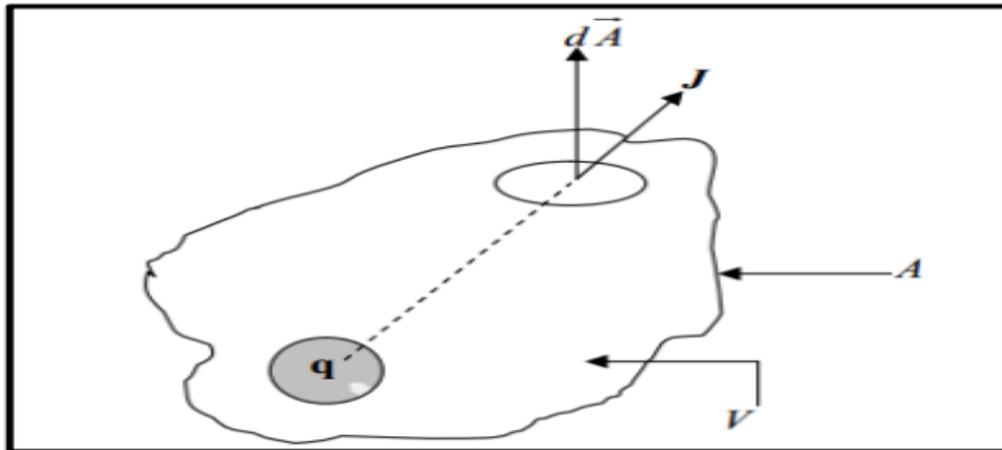


Gambar 2.3 Kawat dengan panjang L , luas penampang A yang dialiri arus listrik I

Persamaan di atas digunakan untuk medium yang homogen sehingga akan terukur nilai tahanan jenis yang sesungguhnya (*True Resistivity*) sedangkan untuk medium yang tidak homogen akan terukur nilai tahanan jenis semu (*Apparent Resistivity*). Pada pengukuran di lapangan, nilai tahanan jenis semu tergantung pada tahanan jenis lapisan-lapisan batuan yang terukur dan metode pengukuran (konfigurasi elektroda). Batuan penyusun di dalam bumi yang berfungsi sebagai resistor dapat diukur nilai tahanan jenisnya secara sederhana dengan mengasumsikan bahwa mediumnya merupakan medium yang homogen isotropis (Santoso, 2002).

II.5.2 Potensial Listrik pada Bumi

Bumi diasumsikan sebagai medium yang homogen isotropis, maka perjalanan arus yang kontinu pada medium bumi dapat digambarkan seperti pada Gambar 2.4 berikut (Siregar, 2006):



Gambar 2.4 Medium homogen isotropis dialiri listrik (Fajar, 2022)

Jika suatu medium homogen isotropis dialiri arus listrik searah I (diberi medan listrik E) maka elemen arus dI yang melalui elemen luas $d\vec{A}$ dengan kerapatan arus \vec{J} adalah (Telford et al., 1990):

$$dI = \vec{j} \cdot d\vec{A} \dots\dots\dots(2.4)$$

dimana: dI = Perunahan arus medium homogen (Amper)

\vec{J} = Rapat arus (Amper/m²)

$d\vec{A}$ = Elemen permukaan (m²)

Rapat arus/densitas (J) diketahui sebanding dengan medan listrik E. Hubungan antara rapat arus dengan medan listrik E jika dihubungkan dengan hukum Ohm, diperoleh:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \dots\dots\dots(2.5)$$

dimana: σ = konduktivitas (Ω^{-1})

E = medan listrik (volt/m)

Kuat medan listrik yang dikenakan pada kawat konduktor umumnya disebabkan oleh adanya beda potensial antara kedua ujung konduktor. Karena medan listrik tidak lain adalah gradien potensial listrik V serta mengingat medan listrik stasioner bersifat konservatif, maka berlaku:

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}V \dots\dots\dots(2.6)$$

Dimana V adalah potensial skalar. Gradien merupakan laju variasi terhadap kordinat. Sedangkan $\vec{\nabla}$ adalah notasi singkat bagi grad dan dinamakan operator diferensial nabla Laplace.

Jika medan listrik merupakan gradien potensial (V) maka:

$$\vec{J} = -\sigma\vec{\nabla}V \dots\dots\dots(2.7)$$

Arus yang mengalir dalam bumi homogen isotropik pada suatu volume tertentu didasarkan pada hukum kekekalan muatan memenuhi persamaan sebagai berikut:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = \frac{\partial q}{\partial t} \dots\dots\dots(2.8)$$

Dengan, \vec{J} =rapat arus (A/m²) dan q = rapat muatan (C/m²)

Untuk arus stasioner berlaku persamaan berikut:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \dots\dots\dots(2.9)$$

Berdasarkan persamaan (2.9) jika di substitusi ke persamaan (2.7) maka diperoleh:

$$\vec{\nabla} \cdot (\sigma\vec{\nabla}V) = 0 \dots\dots\dots(2.10)$$

Dengan menggunakan aturan diferensial, Persamaan (2.10) dapat dituliskan:

$$\vec{\nabla}\sigma \cdot \vec{\nabla}V + \sigma\nabla^2 V = 0 \dots\dots\dots(2.11)$$

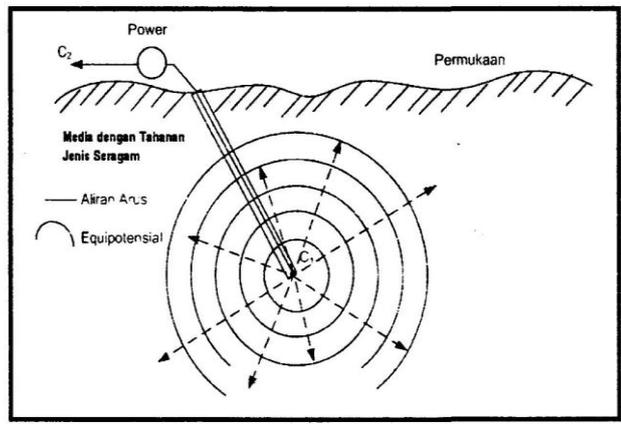
Jika konduktivitas listrik medium konstan maka suku pertama ($\vec{\nabla}\sigma = 0$) pada bagian kiri persamaaan di atas berharga nol sehingga didapat persamaan Laplace

atau potensial bersifat harmonik.

$$\nabla^2 V = 0 \dots\dots\dots(2.12)$$

Persamaan (2.12) termasuk dalam teori dasar penyelidikan geolistrik tahanan jenis (Hendrajaya & Arif, 1990).

II.5.3 Potensial Arus Tunggal di Dalam Bumi



Gambar 2.5 Sumber arus di dalam tanah media homogen (Telford et al., 1990)

Gambar 2.5 menunjukkan sumber arus listrik yang berada di dalam bumi akan merambat ke segala arah secara radial (berbentuk bola simetris) sehingga jumlah arus yang keluar melalui permukaan bola yang berjari-jari r adalah (Hendrajaya & Arif, 1990).

Dalam koordinat bola persamaan Laplace dituliskan sebagai:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \dots\dots\dots(2.13)$$

Persamaan 2.13 merupakan persamaan karena anggapan homogen isotropis maka bumi mempunyai simetri bola (hanya tergantung pada r sedang dua kordinat lainnya dianggap tidak berpengaruh terhadap nilai potensial sehingga dianggap nol) dengan demikian persamaan (2.14) dapat dituliskan (Telford et al., 1990):

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \dots\dots\dots(2.14)$$

Dengan melakukan integrasi pada persamaan (2.14), maka akan diperoleh:

$$\int r^2 \frac{dV}{dr} dr = 0 \rightarrow r^2 \frac{dV}{dr} = p \rightarrow \frac{dV}{dr} = \frac{p}{r^2} \dots\dots\dots(2.15)$$

Untuk mendapatkan solusi umum dari persamaan (2.14), dilakukan integrasi lagi pada persamaan (2.15) dan solusinya seperti berikut (Telford et al., 1990):

$$V = \int \frac{p}{r^2} dr = -\frac{p}{r} + Q \dots\dots\dots(2.16)$$

dengan P dan Q merupakan konstanta. Apabila jarak suatu titik jauh tak terhingga ($r = \infty$) maka potensial dititik tersebut sama dengan nol ($V = 0$) dan konstanta Q = 0. Dengan demikian persamaan (2.16) menjadi:

$$V = -\frac{p}{r} \dots\dots\dots(2.17)$$

Bila bidang ekuipotensial berbentuk bola, maka persamaan (2.4) dan (2.6) menjadi:

$$I = 4\pi r^2 \vec{j} = 4\pi r^2 (-\sigma \vec{\nabla} V) \dots\dots\dots(2.18)$$

Substitusi persamaan (2.15) ke persamaan (2.18) akan diperoleh

$$I = -4\pi r \rho \text{ atau } p = \frac{\rho I}{-4\pi} \dots\dots\dots(2.19)$$

Karena $\sigma = \frac{1}{\rho}$, maka persamaan (2.19) disubstitusikan pada persamaan (2.17) maka dihasilkan:

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

Dengan,

V = Potensial Listrik (Volt)

ρ = Resistivitas (Ohm.m)

I = Kuat Arus Listrik (Ampere)

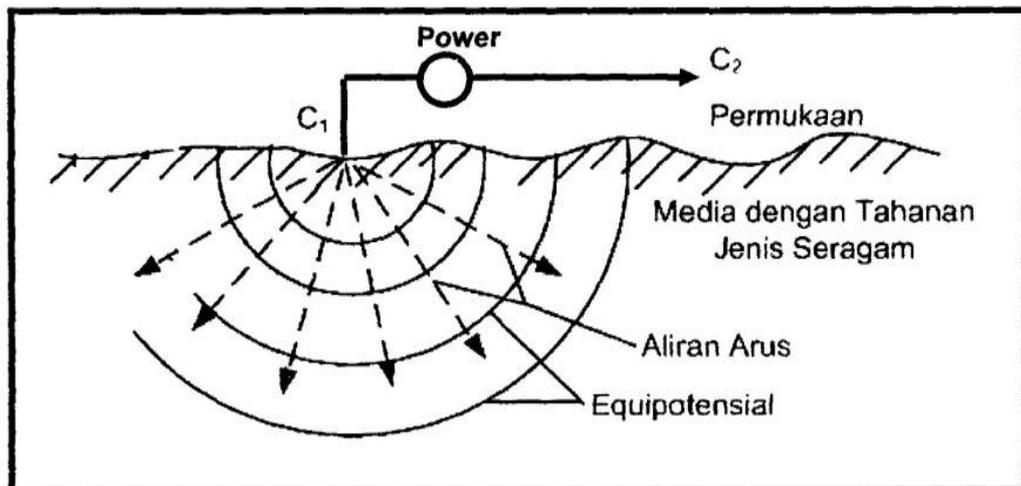
P = Konstanta

\vec{J} = Rapat Arus (A/m^2)

σ = Konduktivitas (S/m)

II.5.4 Potensial Disekitar Elektroda Berarus Di Permukaan Bumi

Gambar 2.6 adalah arus yang diinjeksikan pada permukaan bumi yang memancarkan secara radial dalam bentuk setengah bola.



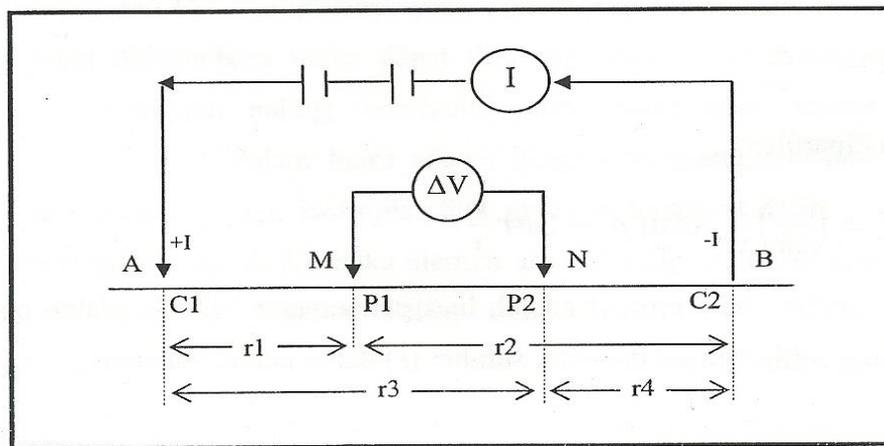
Gambar 2.6 Sumber arus di permukaan tanah media homogen (Telford et al., 1990)

Bila elektroda dipasang di permukaan bumi homogen isotropik, maka medan ekipotensialnya akan berbentuk setengah bola. Dengan menggunakan hubungan seperti sumber arus di bawah permukaan tapi dengan luas permukaan ekipotensial (A) = $\frac{1}{2} \times 4\pi r^2$, konduktivitas udara dianggap nol. Sehingga persamaan 2.21 berubah menjadi (Telford et al., 1990):

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \frac{1}{r} \dots\dots\dots(2.21)$$

II.5.5 Potensial untuk dua Elektroda Arus di Permukaan Bumi

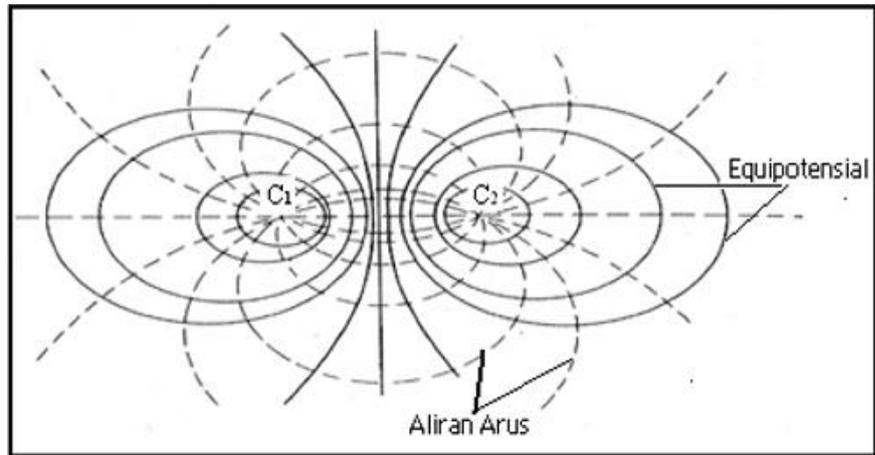
Apabila jarak antara dua elektroda arus tidak terlalu besar, potensial di setiap titik dekat permukaan akan dipengaruhi oleh kedua elektroda arus tersebut (lihat Gambar 2.7).



Gambar 2.7 Aliran arus listrik di permukaan bumi oleh dua buah elektroda arus (Telford et al., 1990)

Equipotensial yang dihasilkan dari kedua titik sumber ini bersifat lebih kompleks dibanding sumber arus tunggal. Bila dibuat penampang melalui sumber C_1 dan C_2 , maka terlihat pola distribusi bidang equipotensial seperti pada Gambar 2.8.

Perubahan potensial sangat drastis pada daerah dekat sumber arus, sedangkan pada daerah antara C_1 dan C_2 gradien potensial kecil dan mendekati linier. Pengukuran potensial paling baik dilakukan pada daerah diantara C_1 dan C_2 yang mempunyai gradient potensial linier. Untuk menentukan perbedaan potensial antara dua titik yang ditimbulkan oleh sumber arus listrik C_1 dan C_2 , maka dua elektroda potensial misalnya P_1 dan P_2 ditempatkan di dekat sumber seperti pada Gambar 2.8.



Gambar 2.8 Penampang vertikal garis-garis equipotensial dan aliran arus untuk dua titik sumber arus dipermukaan tanah yang homogen (Telford et al., 1990)

Untuk kasus dua titik arus yang berlawanan polaritasnya di permukaan bumi (Gambar 2.7), besarnya potensial di titik P₁ dan P₂ yang ditimbulkan akibat injeksi arus (C₁ & C₂) adalah:

$$V_{P1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \text{ dan } V_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \dots\dots\dots(2.22)$$

Dengan demikian beda potensial diantara titik P₁ dan P₂ yang ditimbulkan oleh arus C₁ dan C₂ adalah:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \dots\dots\dots(2.23)$$

Sehingga resistivitas dapat ditulis seperti berikut:

$$\rho = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots(2.24)$$

atau dapat dituliskan:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots(2.25)$$

Dengan K adalah faktor geometri yang nilainya adalah sebagai berikut:

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \dots\dots\dots(2.26)$$

dimana:

$r_1 = \text{jarak } P_1 \text{ ke } C_1$

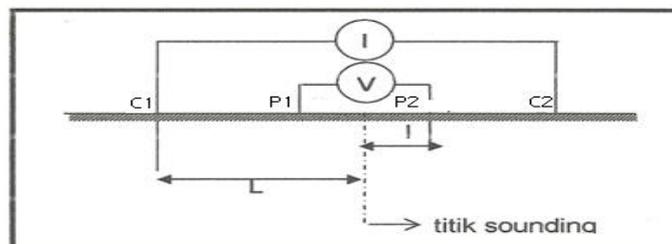
$r_2 = \text{jarak } P_1 \text{ ke } C_2$

$r_3 = \text{jarak } P_2 \text{ ke } C_1$

$r_4 = \text{jarak } P_2 \text{ ke } C_2$

II.5.6 Konfigurasi Schlumberger

Konfigurasi ini dapat digunakan untuk *resistivity mapping* atau *resistivity sounding*. Cara pelaksanaan pengukuran untuk *resistivity mapping* yaitu jarak spasi elektroda dibuat tetap untuk masing-masing titik amat (*sounding*). Sedangkan untuk *resistivity sounding*, jarak spasi elektroda diubah-ubah secara graduil untuk titik amat. Untuk aturan elektroda *Schlumberger*, spasi elektroda arus jauh lebih lebar dari spasi elektroda potensial seperti pada Gambar 2.9.



Gambar 2.9 Konfigurasi *Schlumberger* (Telford et al., 1990)

Dengan:

$r_1 = \text{jarak dari titik } P_1 \text{ ke sumber arus } C_1 (L - l)$

$r_2 = \text{jarak dari titik } P_1 \text{ ke sumber arus } C_2 (L + l)$

$r_3 = \text{jarak dari titik } P_2 \text{ ke sumber arus } C_1 (L + l)$

$r_4 = \text{jarak dari titik } P_2 \text{ ke sumber arus } C_2 (L - l)$

Persamaan (2.26) dapat ditulis sebagai berikut:

$$K_s = \frac{\pi(L^2 - l^2)}{2l} \dots\dots\dots(2.27)$$

Dan persamaan (2.25) menjadi:

$$\rho_s = K_s \frac{\Delta V}{l} \dots\dots\dots(2.28)$$

II.6 Konsep Tahanan Jenis Batuan

Menurut Telford et al. (1990) tahanan jenis batuan atau lapisan batuan mempunyai batas berkisar 10^{-6} ohm m hingga 10^{12} ohm m, besarnya *range* ini antara lain disebabkan oleh kondisi geologi seperti komposisi mineral batuan, porositas, kadar air dan kandungan unsur/logam yang terdapat di bumi. Batuan yang mengandung mineral logam (magnetit, pirit, graphite, pirhotit) mempunyai nilai tahanan jenis lebih rendah daripada batuan yang sedikit mengandung logam (sphalerit, hematit). Demikian juga cairan yang terdapat pada ruang-ruang antar butiran (pori), batuan yang porous mempunyai tahanan jenis yang rendah sedangkan batuan yang masih kompak (*massif*) akan mempunyai tahanan jenis yang tinggi. Dengan demikian untuk alluvial dan batuan yang telah mengalami pelapukan akan mempunyai harga tahanan jenis yang rendah.

Hubungan antara porositas, kadar air yang terkandung dan nilai tahanan jenis batuan dapat dirumuskan dalam hukum Archie (Mukaddas, 2009) sebagai berikut:

$$\rho = a \cdot \rho_w \phi^{-m} \dots\dots\dots(2.29)$$

Dimana a adalah konstanta ($0,6 < a < 1,0$), m adalah konstanta yang disebut sebagai faktor sementasi ($1,3 < m < 2,5$) dan F disebut sebagai faktor formasi. Semakin baik

butiran penyusun batuan tersementasi (terutama batuan sedimen) maka faktor sementasi m semakin besar. Tahanan jenis batuan (ρ) yang mengandung air nilainya semakin kecil dengan bertambahnya kandungan air. Pada batuan jenuh sempurna, kandungan air sama dengan porositas, dan ketakjenuhan pada batuan tak jenuh sebagian akan memengaruhi tahanan jenis batuan tersebut. Harga tahanan jenis beberapa litologi batuan ditampilkan pada Tabel 2.1 (Telford et al., 1990).

Secara kuantitatif hubungan antara batuan dan nilai tahanan jenis sebagai berikut:

- a. Batuan beku memiliki harga tahanan jenis yang lebih tinggi dari batuan sedimen lepas dan sedimen kompak.
- b. Sedimen lepas akan mempunyai harga tahanan jenis relatif lebih rendah dibandingkan dengan batuan sedimen kompak.
- c. Tahanan jenis yang terukur akan lebih kecil harganya dari tahanan jenis sebenarnya, apabila batuan tersebut mengandung air sadah atau garam. Kondisi ini disebabkan air sadah atau air garam mengisi pori-pori batuan merupakan suatu fluida yang bersifat larutan elektrolit. Larutan tersebut mempunyai muatan ion-ion bebas, sebagai indikasi adanya konduktivitas dalam menentukan nilai tahanan jenis yang terukur.

Tabel 2.1 menunjukkan bahwa terjadi variasi nilai resistivitas material bumi, menurut Damayanyi (2009) nilai tahanan jenis batuan bergantung dari macam-macam materialnya, densitas, porositas, ukuran dan bentuk pori-pori batuan, kandungan air, kualitas dan suhu. Kondisi ini menyulitkan bagi interpreter dalam mendeskripsikan setiap data untuk merekonstruksi kondisi bawah permukaan karena adanya ambiguitas. Agar diperoleh hasil interpretasi mendekati yang

sebenarnya diperlukan pengetahuan geologi, data-data pendukung dan jam terbang seorang interpreter untuk merekonstruksi kondisi bawah permukaan.

Tabel 2.1 Harga tahanan jenis beberapa batuan maupun fluida (Sedana, 2015)

Material Bumi	Resistivitas (Ωm)
Granit	200 – 100.000
Andesit	$1.7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
Lanau	10-200
Batu Lumpur	3-70
Batu Pasir	1-1000
TopSoil	250-1700
Batu Pasir	$1 - 1 \times 10^8$
Batu Gamping	$50 - 1 \times 10^7$
Laterit	800-1500
Konglomerat	$2 \times 10^3 - 10^4$
Pasir	$1 - 1 \times 10^3$
Lempung	1-100
Air sumur	$0.1 - 1 \times 10^3$
Air Payau	0.3 – 1
Air Laut	0.2
Air Asin (Garam)	0.05 – 0.2
Sekis	$10 - 10^4$

II.7 Inversi Data Geolistrik

Dalam geofisika, pengukuran data di permukaan bumi dilakukan untuk memperkirakan kondisi bawah-permukaan. Data pengamatan merupakan respons dari struktur atau formasi geologi bawah-permukaan. Respons tersebut timbul karena adanya variasi sifat fisis yang relevan (seperti rapat massa, resistivitas, sifat kemagnetan, kecepatan rambat gelombang seismik dan sebagainya) yang berasosiasi dengan struktur geologi bawah-permukaan (Grandis, 2009).

Saat ini, untuk memperoleh distribusi sifat fisis bawah-permukaan secara lebih kuantitatif umumnya dilakukan melalui pemodelan. Dalam hal ini, model adalah representasi keadaan geologi bawah-permukaan oleh benda anomali dengan besaran fisis dan geometri tertentu. Tujuan representasi menggunakan model adalah agar permasalahan dapat disederhanakan dan respons model dapat diperkirakan atau dihitung secara teoritis dengan memanfaatkan teori-teori fisika. Secara lebih umum, model menyatakan suatu besaran atau parameter fisis yang bervariasi terhadap posisi (variasi spasial). Dengan demikian model dapat dinyatakan oleh parameter model yang terdiri dari parameter fisis dan geometri yang menggambarkan distribusi spasial parameter fisis tersebut (Grandis, 2009).

Dalam geofisika, model dan parameter model digunakan untuk mengkarakterisasi suatu kondisi geologi bawah-permukaan. Pemodelan merupakan proses estimasi model dan parameter model berdasarkan data yang diamati di permukaan bumi. Dalam beberapa referensi istilah model tidak hanya menyatakan representasi kondisi geologi oleh besaran fisis tetapi mencakup pula hubungan matematik atau teoritik antara parameter model dengan respons model (Grandis, 2009).

II.7.1 Pemodelan ke Depan (*forward modeling*)

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) menyatakan proses perhitungan "data" yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah-permukaan tertentu (Gambar 2.10). Perhitungan data teoritis tersebut menggunakan persamaan matematik yang diturunkan dari konsep fisika yang mendasari fenomena yang ditinjau. Dalam pemodelan data geofisika, dicari suatu model yang menghasilkan respons yang cocok atau fit dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian, model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah-permukaan di tempat pengukuran data. (Grandis, 2009).

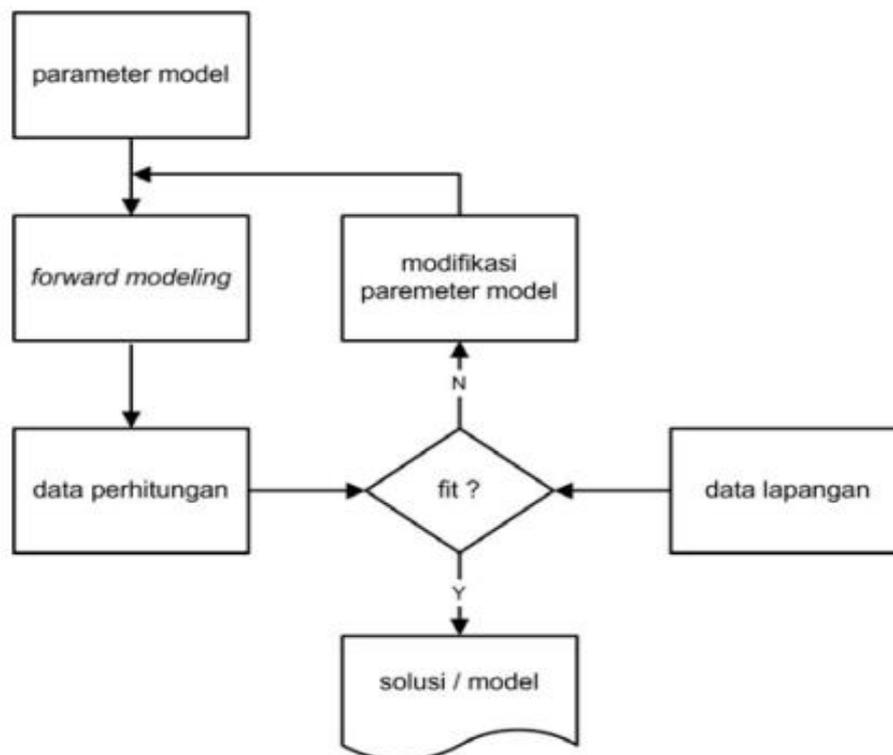


Gambar 2.10 Proses pemodelan ke depan untuk menghitung respons (data teoritik atau data perhitungan) dari suatu model tertentu (Grandis, 2009).

Secara umum metoda pemodelan ke depan membutuhkan waktu cukup lama karena sifatnya yang tidak otomatis sebagaimana pemodelan inversi. Namun pada kasus-kasus tertentu seperti pada kasus dimana data mengandung noise yang cukup besar maka metode yang bersifat otomatis dan sangat objektif seperti metode inversi akan berusaha mencari model yang responsnya fit, termasuk noise-nya. Hal tersebut akan menghasilkan solusi yang tidak dikehendaki atau kurang layak secara geologi. (Grandis, 2009).

II.7.2 Pemodelan Inversi

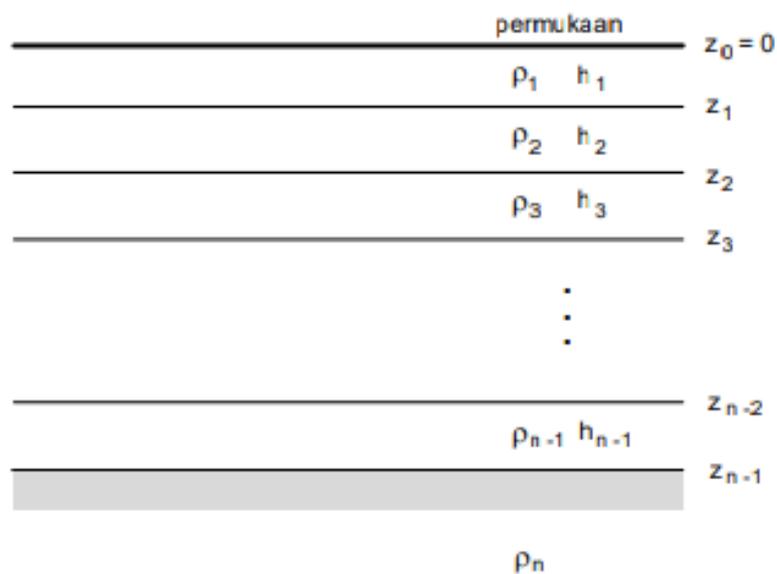
Pemodelan inversi (*inverse modeling*) sering dikatakan sebagai "kebalikan" dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Menke (1984) mendefinisikan teori inversi sebagai suatu kesatuan teknik atau metode matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tersebut. Sistem fisika yang dimaksud adalah fenomena yang kita tinjau, hasil observasi terhadap sistem adalah data sedangkan informasi yang ingin diperoleh dari data adalah model atau parameter model (Grandis, 2009).



Gambar 2.11 Teknik pemodelan dengan cara mencoba-coba dan memodifikasi parameter model hingga diperoleh kecocokan antara data perhitungan dan data lapangan (Grandis, 2009)

II.7.3 Inversi Data Geolistrik 1-D

Pada pemodelan geolistrik 1-D model bumi dianggap berlapis horisontal (Gambar 2.12) sehingga resistivitas (dalam Ohm.m) hanya bervariasi terhadap kedalaman. Pendekatan ini dianggap cukup memadai untuk kondisi geologi tertentu yaitu di lingkungan sedimen sampai kedalaman yang tidak terlalu besar. Data geolistrik diperoleh melalui pengukuran dengan konfigurasi elektroda tertentu dengan jarak antar elektroda yang makin besar untuk memperoleh informasi pada kedalaman yang makin besar pula (sounding) (Grandis, 2009).



Gambar 2.12 Model resistivitas 1-D yang terdiri dari n lapisan horisontal, masing-masing dengan resistivitas homogen ρ_k dan ketebalan h_k . Lapisan terakhir adalah half-space dengan ketebalan tak-hingga (Grandis, 2009).

Fungsi pemodelan kedepan pada metoda geolistrik dengan model 1-D diformulasikan sebagai persamaan integral Hankel yang menyatakan resistivitas-

semu ρ_a sebagai fungsi dari resistivitas dan ketebalan (ρ_k, h_k) tiap lapisan, $k = 1, 2, 3, \dots, n$ dan n adalah jumlah lapisan (Roy, 1999):

$$\rho_a = s^2 \int_0^\infty T(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \dots \dots \dots (2.30)$$

Dimana s adalah setengah jarak antar elektroda arus ($AB/2$ untuk konfigurasi Schlumberger), J_1 adalah fungsi Bessel orde-satu, dan $T(\lambda)$ adalah fungsi transformasi resistivitas yang dinyatakan oleh formulasi rekursif Pekeris (Koefoed, 1979):

$$T_1(\lambda) = \frac{T_{k+1}(\lambda) + \rho_k \tanh(\lambda h_k)}{1 + T_{k+1}(\lambda) \tanh(\lambda h_k) / \rho_k}; k = n - 1, \dots, 1 \dots \dots \dots (2.31)$$

Perhitungan persamaan (2.31) dapat dilakukan dengan metode filter linier yang secara umum dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$\rho_a = \sum_k T_k(\lambda) f_k \dots \dots \dots (2.32)$$

dimana f_k adalah harga koefisien filter linier yang diturunkan oleh Ghosh (Koefoed, 1979).

Dari formulasi pemodelan ke depan (*forward modeling*) di atas tampak bahwa hubungan antara data resistivitas semu (ρ_a) dengan parameter model resistivitas dan ketebalan lapisan (ρ_k, h_k) merupakan fungsi non-linier. Hubungan antara data dengan parameter model secara umum dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$d = g(m) \dots \dots \dots (2.33)$$

Dimana g adalah fungsi pemodelan ke depan (*forward modeling*) yang merupakan fungsi non-linier dari parameter model. Fungsi g dinyatakan dalam notasi vektor untuk menyatakan adanya komponen yang berasosiasi dengan komponen data. Misalkan solusi inversi dari persamaan sebelumnya adalah model m yang

merupakan suatu model awal m_0 yang diperturbasi dengan Δm agar diperoleh kecocokan yang lebih baik antara respons model tersebut dengan data:

$$m = m_0 \pm \Delta m \dots\dots\dots(2.34)$$

$$d = g(m_0 \pm \Delta m) \dots\dots\dots(2.35)$$

Jika persamaan dituliskan kembali dalam bentuk komponen maka diperoleh :

$$d_i = g_i(m_0^{(i)} \pm \delta m_j) \dots\dots\dots(2.36)$$

Dimana $i = 1, 2, \dots, N$ dan $j = 1, 2, \dots, M$ dengan N dan M masing-masing adalah jumlah data dan jumlah parameter model. Ekspansi Taylor orde pertama fungsi $g(m)$ di sekitar suatu model awal m_0 menghasilkan :

$$g_i(m_0^{(i)} \pm \delta m_j) \approx g_i\left(m_0^{(i)} \pm \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \delta m_j \pm O(\delta m_j)\right) \dots\dots\dots(2.37)$$

Dimana $O(\delta m_j)$ adalah suku sisa yang melibatkan turunan orde kedua dan orde-orde lebih tinggi. Hasil substitusi persamaan (2.37) ke dalam persamaan (2.36) dengan mengabaikan suku sisa adalah sebagai berikut:

$$d_i = g_i(m_0^{(j)}) \pm \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \delta m_j \dots\dots\dots(2.38)$$

Komponen turunan parsial fungsi $g(m)$ terhadap suatu elemen parameter model m yang membentuk matriks Jacobi atau Jacobian matrix berikut:

$$J_{ij} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j} \dots\dots\dots(2.39)$$

Selanjutnya substitusi dan pengaturan kembali persamaan menghasilkan:

$$d_i - g_i(m_0^{(i)}) = J_{ij} \delta m_j \dots\dots\dots(2.40)$$

Bentuk lengkap dalam notasi matriks persamaan (2.40) adalah:

$$d_i - g_i(m_0) = J_0 \delta m_0 \dots\dots\dots(2.41)$$

dimana J_0 adalah matriks Jacobi yang dievaluasi pada $m = m_0$. Dengan menganggap $\Delta d_0 = d - g(m_0)$ maka persamaan (2.41) mirip dengan persamaan yang berlaku pada hubungan linear antara data dengan parameter model, yaitu $d = G_m$, dalam hal ini dapat dikatakan bahwa data digantikan oleh perturbasi data dan model menjadi perturbasi model. Sementara itu matrik kernel digantikan oleh matriks Jacobi yang menyatakan sejauh mana data prediksi berubah akibat perturbasi model. Kemiripan bentuk persamaan tersebut mengindikasikan hubungan linear antara Δd_0 dengan Δm_0 . Berdasarkan analogi, solusi inversi dalam bentuk Δm_0 dari suatu permasalahan dapat dinyatakan oleh persamaan (Grandis, 2009):

$$\Delta m_0 = [J_0^T J_0]^{-1} J_0^T (d - g(m_0)) \dots\dots\dots(2.42)$$

Persamaan (2.41) pada dasarnya menyatakan perturbasi yang diperlukan terhadap suatu model awal m_0 agar diperoleh model yang lebih baik, yaitu $m = m_0 + \Delta m_0$. Respon model m diharapkan lebih fit dengan data. Mengingat sifat non-linear dari fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model (*forward modeling*) maka pendekatan orde pertama tersebut tidak dapat langsung menghasilkan model optimum. Oleh karena itu proses perturbasi model dilakukan terhadap model awal m_0 secara iterasi menggunakan persamaan (2.42) sampai diperoleh konvergensi menuju solusi optimum. Untuk memperoleh solusi inversi atau model optimum diperlukan perturbasi secara iterasi suatu model awal m_0 . Dengan demikian pada iterasi ke $(n+1)$ perturbasi dilakukan terhadap model hasil iterasi sebelumnya dengan menggunakan persamaan berikut (Grandis, 2009):

$$m_{n+1} = m_n + [J_n^T J_n]^{-1} J_n^T (d - g(m_n)) \dots\dots\dots(2.43)$$

Untuk meminimumkan kesalahan prediksi data dan norm model dapat menggunakan solusi inversi non-linear teredam. Solusi inversi non-linear *mixed determined* adalah:

$$m_{n+1} = m_n + [j_n^T j_n + \epsilon^2 I]^{-1} j_n^T (d - g(m_n)) \dots\dots\dots(2.44)$$

Model resistivitas bawah-permukaan 1-D adalah $m_n = [\rho_k, h_k] \quad k = 1, 2, \dots, n$. Dalam hal ini, jumlah parameter model adalah $M = 2n - 1$ karena pada model 1-D yang terdiri dari n lapisan terdapat n harga resistivitas dan $n - 1$ harga ketebalan lapisan (lapisan terakhir dianggap memiliki ketebalan tak hingga). Dengan demikian parameterisasi model bersifat tidak homogen. Persamaan pemodelan ke depan (*forward modeling*) geolistrik 1-D secara umum dinyatakan oleh $d = g(m)$. Mengingat persamaan yang menghubungkan data dengan parameter model cukup kompleks maka turunan parsial orde pertama terhadap setiap parameter model sangat sulit diperoleh secara analitik dan eksplisit. Oleh karena itu untuk memperoleh elemen matriks Jacobi dilakukan melalui pendekatan *finite-difference* sebagai berikut (Grandis, 2009):

$$\left[\frac{\partial g_i(m)}{\partial m_n} \right] \approx \frac{g_i(m | m_n + \Delta m_n) - g_i(m | m_n)}{\Delta m_n} \dots\dots\dots(2.43)$$

Setiap elemen matriks Jacobi memerlukan dua kali pemodelan ke depan, pertama untuk model m dan kemudian untuk model yang sama namun dengan elemen ke- n dari m diperturbasi dengan ∂m_n . Besarnya perturbasi umumnya berkisar antara 5% sampai 10% dari harga parameter model. Berdasarkan persamaan (2.44) tampak bahwa kolom matriks Jacobi ke- n berasosiasi dengan perubahan respons model (pada semua elemen data perhitungan dengan indeks- i) sebagai akibat dari perturbasi suatu elemen parameter model m_n (Grandis, 2009).

Baris matriks Jacobi ke- i menyatakan perubahan respons model (pada satu elemen data perhitungan ke- i) akibat perturbasi semua elemen parameter model dengan indeks- k . Matriks Jacobi secara lengkap menggambarkan variasi respons model atau data perhitungan akibat perubahan parameter model. Pemodelan inversi *non-linier* data geolistrik 1-D dilakukan pada data sintetik. Pada inversi *non-linier* data geolistrik 1-D secara "*a priori*" jumlah lapisan ditentukan sama dengan jumlah lapisan model sintetik, untuk menyederhanakan masalah. Informasi tersebut pada dasarnya dapat diperkirakan dari pola kurva *sounding* sebagai fungsi dari spasi elektroda $AB/2$). Model awal yang dipilih secara sembarang tidak memberikan hasil yang konvergen ke model sebenarnya, terutama jika ketebalan lapisan cukup jauh dari harga ketebalan model sintetik. Sebagaimana telah dibahas sebelumnya, pemodelan inversi *non-linier* dengan pendekatan linier yang diselesaikan secara iteratif memerlukan model awal yang dekat dengan solusi (Grandis, 2009).