



Modul ini berisi dasar-dasar tentang pemahaman geofisika, yang meliputi pengertian dan konsep dasar kebumian, konsep dasar dari metode seismic, gaya berat, geomagnetik, geolistrik, dan elektromagnetik beserta bentuk aplikasi masing-masing metode

PENGANTAR GEOFISIKA

Oleh:

Wahidah, S.Si., M.T.

Drs. Piter Lepong, M.Si.

Dr. Dadan Hamdani, M.Si



**PROGRAM STUDI
GEOFISIKA**

**FAKULTAS MATEMATIKA
DAN ILMU
PENGETAHUAN ALAM**

**UNIVERSITAS
MULAWARMAN**

2021

HALAMAN PENGESAHAN MODUL

1. Judul : Pengantar Geofisika
 Jenis : Modul
 Pada : Program Studi Geofisika
 Waktu : 1 Desember 2021
2. Identitas Penulis
 Wahidah, S.Si., M.T. (199208302020122014)
 Drs. Piter Lepong, M.Si. (196407101993031003)
 Dr. Dadan Hamdani, M.Si. (197302232000121001)
3. Jumlah Penulis : 3 orang

Samarinda, 1 Desember 2021

Disiapkan oleh:		
Program Studi Geofisika FMIPA Universitas Mulawarman		
 Wahidah, S.Si., M.T.	 Drs. Piter Lepong, M.Si.	 Dr. Dadan Hamdani, M.Si.

Mengetahui,
Ketua Jurusan Fisika



Dr. Djayus, M.T.
NIP 196603281993031001

Koordinator Program Studi Geofisika



Drs. Piter Lepong, M.Si.
NIP 196407101993031003

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur kami panjatkan ke hadirat Tuhan Yang Maha Esa atas selesainya Modul Pengantar Geofisika ini. Modul ini membahas mengenai konsep dasar dan metode geofisika serta aplikasinya. Modul ini dimaksudkan sebagai bahan ajar selama satu semester pada mata kuliah Pengantar Geofisika. Pemakai utama modul ini adalah mahasiswa S-1 semester 3 yang mengambil mata kuliah tersebut atau yang akan memakainya sebagai bahan pendukung penulisan riset, skripsi, dan lainnya. Modul ini dapat dipakai dalam 16 kali pertemuan dengan pembagian Bab sebagai berikut:

Pertemuan	Materi	Bab
1	Struktur Internal Bumi	1
2	Metode Geofisika	2
4 - 6	Metode Seismik	3
7	Metode Gaya Berat	4
8	Ujian Tengah Semester	
9	Metode Geomagnetik	5
10 - 12	Metode Geolistrik	6
13 - 15	Metode Elektromagnetik	7
16	Ujian akhir semester	

Kami tidak lupa menyampaikan ucapan terima kasih kepada pihak-pihak yang telah membantu penulisan buku ini, sehingga modul ini dapat dijadikan sebagai buku ajar.

Samarinda, 1 Desember 2021

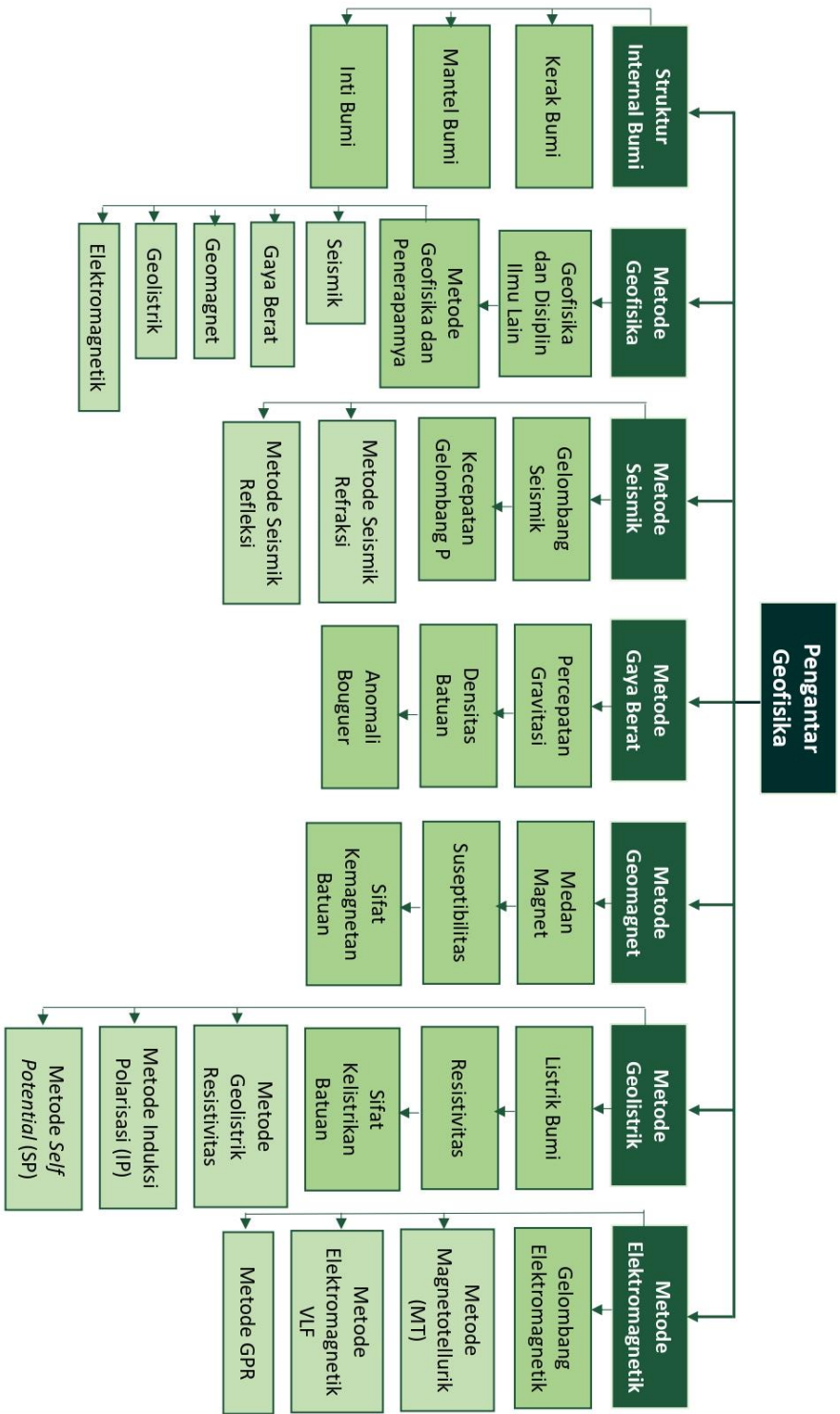
Penulis

DAFTAR ISI

SAMPUL	i
HALAMAN PENGESAHAN	ii
KATA PENGANTAR.....	iii
DAFTAR ISI.....	iv
PETA KEDUDUKAN MODUL	vi
GLOSARIUM.....	vii
 BAB I STRUKTUR INTERNAL BUMI	1
Pendahuluan.....	1
Tujuan	1
Penyajian Materi	1
1.1. Kerak Bumi (<i>Crust</i>).....	3
1.2. Selubung/Mantel Bumi (<i>Mantle</i>)	6
1.3. Inti Bumi (<i>Inner and Outer Core</i>).....	6
Evaluasi	7
 BAB II METODE GEOFISIKA	8
Pendahuluan.....	8
Tujuan	8
Penyajian Materi	8
2.1. Geofisika dan Ilmu yang Terkait	8
2.2. Metode Geofisika	9
2.3. Aplikasi Metode Geofisika	10
Evaluasi	12
 BAB III METODE SEISMIK	13
Pendahuluan.....	13
Tujuan	13
Penyajian Materi	13
3.1. Seismograf	13
3.2. Gelombang Seismik	14
3.3. Hukum Dasar Penjalaran Gelombang Seismik.....	16
3.4. Faktor yang Mempengaruhi Kecepatan Gelombang Seismik	17
3.5. Macam-Macam Metode Seismik	19
3.5.1. Metode Seismik Refraksi	20
3.5.2. Metode Seismik Refraksi	23
Evaluasi	26
 BAB IV METODE GAYA BERAT	27
Pendahuluan.....	27
Tujuan	27
Penyajian Materi	27

4.1. Massa, Gaya Berat, Percepatan dan Potensial Gravitasi	27
4.2. Bentuk Bumi dan Jari-Jarinya.....	29
4.3. Densitas Batuan.....	30
4.4. Anomali Bouguer	31
4.5. Isostasi	33
4.6. Eksplorasi Gaya Berat	34
Evaluasi	34
 BAB V METODE GEOMAGNET	35
Pendahuluan.....	35
Tujuan	35
Penyajian Materi	35
5.1. Konsep Dasar Magnetik	35
5.2. Sifat Kemagnetan Batuan	38
5.3. Survei Geomagnet.....	39
Evaluasi	39
 BAB VI METODE GEOLISTRIK	40
Pendahuluan.....	40
Tujuan	40
Penyajian Materi	40
6.1. Kelistrikan Bumi.....	41
6.2. Prinsip Dasar Kelistrikan.....	41
6.3. Resistivitas Semu Batuan	42
6.4. Sifat Kelistrikan Batuan	43
6.5. Metode Geolistrik Resistivitas	43
6.6. Metode Induksi Polarisasi (IP).....	47
6.7. Metode <i>Self Potential</i> (SP)	48
Evaluasi	49
 BAB VI METODE ELEKTROMAGNETIK	50
Pendahuluan.....	50
Tujuan	50
Penyajian Materi	50
7.1. Gelombang Elektromagnetik	50
7.2. Persamaan Gelombang Elektromagnetik	51
7.3. Metode Magnetotellurik (MT).....	53
7.4. Metode Elektromagnetik VLF (<i>Very Low Frequency</i>)	55
7.5. Metode GPR (<i>Ground Penetrating Radar</i>)	56
Evaluasi	61
 DAFTAR REFERENSI.....	62

PETA KEDUDUKAN MODUL



GLOSARIUM

Alterasi	Proses perubahan komposisi mineralogi batuan dalam kondisi padat, sebagai akibat adanya pengaruh suhu dan tekanan tinggi
Amplitudo	Jarak atau simpangan terjauh dari titik keseimbangan dalam gelombang sinusoide
Anomali Bouguer	Anomali percepatan gravitasi yang hanya dipengaruhi oleh target di bawah permukaan
Arus Eddy	Fenomena yang terjadi pada medan magnet yang menembus suatu konduktor dan menimbulkan arus pusaran
<i>Direct wave</i>	Gelombang yang merambat dari sumber langsung ke penerima melewati lapisan pertama
<i>Diskontinu conrad</i>	Zona transisi antara kerak benua dan kerak samudra
Ekuator	Garis khayal yang merupakan lingkaran terbesar mengelilingi bumi
Elektroda	Penghantar listrik yang terhubung dengan larutan elektrolit dari sebuah rangkaian listrik
Faktor geometri	Besaran koreksi letak kedua elektroda potensial terhadap letak kedua elektroda arus
<i>First break</i>	Sinyal yang pertama kali terekam oleh penerima
<i>Geoid</i>	Sinyal yang pertama kali terekam oleh penerima
<i>Geophone</i>	Sensor yang berfungsi mengubah gerakan atau getaran bumi (getaran seismik) menjadi sinyal listrik yang dapat direkam di sebuah stasiun perekaman.
<i>Head wave</i>	Gelombang yang melewati lapisan pertama lalu merambat disepanjang lapisan kedua
Hidrostatik	Tekanan yang diakibatkan oleh zat cair yang tidak bergerak atau diam pada suatu kedalaman tertentu
Hydrophone	Sensor yang memiliki fungsi yang sama dengan geophone, yang biasanya digunakan dalam eksplorasi seismik laut
Ionosfer	Bagian atmosfer yang terionisasi oleh radiasi matahari
Isostasi	Kondisi keseimbangan gravitasi antara lapisan kerak bumi dan mantel yang mengakibatkan kerak seolah "mengapung" di atas mantel
<i>Mid ocean ridge</i>	Rangkaian gunung berapi bawah laut di mana kerak bumi baru terbentuk dari leleran magma dan aktivitas gunung berapi yang terbentuk oleh lempeng tektonik.
Permeabilitas	Permeabilitas adalah suatu bilangan yang menunjukkan kemampuan dari suatu batuan untuk mengalirkan fluida

Permitivitas	Kemampuan suatu bahan untuk mempolarisasi dalam menanggapi medan listrik eksternal
<i>Phorouspot</i>	Elektroda kontak dengan bumi yang terbuat dari logam yang dilingkupi oleh garamnya, diletakkan pada wadah berpori
<i>Receiver</i>	Alat yang digunakan untuk menerima sinyal
<i>Remanent magnetism</i>	Magnet yang tergantung pada medan listrik untuk menghasilkan medan magnet
<i>Shot gather</i>	Sekumpulan trace yang mempunyai atau berasal dari satu source point yang sama
Skin depth	Jarak pelemahan gelombang elektromagnetik dalam medium homogen yang bergantung pada resistivitas batuan dan frekuensi
Sudut kritis	Sudut yang dibentuk antara sinar datang dengan garis normal dimana sinar bias-nya mengalami pembelokan hingga 90 derajat menjadi sejajar dengan bidang datar
Tektonisme	Proses yang terjadi akibat pergerakan, pengangkatan, lipatan, dan patahan pada struktur tanah di suatu daerah
<i>Seismic trace</i>	Data seismik yang terekam oleh satu perekam (geophone)
Transmitter	Sebuah perangkat untuk mengirim sinyal ke receiver
Vibroseis	Pembuat getaran (vibrator) sinusoidal yang dimanfaatkan sebagai sumber energi untuk menghasilkan sebuah rangkaian gelombang
Vulkanisme	Proses yang berhubungan dengan aktivitas gunung api (gunung api aktif), yakni pergerakan magma dari dalam litosfer yang menerobos ke lapisan atasnya atau sampai ke permukaan bumi
<i>Wavelet</i>	Gelombang yang merepresentasikan satu reflektor yang terekam oleh satu <i>geophone</i>
<i>Weightdrop</i>	Hentakan berat sebagai sumber gelombang pada seismic refraksi

BAB I

STRUKTUR INTERNAL BUMI

PENDAHULUAN

Bab 1 pada modul ini merupakan pendahuluan untuk memahami tentang struktur internal bumi sebagai objek dari ilmu geofisika. Bab ini menjelaskan tentang lapisan-lapisan struktur internal bumi beserta komposisi batuan penyusunnya.

TUJUAN

Setelah menyelesaikan bab ini, mahasiswa diharapkan dapat memahami dan menjelaskan tentang struktur internal bumi.

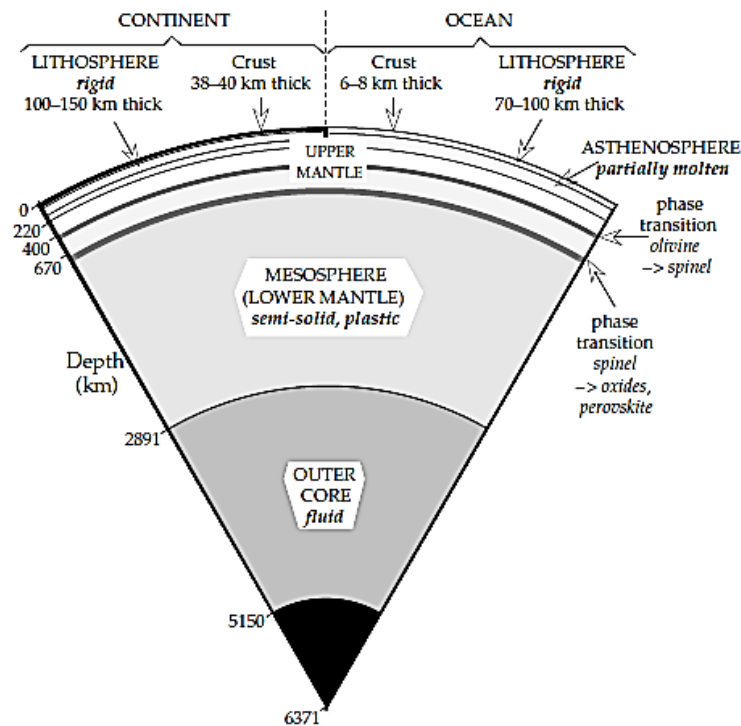
PENYAJIAN MATERI

Bumi adalah planet yang dinamis, terus berubah baik secara eksternal maupun internal. Permukaannya terus-menerus diubah oleh proses endogenik (internal) yang mengakibatkan vulkanisme dan tektonisme, serta oleh proses eksogenik (eksternal) seperti erosi dan pengendapan. Proses ini telah aktif sepanjang sejarah geologi. Ledakan gunung dapat mengubah lanskap sekitarnya secara instan. Gempa bumi juga menyebabkan perubahan lanskap secara tiba-tiba yang, terkadang menghasilkan patahan dengan perpindahan beberapa meter dalam hitungan detik. Pelapukan yang berkaitan dengan erosi pada permukaan terkadang terjadi dengan kecepatan yang dramatis, terutama jika sungai meluap atau dipicu oleh tanah longsor (Lowrie, 2007).

Proses pembentukan bumi, baik relief, morfologi dan karakteristiknya, serta proses-proses lainnya terjadi secara bertahap secara waktu geologi atau berdasarkan dengan era dalam ilmu geologi. Berdasarkan ilmu geologi juga dapat dipelajari mengenai berbagai kejadian, struktur, dan komposisi batu-batuan kulit bumi. Menurut Senter (2013), hasil penelitian para ahli geologi menunjukkan bahwa umur bumi telah berusia ± 4.6 miliar tahun dari mulai proses pendinginan sampai pada akhirnya mengalami pembekuan. Hampir dua pertiga bagian permukaan bumi ditutupi oleh air yang disebut dengan samudera. Sedangkan satu pertiga bagian lain dari bumi merupakan batuan yang membentuk bagian lain dari bumi yang disebut dengan daratan atau benua. Selain itu juga terdapat bagian bumi yang diselimuti oleh lapisan gas yang disebut dengan atmosfer. Pengetahuan tentang struktur dan lapisan bawah

permukaan bumi atau kulit bumi umumnya didasarkan pada kajian dan bukti tidak langsung. Kajian dan bukti tersebut didapatkan melalui studi karakteristik dan sifat batuan yang disebut dengan geofisika. Dengan ilmu geofisika dapat dipelajari sifat-sifat fisis batuan (Syukri, 2020).

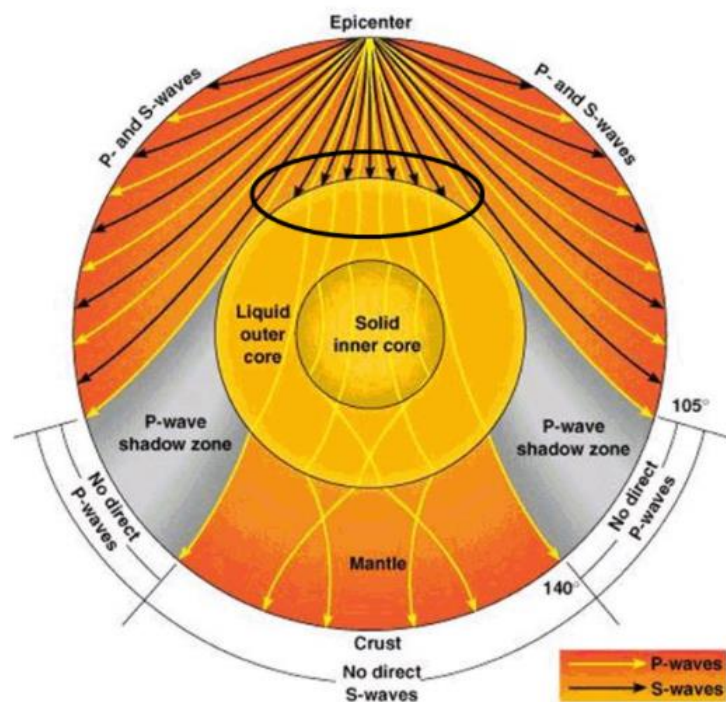
Pada awal abad ke dua puluh, salah satu metode geofisika yaitu metode seismik yang memanfaatkan gelombang seismik dapat membuktikan bahwa interior bumi memiliki struktur berlapis radial seperti bawang (Gambar 1.1). Batas antar lapisan ditandai dengan mendadak terjadi perubahan pada kecepatan gelombang seismik atau gradien kecepatan. Setiap lapisan dicirikan oleh seperangkat sifat fisik tertentu yang ditentukan oleh komposisi, tekanan, dan suhu di dalam lapisan.



Gambar 1.1 Struktur lapisan dalam bumi

Pada kedalaman beberapa puluh kilometer di bawah benua dan kurang dari sepuluh kilometer di bawah lautan, kecepatan seismik meningkat tajam. Pada tahun 1909, Andrija Mohorovicic menemukan teori diskontinuitas seismik yang menyatakan batas antara kerak dan mantel bumi. RD Oldham mencatat pada tahun 1906 bahwa waktu tempuh gelombang seismik kompresi yang melintasi bumi lebih besar dari yang diperkirakan, penundaan ini dikaitkan dengan keberadaan cairan inti luar. Dukungan untuk ide ini muncul pada tahun 1914, ketika B. Gutenberg menggambarkan zona

bayangan untuk gelombang seismik pada jarak episentral lebih besar dari sekitar 105° . Sama seperti gelombang cahaya yang memberikan bayangan objek buram, gelombang seismik dari gempa bumi memberikan bayangan inti di sisi berlawanan dari bumi. Gelombang kompresi (P) sebenarnya dapat melewati inti cair. Namun, kemunculannya tertunda, pada jarak episentral lebih besar dari 143° . Pada tahun 1936, I. Lehmann mengamati kemunculan gelombang kompresi (P) yang lemah di celah antara 105° dan 143° . Hal ini ditafsirkan sebagai bukti adanya inti dalam yang solid (Lowrie, 2007).



Gambar 1.2 Perambatan gelombang P dan S pada lapisan bumi

Menurut Santoso (2002), lapisan utama bumi berdasarkan perhitungan dan penafsiran yang dilakukan oleh ahli seismologi dapat dibagi menjadi 3 yaitu sebagai berikut:

1.1 Kerak Bumi (*Crust*)

Pada bagian atas kerak bumi dijumpai batuan sedimen. Dari data gelombang gempa, di bagian bawahnya ditemukan dua lapisan, yaitu granitis di lapisan atas dan batuan yang bersifat basaltis di lapisan bawahnya. Batas ke dua lapisan batuan ini kurang jelas, namun di bidang diskontinu-nya disebut bidang *diskontinu Conrad*. Batuan kerak bumi sangat heterogen. Batuan tersebut meliputi beberapa oksida berikut:

SiO ₂	61,9 %
Al ₂ O ₃	15,6 %
CaO	5 – 7 %
MgO	3,1 %
Na ₂ O	3,1 %
K ₂ O	2,9
Fe ₂ O ₃	2,9 %
TiO ₂	< 1 %
P ₂ O ₅	< 1 %
MnO	< 1 %

Berdasarkan indikasi kecepatan gelombang gempa, kerak bumi bagian bawah diinterpretasi sebagai batuan gabro (basa). Namun, jika dilihat dari suhu dan tekanan pada kerak bumi bagian bawah, gabro tidak mungkin terbentuk. Pada tekanan tinggi, batuan tersebut akan berubah menjadi batuan eklogit, namun batuan ini memiliki densitas terlalu tinggi untuk kerak bumi. Jadi kemungkinan besar pada bagian bawah kerak bumi komposisi kimia batuanannya tergolong menengah, karena suhu dan tekanan tinggi menjadikan batuan memiliki densitas tinggi.

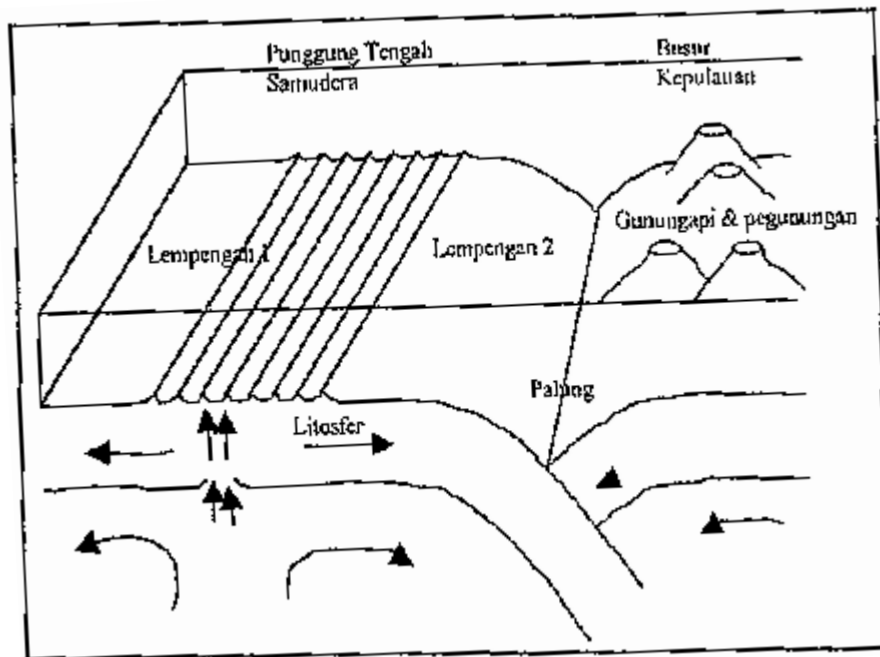
Selanjutnya, kerak bumi yang terdapat pada daerah benua ke samudera, bagian bawahnya berkomposisi basa yang menipis dan menerus, sedangkan bagian atas yang berkomposisi asam yang menipis dan menghilang. Pada daerah ini ditemukan batuan jenis basalt yang hanya mengandung sedikit kalium tetapi kaya akan aluminium jika dibandingkan dengan basalt yang ada di permukaan bumi. Batuan ini disebut dengan toleit samudera.

Kerak bumi terdiri atas kerak benua dan kerak samudera. Kerak benua memiliki ketebalan yang tebal dibandingkan dengan kerak samudera tetapi berat jenis yang cenderung lebih ringan dibandingkan dengan kerak samudera. Hal ini terjadi karena material penyusun kerak benua berbeda dibandingkan dengan kerak samudera, penyusun kerak benua adalah Si-Al atau Silika Aluminium. Namun, implikasi dari material penyusun Si-Al ini adalah tingkat keasaman yang lebih tinggi. Oleh karena itu, gunung api yang terbentuk karena kerak benua cenderung memiliki magma yang bersifat asam dan kental.

Kerak samudera merupakan kerak bumi yang memiliki beberapa karakteristik yang berbeda dibandingkan dengan kerak benua. Pertama, material penyusunnya berbeda, jika kerak benua disusun oleh mineral Si-Al, maka kerak samudera disusun oleh material Si-Ma atau Silika Magnesium. Material ini memiliki berat jenis yang jauh lebih tinggi dibandingkan dengan kerak benua. Silika dan magnesium juga memiliki karakteristik mineral yang cenderung basa, sehingga magma yang berasal dari kerak samudera cenderung lebih cair dan bersifat basa. Kedua, kerak samudera memiliki ketebalan yang cukup tipis, jauh lebih tipis dibandingkan dengan kerak benua. Hal ini diduga disebabkan oleh berat jenis kerak samudera yang jauh lebih tinggi dibandingkan dengan kerak benua.

Ada beberapa hipotesis terkait bentuk morfologi kerak bumi, yaitu:

- a. Bumi statis, artinya bumi sudah ada sesuai dengan bentuknya yang sekarang ini, sementara erosi dan pengendapan hanya mengubah sedikit bentuk yang telah ada
- b. Bumi mengembang, menyatakan bahwa bumi semakin panas sehingga membesar. Akibatnya bumi yang kaku dan tipis menjadi terpecah-pecah.
- c. Bumi mengembang, menyatakan bahwa bumi semakin dingin hingga mengalami penyusutan. Hal ini menyebabkan bagian luar bumi berlekuk-lekuk.
- d. Bumi berdenyut, menyatakan bahwa bumi mengembang dan menyusut sehingga memungkinkan terjadinya bentuk morfologi seperti sekarang ini.
- e. Tektonik lempeng, teori ini muncul setelah mempelajari lantai samudera, sifat gayabarat dan magnetik bumi. Hasilnya menunjukkan bahwa kerak bumi terdiri atas beberapa lempengan kaku (litosfer) yang bergerak terus menerus akibat arus konveksi di atas mantel yang menyebabkan adanya bagian yang bertubrukan, saling menjauh dan berpapasan. Bagian yang saling menyebabkan terjadinya bentuk gunungapi, pegunungan dan palung laut. Bagian yang saling menjauh membentuk punggung tengah samudera (*mid ocean ridge*). Bagian yang saling berpapasan menyebabkannya terjadinya sesar transform.



Gambar 1.3 Model lempeng tektonik yang membentuk berbagai morfologi bumi

1.2 Selubung/Mantel Bumi (*Mantle*)

Mantel bumi merupakan lapisan di dalam bumi, mulai dari lapisan Moho hingga kedalaman 2900 km. Hasil kajian gelombang seismik menunjukkan bahwa lapisan ini terdiri atas tiga bagian. Bagian paling atas terletak pada kedalaman 200 km, gelombang seismic berangsur melemah. Bagian tengah terletak antara 200 km hingga 700 km. terakhir bagian paling bawah di kedalaman antara 700 km hingga 2900 km. Kecepatan gelombang seismic pada zona ini menunjukkan batuan dengan densitas tinggi yang diinterpretasi sebagai piroksen dan dunit. Selain itu, pada zona ini tampak sering terjadi gempa dangkal (< 60 km), sedangkan gempa menengah dan gempa dalam lebih jarang terjadi.

1.3 Inti Bumi (*Inner and Outer Core*)

Inti bumi terletak antar bidang diskontinu *Gutenberg* pada kedalaman 2900 km hingga ke pusta bumi pada kedalaman 6371 km. berdasarkan studi gelombang gempa, batas antara mantel dan inti bumi sudah dapat diperkirakan melalui perbedaan densitas yang mendadak. Penjalaran gelombang seismic menunjukkan adanya zona yang tidak dapat merambatkan gelombang S yang mencirikan adanya cairan/fluida. Hal ini

menunjukkan bahwa inti bumi bersifat cair. Setelah melalui inti bumi, gelombang seismic yang terekam hanya gelombang P. Namun, pada kedalaman 5150 km, terjadi perubahan mendadak berupa peningkatan kecepatan gelombang P. Hal ini ditafsirkan sebagai batas antara inti bagian luar bersifat cair dan inti bagian dalam yang bersifat padat. Komposisi kimia inti bumi ini dianggap berupa besi dan nikel berdasarkan pengetahuan manusia tentang meteorit. Sesuai perhitungan densitasnya, inti bumi juga dianggap mengandung sulfat dan karbon atau magnesium oksida sehingga densitasnya lebih rendah.

EVALUASI

1. Gambar dan jelaskan macam-macam lapisan utama struktur internal bumi!
2. Bagaimana kita dapat menentukan struktur bumi dari atas permukaan?
3. Kemukakan beberapa hipotesis terkait bentuk morfologi kerak bumi!
4. Jelaskan perbedaan kerak benua dan kerak samudera!

BAB II

METODE GEOFISIKA

PENDAHULUAN

Bab 2 pada modul ini merupakan penjelasan tentang geofisika. Bab ini menjelaskan tentang posisi geofisika dengan disiplin ilmu yang terkait, parameter yang terukur dalam metode geofisika dan penerapannya pada berbagai bidang.

TUJUAN

Setelah mempelajari Bab ini, mahasiswa diharapkan mengetahui posisi geofisika dengan disiplin ilmu terkait serta parameter terukur dan aplikasi setiap metode geofisika.

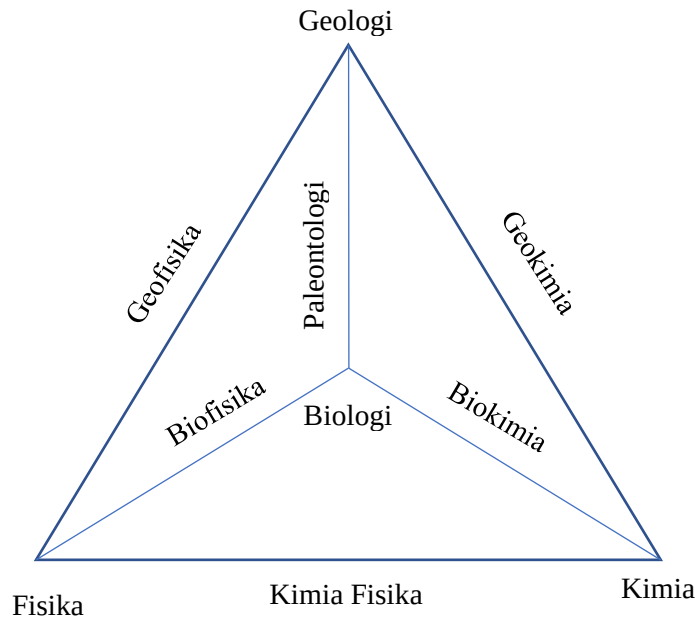
PENYAJIAN MATERI

Geofisika menurut ilmu etimologi terdiri dari kata geo dan fisika. Secara garis besar geofisika adalah ilmu yang menerapkan prinsip-prinsip fisika untuk mengetahui dan memecahkan masalah yang berhubungan dengan bumi, atau dapat pula diartikan sebagai studi yang mempelajari bumi dengan menggunakan prinsip-prinsip fisika. Ilmu geofisika bagi kebanyakan masyarakat umum masih sering tertukar dengan ilmu geologi. Hal tersebut merupakan hal yang wajar dikarenakan kedua ilmu kadang sulit dibedakan secara pasti karena memiliki objek kajian yang sama. Geofisika adalah bagian utama dari ilmu alam dan cabang inti (*core*) dari geologi. Hal ini berkaitan dengan proses fisika dan sifat fisika bumi dan di sekelilingnya yang menggunakan metode kuantitatif dalam analisisnya (Balasubramanian, 2017 dalam Syukri, 2020).

2.1 Geofisika dan Bidang Ilmu Terkait

Pada dasarnya akar bidang keilmuan terbagi menjadi empat yaitu kimia, fisika, geologi dan biologi (Gambar 2.1). Kimia merupakan ilmu yang mempelajari seluk beluk materi,, fisika mempelajari tentang proses atau gaya yang bekerja pada suatu materi, biologi mempelajari berbagai hal tentang organisme hidup dan geologi mempelajari materi yang ada di kerak bumi. Dalam perkembangannya, para ilmuwan tidak melihat adanya tumpang tindih antar satu ilmu dengan ilmu lainnya sehingga muncul ilmu baru yang seolah terpisah padahal sebenarnya berada di antara dua akar disiplin ilmu. Sebagai contoh ilmu geofisika, Sir Isaac Newton (seorang ahli fisika)

membahas tentang pembentukan gunung yang mengaitkan antara ilmu geologi dengan teori kontraksinya (fisika). Hal ini menunjukkan bahwa geofisika muncul dari kombinasi antar ilmu geologi dan fisika.



Gambar 2.1 Akar keilmuan

Pada perkembangan selanjutnya, jika ahli geologi memerlukan pengujian suatu hipotesis, maka ahli fisika dan ahli kimia mengukur besarannya dengan menggunakan teknologi. Pada awalnya, ilmu geofisika dibutuhkan sebagai alat ukur suatu hipotesis, namun dalam perkembangannya ilmu ini tumbuh menjadi ilmu mandiri dengan permasalahan yang spesifik. Geofisika merupakan cabang ilmu yang cenderung bersifat terapan, bahkan berkembang menjadi berbagai banyak cabang keilmuan seperti meteorologi, hidrologi, oseanografi, seismologi, vulkanologi, geomagnetisme, geodesi, tektonofisik, glasiologi, geotermometri, geokosmogoni dan geokronologi (Santoso, 2002).

2.2 Metode Geofisika

Secara khusus, perkembangan ilmu geofisika sebagian telah mengarah ke teknologi. Pada awalnya hanya menyediakan teknik pengukuran dan perhitungan hipotesis geologi, namun kemudian berkembang ke arah metode/teknik pemanfaatan sumber daya. Ada beberapa metode geofisika yang sering digunakan yaitu metode seismik, gayaberat, magnetik, geolistrik dan elektromagnetik. Menurut Kearey (2002),

masing-masing metode tersebut memiliki parameter terukur dan sifat fisika yang digunakan seperti yang ditunjukkan pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Metode Geofisika (Kearey, 2002)

Metode	Parameter terukur	Sifat fisika yang digunakan
Seismik	Waktu tempuh gelombang seismik	Densitas dan Modulus Elastisitas
Gravitasi	Perbedaan medan gravitasi	Densitas
Magnetik	Perebedaan nilai medan magnetik	Suseptibilitas magnetik dan remanen
Elektrik		
Resistivitas	Resistivitas bumi	Konduktivitas elektrik
Induksi Polarisasi	Polaritas tegangan	Kapasitansi elektrik
Potensial diri	Potensial elektrik	Konduktivitas elektrik
Elektromagnetik	Respon dari radiasi elektromagnetik	Konduktivitas elektrik dan Induksi
Radar	Waktu tempuh dari sinyal radar yang terefleksi	Konstanta dielektrik

2.3 Aplikasi Metode Geofisika

Metode geofisika pada dasarnya dikembangkan dengan menerapkan sejumlah hukum fisika pada berbagai sifat fisik bumi agar dapat dimanfaatkan pada berbagai bidang. Tabel 2.2 menunjukkan bentuk penerapan beberapa metode geofisika.

Tabel 2.2 Metode Geofisika dan Aplikasinya

Aplikasi metode geofisika	Metode geofisika yang sesuai
Eksplorasi bahan bakar fosil (minyak, gas, batubara)	Seismik, Gravitasi, Magnetik, (Elektromagnetik)
Eksplorasi mineral mengandung logam	Magnetik, Elektromagnetik, Resistivitas, Potensial Diri, Indksi Polarisasi, Radiometrik
Eksplorasi deposit mineral dalam jumlah besar (contoh: batu pasir)	Seismik, (Resistivitas), (Gravitasi)
Eksplorasi air tanah	Resistivitas, Seismik, (Gravitasi), (Georadar).
Investigasi lokasi konstruksi	Resistivitas, Seismik, Georadar, (Gravitasi), (Magnetik)
Investigasi arkeologi	Georadar, Resistivitas, Elektromagnet, Magnetik, (Seismik)

Metode geofisika bisa diterapkan untuk keperluan mitigasi bencana misalnya gempa bumi dan gunungapi. Selain itu, bisa juga dimanfaatkan dalam bidang geoteknik untuk pembangunan infrastruktur jalan, gedung, jembatan, bendungan dan bangunan sipil lainnya. Pemanfaatan lainnya yaitu dalam analisis lingkungan khususnya dalam analisis zat berbahaya pada buangan limbah dan sebagainya. Yang tak kalah penting, metode geofisika bisa diterapkan untuk eksplorasi sumberdaya bumi seperti mineral, batubara, panas bumi, minyak dan gas bumi hingga kepentingan teknologi militer untuk galian atau deteksi adanya bahan nuklir.

Metode geofisika yang banyak dimanfaatkan dalam eksplorasi migas adalah metode seismik, khususnya seismik refleksi (dalam). Sebenarnya seismik bukan metode geofisika yang pertama digunakan, tetapi metode gayaberat. Adapun untuk penerapan dalam eksplorasi sumber daya mineral misalnya bijih besi, metode geofisika yang paling efektif digunakan adalah induksi polarisasi. Kandungan bijih besi ini memiliki sifat khas, yaitu konduktivitas dan densitas yang tinggi. Bijih besi juga mengandung magnetit dan hematit. Metode magnetik dapat dimanfaatkan untuk mengidentifikasi magnetit yang memiliki suseptibilitas magnetik yang paling tinggi dibandingkan mineral lain. Karena densitas magnetit biasanya lebih besar sehingga survey gayaberat juga bisa diaplikasikan untuk mencari bijih besi (Santoso, 2002).

Jenis properti fisik yang diamati oleh suatu metode jelas menentukan jangkauan aplikasinya. Jadi, misalnya, metode magnetik sangat cocok untuk menemukan tubuh bijih magnetit yang terkubur karena kerentanan magnetiknya yang tinggi. Demikian pula, metode seismik atau elektrik cocok untuk lokasi muka air tanah yang terkubur karena batuan jenuh dapat dibedakan dari batuan kering dengan kecepatan seismik yang lebih tinggi dan konduktivitas listrik yang lebih tinggi.

Satu metode geofisika sering dikombinasi dengan metode geofisika lainnya. Sehingga pada tahap interpretasi, ambiguitas yang timbul dari hasil satu metode survei dapat dihilangkan dengan mempertimbangkan hasil dari metode survei kedua (Kearey, 2002).



EVALUASI

1. Kemukakan peranan geofisika dalam disiplin ilmu yang terkait!
2. Sebutkan parameter terukur dan sifat fisika yang digunakan pada metode geofisika (minimal 5 metode)!
3. Jelaskan penerapan ke lima metode geofisika yang Anda pilih pada soal nomor 2!

BAB III

METODE SEISMIK

PENDAHULUAN

Bab 3 ini menjelaskan tentang metode seismik yang dibagi menjadi tiga kali pertemuan. Pada pertemuan ke-4 akan membahas tentang seismograf, gelombang seismik beserta prinsip dan faktor yang mempengaruhi penjarannya. Untuk pertemuan ke-5 akan membahas tentang seismik refraksi beserta penerapannya. Sedangkan pertemuan ke-6 akan membahas tentang seismik refleksi dan penerapannya.

TUJUAN

Setelah mempelajari Bab ini, mahasiswa diharapkan mengetahui tentang seismograf, gelombang seismik beserta prinsip dan faktor yang mempengaruhi penjarannya serta metode seismik dan penerapannya.

PENYAJIAN MATERI

Seismik berasal dari kata *seismos* yang artinya gempa bumi. Gelombang seismik bersumber dari gelombang elastik yang merambat pada waktu terjadi gempa bumi. Ketika gempa bumi terjadi, stasiun penerima akan merekam dan menghasilkan suatu bentuk gelombang yang menunjukkan fluktuasi amplitudonya.

Dalam survei seismik, gelombang seismik diciptakan oleh sumber yang dikendalikan dan merambat melalui bawah permukaan. Beberapa gelombang akan kembali ke permukaan setelah pembiasan atau refleksi pada batas-batas geologis di dalam permukaan bawah permukaan (Kearey, 2002). Metode ini biasanya menggunakan sumber getaran buatan berupa ledakan dinamit, vibroseis, *weightdrop*, palu (*sledgehammer*) yang dihantamkan pada plat besi di atas permukaan tanah, atau benda-benda lain bermassa besar yang dijatuhkan.

3.1 Seismograf

Ilmu seismologi berawal dari penemuan *seismograf* oleh ilmuwan Inggris John Milne pada tahun 1892. Namanya berasal dari kemampuannya untuk mengubah getaran tanah yang tidak dirasakan menjadi rekaman yang terlihat. Seismograf terdiri

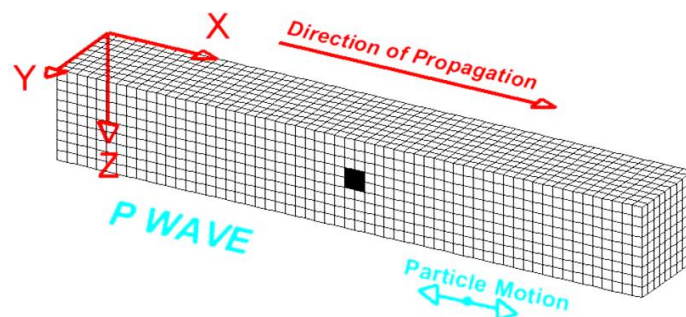
dari penerima dan perekam. Getaran tanah dideteksi dan diperkuat oleh sensor, yang disebut *seismometer* atau dalam seismologi eksplorasi disebut *geophone*. Respon (getaran) yang merambat ditangkap atau direkam oleh *receiver* (sensor) yang disebut *geophone* (geofon) atau *hydrophone* (hidrofon) untuk mengukur waktu perambatannya.

Seismometer menggunakan prinsip inersia. Alat ini dirancang untuk bereaksi terhadap gerakan bumi dalam arah tertentu. Instrumen mekanik merekam getaran tanah yang diperkuat sedangkan instrumen elektro magnetik merespon kecepatan gerakan tanah. Tergantung pada desain, salah satu jenis seismometer dapat merespon gerakan vertikal atau horizontal. Dalam instrumen modern, getaran diperkuat dan disaring secara elektronik. Gerakan tanah yang diperkuat diubah menjadi rekaman yang terlihat yang disebut *seismogram* (Lowrie, 2007). Berdasarkan data rekaman inilah dapat diperkirakan kedalaman dan bentuk lapisan/struktur bawah permukaan bumi.

3.2 Gelombang Seismik

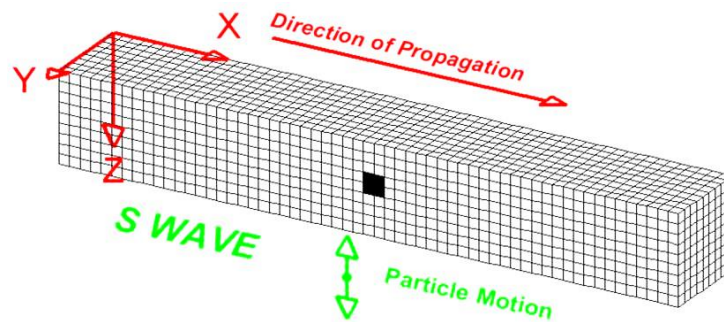
Gelombang seismik merupakan gelombang yang merambat melalui lapisan di bawah permukaan bumi. Perambatan gelombang ini bergantung pada sifat elastisitas batuan. Gelombang seismik secara umum dibagi menjadi dua jenis yaitu gelombang badan dan gelombang permukaan. Gelombang badan yaitu gelombang seismik yang menjalar dalam media elastik dan arah perambatannya ke seluruh bagian di dalam bumi (Telford, 1990). Gelombang badan dibedakan menjadi dua jenis yaitu :

1. Gelombang P (primer/longitudinal) merupakan gelombang badan yang arah gerak partikelnya sejajar dengan arah rambatan gelombang. Gelombang ini memiliki kecepatan rambat paling besar dibandingkan dengan gelombang seismik lainnya, dapat merambat melalui medium padat, cair, dan gas.



Gambar 3.1 Perambatan gelombang P

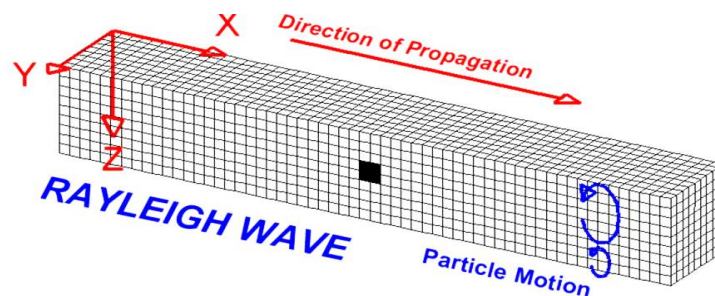
2. Gelombang S (sekunder/transversal) yaitu gelombang badan yang arah gerak partikelnya sejajar dengan arah rambatan gelombang. Gelombang ini memiliki cepat rambat lebih lambat bila dibandingkan dengan gelombang P dan hanya dapat merambat pada medium yang padat saja. Gelombang S tegak lurus terhadap arah perambatannya.



Gambar 3.2 Perambatan gelombang S

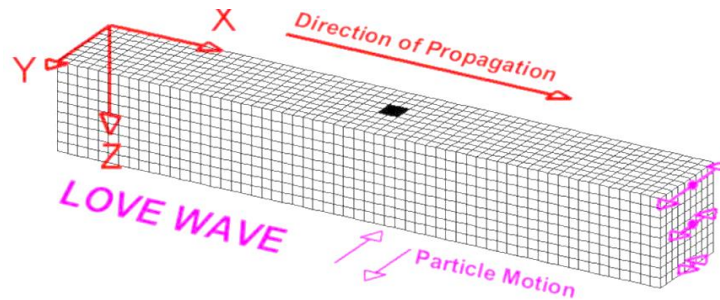
Berbeda dengan gelombang badan, gelombang permukaan merupakan gelombang seismik yang merambat di permukaan bumi. Gelombang permukaan juga dibedakan menjadi dua jenis yaitu :

1. Gelombang Rayleigh merupakan gelombang permukaan yang orbit gerakannya elips tegak lurus dengan permukaan dan arah penjalarannya. Gelombang jenis ini adalah gelombang permukaan yang terjadi akibat adanya interferensi antara gelombang tekan dengan gelombang geser secara konstruktif.



Gambar 3.3 Perambatan gelombang Rayleigh

2. Gelombang Love yaitu gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal yaitu gelombang S horizontal yang penjalarannya paralel dengan permukaan.



Gambar 3.4 Perambatan gelombang Love

3.3 Hukum Dasar Penjalaran Gelombang Seismik

Metode seismik refraksi didasari oleh Prinsip Huygens, Azas Fermat, dan Hukum Snellius. Hukum-hukum ini mendasari penjabaran gerak perambatan gelombang seismik di dalam medium, terutama yang ditinjau dari geometri perambatan gelombang.

1. Prinsip Huygens

Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik pada muka gelombang akan menjadi sumber gelombang baru. Sehingga prinsip Huygens dapat dipakai untuk menjelaskan fenomena gelombang seismik yang makin melemah seiring dengan bertambahnya kedalaman.

2. Hukum Snell

- Gelombang datang, gelombang pantul dan gelombang bias terletak pada satu bidang.
- Sudut pantul sama dengan sudut datang.
- Sinus sudut bias sama dengan sinus sudut datang kali perbandingan kecepatan medium pembias terhadap kecepatan medium yang dilalui gelombang datang.
- Pada sudut kritis sinus sudut datang sama dengan perbandingan kecepatan medium yang dilalui gelombang datang terhadap kecepatan medium pembias.

3. Azas Fermat

Azas Fermat menyatakan bahwa sinar gelombang selalu melintas pada lintasan optik yang terpendek (garis lurus). Lintasan optik terpendek yang dimaksud disini adalah terpendek secara waktu (tercepat), bukan terpendek secara jarak.

3.4 Faktor yang Mempengaruhi Kecepatan Gelombang Seismik

Kecepatan penjaralan gelombang seismik pada lapisan batuan bawah permukaan berbeda-beda, perbedaan ini dipengaruhi oleh beberapa sifat fisis yang dimiliki lapisan batuan tersebut. Adapun beberapa faktor yang mempengaruhi kecepatan penjaralan gelombang seismik pada lapisan batuan bawah permukaan antara lain :

1. Litologi Batuan

Setiap lapisan batuan memiliki tingkat kekerasan yang berbeda-beda. Tingkat kekerasan yang berbeda-beda ini yang menyebabkan perbedaan kemampuan suatu batuan untuk mengembalikan bentuk dan ukuran seperti semula ketika diberikan gaya padanya. Elastisitas batuan yang berbeda-beda inilah yang menyebabkan gelombang seismik merambat melalui lapisan batuan dengan kecepatan yang berbeda-beda (Sheriff, 1995).

Tabel 3.1 Data kecepatan gelombang Primer pada beberapa medium (Burger, 1992)

Material	P Wave Velocity (m/s)
Air	331.5
Water	1400 - 1600
Weathered Layered	300 - 900
Soil	250 - 600
Alluvium	500 - 2000
Clay	1000 - 2500
Sand (Unsaturated)	200 - 1000
Sand (Saturated)	800 - 2200
Sand and Gravel Unsaturated	400 - 500
Sand and Gravel Saturated	500 - 1500
Glacial Till Unsaturated	400 - 1000
Glacial Till saturated	1500 - 2500
Granite	5000 - 6000
Basalt	5400 - 6400
Metamorphic Rock	3500 - 7000
Sandstone and Shale	2000 - 4500
Limestone	2000 - 6000

2. Densitas

Hubungan antara densitas dengan kecepatan perambatan gelombang seismik dalam batuan dirumuskan oleh Hukum Gardner sebagai berikut :

$$\rho = \alpha V^{\frac{1}{4}} \quad (1)$$

Dimana ρ adalah densitas batuan, α adalah konstanta Gardner (0.31) dan V adalah

kecepatan rambat gelombang seismik. Dengan menggunakan Hukum Gardner ini dapat diketahui bahwa semakin besar densitas suatu lapisan batuan maka semakin besar cepat rambat gelombang seismik pada lapisan batuan tersebut (Sheriff, 1995).

3. Porositas

Semakin besar porositas suatu batuan maka semakin kecil nilai densitas suatu batuan sehingga menyebabkan gelombang seismik akan merambat dengan kecepatan yang lebih lambat juga. Suatu zat yang mengisi pori juga dapat memberikan pengaruh terhadap cepat rambat gelombang seismik pada formasi batuan tersebut (Sheriff, 1995).

4. Kedalaman dan Tekanan

Secara umum, porositas berkurang dengan bertambahnya kedalaman. Batuan yang berada pada lapisan bawah akan mengalami tekanan dari lapisan di atasnya sehingga batuan yang berada paling bawah akan mengalami tekanan paling besar dari lapisan di atasnya. Dengan kata lain, semakin dalam posisi lapisan batuan maka semakin besar tekanan yang akan dialaminya. Akibat adanya tekanan yang semakin besar menyebabkan semakin rapatnya suatu batuan yang ditandai dengan semakin kecilnya porositas suatu batuan. Hal ini berarti besarnya kecepatan gelombang seismik akan bertambah seiring dengan bertambahnya kedalaman dan tekanan (Sheriff, 1995).

5. Umur Batuan

Batuan yang lebih tua umumnya berada pada lapisan bawah. Semakin tua usia suatu batuan maka semakin dalam pula posisi lapisan batuan tersebut dari permukaan bumi. Dengan bertambahnya usia suatu batuan, maka batuan tersebut memiliki waktu yang lebih lama dalam *cementation*, lapisan tersebut juga memiliki waktu yang lebih lama dalam mengalami tekanan tektonik sehingga memiliki densitas yang semakin besar. Kondisi seperti ini menyebabkan semakin cepat gelombang seismik merambat pada batuan yang memiliki umur semakin tua (Sheriff, 1995).

6. Frekuensi

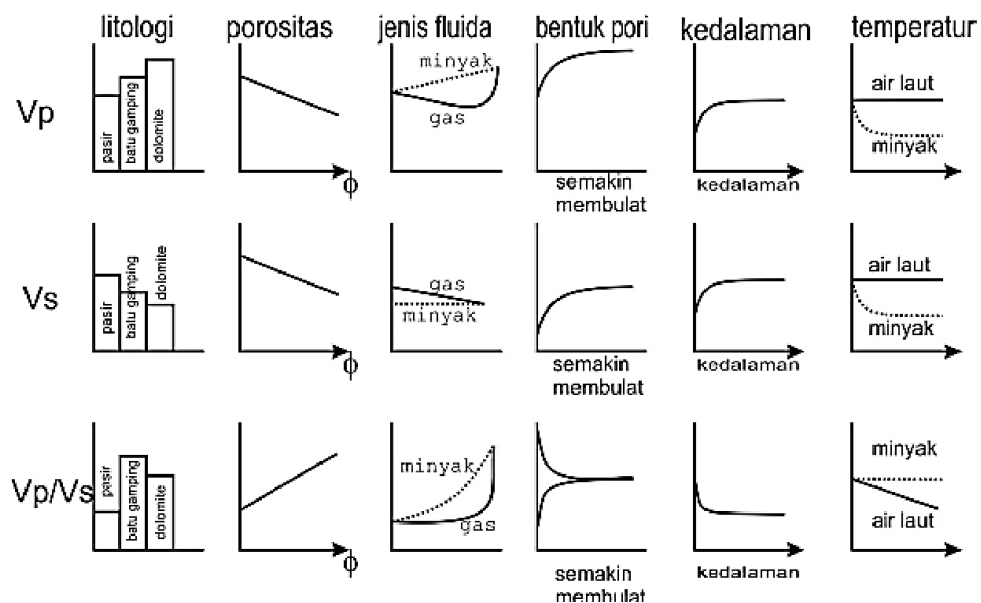
Kecepatan gelombang seismik berubah terhadap frekuensi karena mekanisme absorpsi (penyerapan). Absorpsi terjadi pada batuan yang mengandung fluida tersaturasi, tetapi tidak pada *dry rock*. Dispersi berkurang dengan meningkatnya porositas, viskositas fluida dan berkurangnya tekanan pada batuan. Kecepatan

gelombang P meningkat 15% pada frekuensi antara 2-200 KHz (Sheriff, 1995).

7. Temperatur

Semakin besar temperatur suatu lapisan batuan menyebabkan pada lapisan tersebut terjadi pemuaian. Pemuaian ini menyebabkan porositas batuan semakin besar sehingga densitas batuan semakin kecil. Sehingga dapat disimpulkan semakin besar temperatur suatu lapisan batuan maka semakin kecil cepat rambat gelombang seismik pada lapisan batuan tersebut. Semakin besar kedalaman suatu lapisan maka semakin besar temperaturnya akan tetapi kecepatan seismik akan semakin besar. Hal ini terjadi karena berkurangnya kecepatan akibat bertambahnya temperatur jauh lebih kecil dibandingkan bertambahnya kecepatan akibat bertambahnya densitas suatu lapisan akibat tekanan, sementasi, dan lain-lain. Kecepatan gelombang seismik berkurang 5-6% dengan peningkatan temperatur 100 C (Sheriff, 1995).

Dari penjelasan di atas, perbandingan hubungan antara beberapa sifat fisis batuan terhadap kecepatan penjalaran gelombang seismik *body* yaitu gelombang P dan S ditunjukkan pada Gambar 3.5 berikut :



Gambar 3.5 Hubungan antara sifat fisis batuan dengan kecepatan penjalaran gelombang seismik (Sheriff, 1995)

3.5 Macam-Macam Metode Seismik

Metode seismik merupakan metode geofisika aktif yang memanfaatkan gelombang mekanika yang merambat ke dalam bumi untuk mengetahui kondisi lapisan di bawah permukaan bumi. Metode ini terbagi menjadi dua yaitu metode

metode seismik refraksi dan seismik refleksi. Metode seismik metode seismik refraksi digunakan untuk mengetahui kedalaman yang relatif dangkal sedangkan metode seismic refleksi digunakan untuk mengetahui kedalaman lapisan bawah permukaan yang relatif cukup dalam

3.5.1 Metode Seismik Refraksi

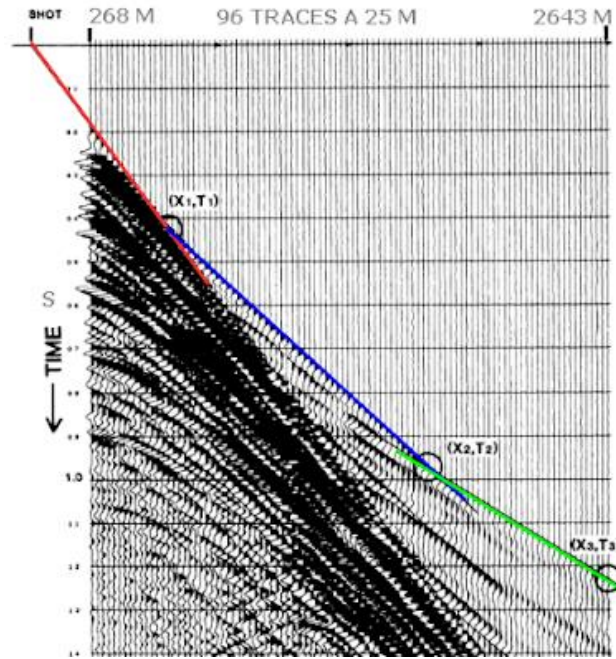
Menurut Santoso (2002), metode seismik refraksi menggunakan energi seismik yang direfraksikan mengikuti lapisan-lapisan bumi di bawah permukaan. Metode ini biasanya digunakan untuk menemukan bidang batas pembiasan (*refractors*) yang memisahkan lapisan kecepatan seismik yang berbeda. Gambaran tentang kecepatan dan kedalaman lapisan diperoleh melalui waktu tempuh gelombang antara sumber getar dan penerima. Namun, Kearey (2002) menyatakan bahwa hal ini tidak selalu menghasilkan gambaran bawah permukaan yang lengkap atau akurat. Dalam keadaan tertentu, interpretasi yang lebih kompleks dapat diterapkan.

Sebagian besar survei refraksi dilakukan di sepanjang garis profil yang disusun cukup panjang. Konsekuensinya, diperlukan pula sumber seismik yang besar untuk mendeteksi refraktor. Panjang profil yang diperlukan dalam kondisi tertentu tergantung pada distribusi kecepatan terhadap kedalaman di lokasi tersebut. Adapun peralatan yang digunakan di dalam survey seismik refraksi, biasanya terdiri dari 12 sampai 24 channel geophone dengan interval 2-5 meter dan frekuensi 8-14 Hz, dengan sumber gelombang berupa palu ataupun dinamit serta perekam yang biasanya jauh lebih portable daripada peralatan seismik refleksi. Akan tetapi pada sebuah survey seismik refleksi, rekaman refraksi bisa diperoleh seiring dengan perekaman gelombang refleksi sendiri (Abdullah, 2020).

Pada rekaman seismik (*shot gathers*), *first break* merupakan sinyal yang pertama kali terekam oleh penerima. Sinyal tersebut berasal dari *direct wave* dan *head wave*. *Direct wave* adalah gelombang yang merambat dari sumber langsung ke penerima melewati lapisan pertama, Sedangkan *head wave* adalah gelombang yang melewati lapisan pertama lalu merambat disepanjang lapisan kedua. Syarat terjadinya *head wave* adalah sudut tembak gelombang harus melewati sudut kritis dan lapisan kecepatan lapisan tersebut harus lebih cepat dari lapisan sebelumnya.

Pada Gambar 3.6 ditunjukkan rekaman (*shot gather*) serta interpretasi *first break* untuk *direct wave* (merah), *head wave* yang merambat melewati lapisan pertama

dan di sepanjang lapisan kedua (biru), serta *head wave* yang melewati lapisan pertama, kedua dan di sepanjang lapisan ketiga (hijau). Kedalaman dan kecepatan lapisan pertama dapat dianalisis dari kurva warna merah, lapisan kedua dari kurva warna biru dan lapisan ketiga dari kurva warna hijau. Perhatikan, banyaknya perlapisan ditunjukkan dengan berapa banyak kurva tersebut saling memotong (*crossover*).



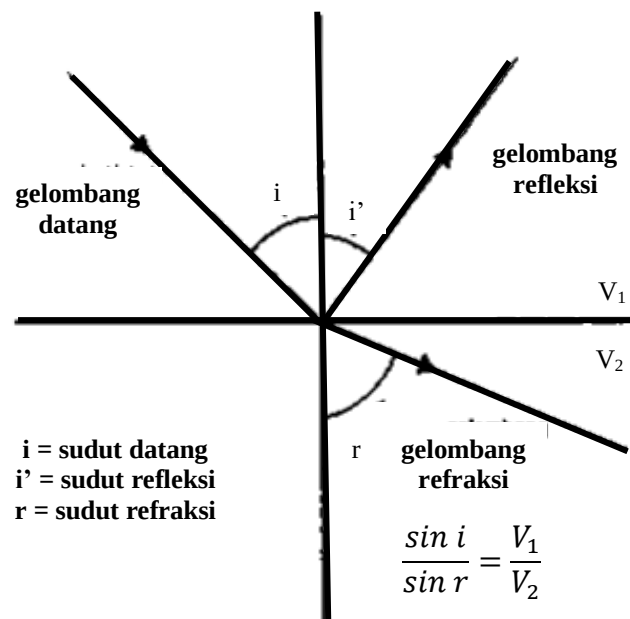
Gambar 3.6 Rekaman *shot gather*

Berdasarkan hukum snellius yang diilustrasikan pada Gambar 3.7, jika gelombang terkena bidang antarlapisan maka sudut datang akan menentukan apakah dibiaskan atau dipantulkan.

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.1)$$

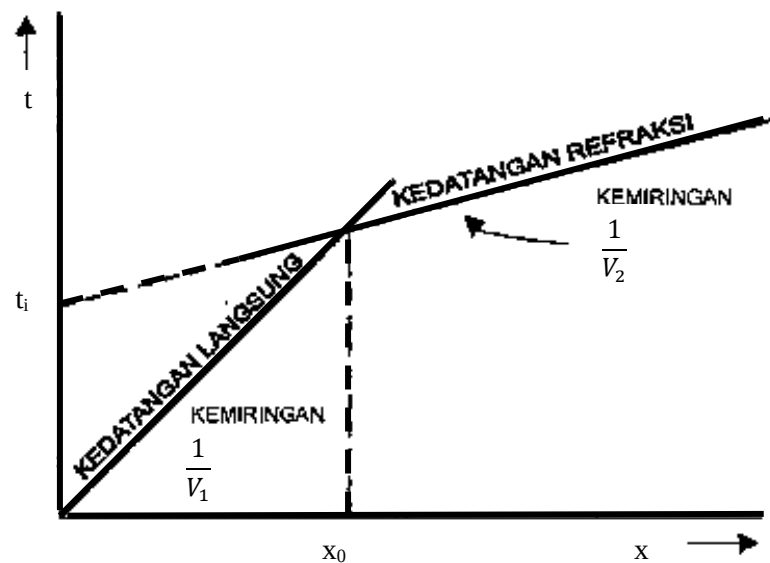
Sudut datang dimana gelombang merambat sejajar dengan lapisan disebut sudut kritis (θ_c). Sehingga dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$i_c = \sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \quad (3.2)$$



Gambar 3.7 Hukum Snellius

Kearey (2002) menyatakan bahwa nilai parameter model berlapis bidang yang paling pas, V_1 , V_2 dan Z , dapat ditentukan dengan analisis kurva waktu tempuh (*travel time*) pada gelombang langsung gelombang refraksi. Kecepatan V_1 dan V_2 dapat diturunkan dari kebalikan dari gradien segmen waktu tempuh yang relevan. Secara sederhana kurva waktu tempuh dan perhitungan ketebalan lapisan dapat dilihat pada Gambar 3.8.



Gambar 3.8 Kurva *travel time* untuk gelombang langsung

Menurut Santoso (2002), untuk menghitung ketebalan lapisan Z, waktu *intercept* (t_i) yang merupakan waktu yang diperlukan gelombang lapisan dari sumber ke penerima secara tegak dituliskan sebagai berikut:

$$t_i = \frac{x_0}{v_1} \quad (3.3)$$

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2}; \cos i_c = \left(1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}\right)^{1/2}; \tan i_c = \frac{t_i}{2} \frac{v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (3.4)$$

Adapun untuk ketebalan lapisan Z, dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$t_i = 2Z \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \text{ atau } Z = \frac{t_i}{2} \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (3.5)$$

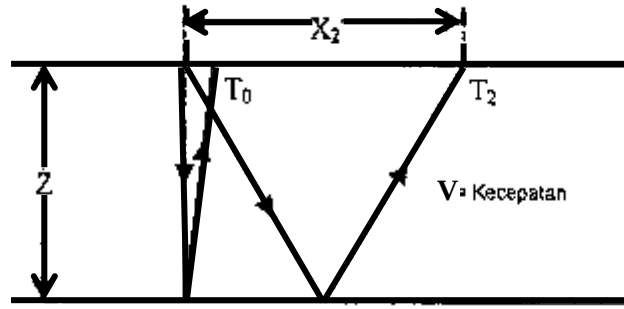
Seismik refraksi ini dapat diterapkan pada berbagai masalah ilmiah dan teknis yang sangat luas, mulai dari survei investigasi geoteknik hingga eksperimen skala besar yang dirancang untuk mempelajari struktur kerak atau litosfer. Pengukuran seismik refraksi juga dapat memberikan informasi kecepatan yang dapat digunakan dalam interpretasi survei refleksi untuk memetakan lapisan lapuk (Kearey, 2002).

3.5.2 Metode Seismik Refleksi

Sama seperti metode seismik refraksi, metode seismik refleksi juga menggunakan sumber gelombang buatan (bukan gelombang alamiah seperti gempa bumi) seperti dinamit dan vibroseis. Pemilihan sumber gelombang tergantung dari jenis gelombang yang diinginkan dan diharapkan bisa menghasilkan energi yang cukup untuk menjangkau seluruh frekuensi seluas mungkin (Kearey, 2002).

Metode ini menggunakan selang waktu penjalaran gelombang yang direfleksikan kembali dan tergambarkan sebagai perubahan amplitudo untuk memperoleh gambaran kondisi di bawah permukaan. Refleksi gelombang seismik tersebut direkam oleh *geophone* atau *hydrophone* (di laut) dan menunjukkan berbagai variasi amplitudo sebagai respon dari berbagai perlapisan di bawah permukaan bumi seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.10. Lapisan-lapisan tersebut kemudian akan digambarkan sebagai horizon reflektor (Santoso, 2002).

Jika kecepatan masing-masing lapisan dapat dihitung dari waktu pantul yang terekam (melalui hubungan antara jarak dan waktu), maka kedalaman masing-masing lapisan juga dapat dihitung melalui ilustrasi pada Gambar 3.9.



Gambar 3.9 Ilustrasi seismik refleksi untuk lapisan mendatar dengan kecepatan tetap

$$2Z = VT_0 \quad (3.6)$$

$$2\left(Z^2 + \frac{X_2^2}{4}\right)^{1/2} = VT_2 \quad (3.7)$$

$$V^2 T_2^2 = 4Z^2 + X_2^2 \quad (3.8)$$

$$T_2^2 = T_0^2 + \frac{X_2^2}{V^2} \quad (3.9)$$

$$V = \frac{X_2}{(T_2^2 - T_0^2)^{1/2}} \quad Z = \frac{X_2 T_0}{2(T_2^2 - T_0^2)^{1/2}} \quad (3.10)$$

Lapisan geologi di bawah permukaan juga sering dihubungkan dengan impedansi akustik dan koefisien refleksi (Gambar 3.10). Menurut Abdullah (2020), Impedansi Akustik (IA) didefinisikan sebagai kemampuan batuan untuk melewatkan gelombang seismik yang melaluinya. Secara fisis, Impedansi Akustik (Z) merupakan produk perkalian antara kecepatan gelombang kompresi (V) dengan densitas batuan (ρ) yang dapat dituliskan secara matematis sebagai berikut:

$$Z = V \cdot \rho \quad (\text{ms}^{-1}\text{kgm}^{-3}) \quad (3.11)$$

Semakin keras suatu batuan maka Impedansi Akustiknya semakin besar pula, sebagai contoh: batupasir yang sangat kompak memiliki Impedansi Akustik yang lebih tinggi dibandingkan dengan batulempung.

Adapun koefisien refleksi atau reflektivitas (R) merupakan kontras Impedansi Akustik pada batas lapisan batuan yang satu dengan batuan yang lain. Besar-kecilnya nilai reflektivitas selain tergantung pada Impedansi Akustik, juga tergantung pada sudut datang gelombang atau jarak sumber-penerima. Di dalam seismik refleksi, reflektivitas biasanya ditampilkan pada jarak sumber-penerima sama dengan nol (*zero offset*) sehingga dapat diformulasikan sebagai berikut:

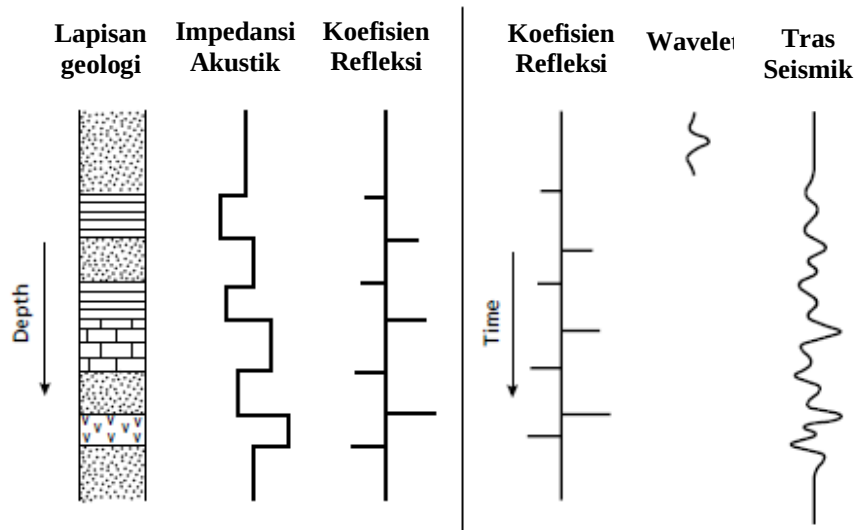
$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3.12)$$

dimana, R = Reflektifitas

Z_1 = Impedansi akustik pada lapisan pertama

Z_2 = Impedansi akustik pada lapisan ke dua

Reflektivitas ini berbanding lurus dengan amplitudo gelombang seismik refleksi. Jika reflektivitas semakin tinggi, maka amplitudo-nya pun semakin tinggi.



Gambar 3.10 Lapisan geologi bawah permukaan beserta tras seismik (*seismic trace*) dan koefisien refleksi (*reflector*)

Koefisien refleksi (refleksifitas) yang dikonvolusikan dengan wavelet sumber gelombang disebut tras seismik (*seismic trace*). Tras seismik merupakan data seismik yang terekam oleh satu perekam (*geophone*) yang mencerminkan respon dari medan gelombang elastik terhadap kontras impedansi akustik (reflektifitas) pada batas lapisan dua litologi yang berbeda. Secara matematika, tras seismik dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\text{Tras seismik} = \text{wavelet sumber gelombang} * \text{reflektivitas}$$

Wavelet sumber gelombang ini merupakan gelombang mini atau 'pulsa' yang memiliki komponen amplitudo, panjang gelombang, frekuensi dan fasa. Dalam istilah praktis wavelet dikenal dengan gelombang yang merepresentasikan satu reflektor yang terekam oleh satu *geophone*.

Saat ini, kemajuan teknologi memungkinkan penggunaan metode seismik refleksi untuk menentukan litologi atau sifat fisika lapisan batuan berdasarkan kecepatan dan karakter atenuasinya. Metode ini banyak digunakan dalam eksplorasi

hidrokarbon. Selain itu, mulai digunakan juga untuk menentukan penyebaran lapisan batubara.

EVALUASI

1. Jelaskan perbedaan seismometer, seismograf dan seismogram
2. Jelaskan perbedaan gelombang tubuh dan gelombang permukaan, serta jelaskan masing-masing jenis gelombang tersebut!
3. Berapakah jarak crossover untuk gelombang langsung dan gelombang yang dibiaskan dalam kasus interface horizontal pada kedalaman 200m yang memisahkan bagian lapisan atas dengan kecepatan 3.0 kms^{-1} dari lapisan bawah dengan kecepatan 5.0 kms^{-1} ?
4. Berapa waktu tunda untuk kedatangan head wave dari lapisan 3 dalam kasus berikut?

Layer	Depth (m)	Vel. (kms^{-1})
1	100	1.5
2	50	2.5
3	–	4.0

5. Hitunglah R reflektivitas (koefisien refleksi) untuk kasus berikut:

Lapisan	V kecepatan gelombang (kms^{-1})	ρ densitas (kgm^{-3})
1	1.5	2
2	3	2.21

6. Carilah masing-masing satu paper (artikel) berbahasa inggris yang membahas tentang aplikasi seismik refraksi dan seismic refleksi, kemudian buat summary dalam bentuk slide presentasi.

BAB IV

METODE GAYA BERAT

PENDAHULUAN

Bab 4 ini menjelaskan tentang metode gaya berat atau biasa dikenal dengan metode gravity. Bab ini akan disajikan pada pertemuan ke-7 yang akan membahas tentang massa dan gaya berat, jari-jari bumi, densitas, anomali bouguer, isostasi dan penerapan metode gaya berat.

TUJUAN

Setelah mempelajari Bab ini, mahasiswa diharapkan mengetahui tentang massa dan gaya berat, jari-jari bumi, anomali bouguer, isostasi dan penerapan metode gaya berat.

PENYAJIAN MATERI

Metode gaya berat atau gravity merupakan salah satu metode geofisika yang didasarkan pada pengukuran variasi medan gravitasi akibat variasi rapat massa (densitas) batuan di bawah permukaan. Medan gravitasi di permukaan bumi, tidaklah homogen. Hal ini dapat dipengaruhi oleh berbagai sebab, seperti aktivitas tektonik dan vulkanik, perubahan massa es dari dahulu hingga sekarang, pasang surut dan dinamika laut, dan adanya variasi struktur geologi di bawah permukaan, termasuk perbedaan kondisi topografi permukaan bumi (Van Cam, et.al., 2017). Adanya perbedaan massa jenis batuan dari satu tempat dengan tempat lain ini menimbulkan medan gaya berat yang tidak merata pula dan perbedaan inilah yang terukur di permukaan bumi. Sehingga, posisi pengamatan juga memiliki pengaruh terhadap pengukuran. Semua kondisi geologi, baik di bawah permukaan maupun di permukaan bumi akan mempengaruhi medan gravitasi bumi yang terukur.

4.1 Massa, Gaya Berat, Percepatan dan Potensial Gravitasi

Teori yang mendasari metode survei gravitasi adalah Hukum Gravitasi Newton, yang menyatakan bahwa gaya tarik-menarik F antara dua massa m_1 dan m_2 , yang dimensinya kecil terhadap jarak r di antara mereka, diberikan oleh

$$F = \frac{G.m_1m_2}{r^2} \quad (4.1)$$

dimana, G adalah konstanta gravitasi ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$).

Dengan mempertimbangkan gaya tarik gravitasi bumi homogen yang berbentuk bola, tidak berputar pada sebuah massa bumi M dan berjari-jari R pada massa kecil m di atas permukaan. Kemudian disubstitusikan ke dalam Hukum II Newton ($F = m.a = m.g$), secara sederhana dapat ditunjukkan dalam persamaan:

$$F = \frac{G.M}{R^2} m = mg \quad (4.2)$$

sehingga hubungan antara massa dan percepatan gravitasi dapat dinyatakan sebagai:

$$g = \frac{G.M}{R^2} \quad (4.3)$$

dimana, M = massa bumi

R = jari-jari (jarak benda ke pusat bumi)

G = konstanta gravitasi ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$)

g = percepatan gravitasi

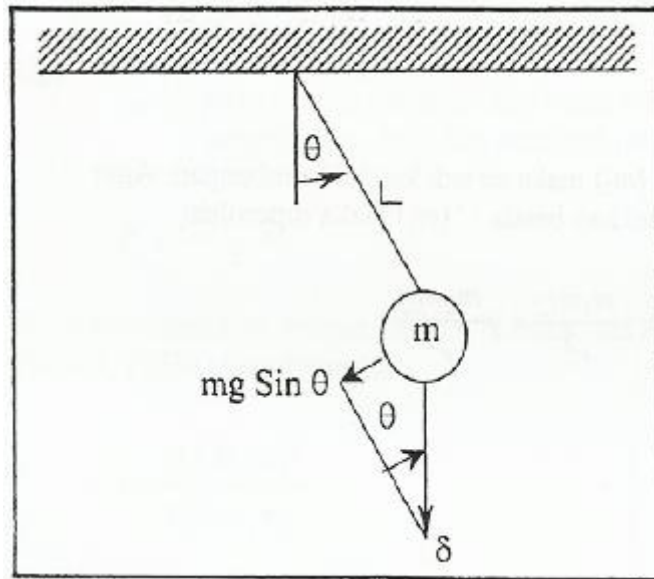
melalui pendekatan suatu bandul juga dapat diperoleh nilai g berdasarkan persamaan gerak yaitu:

$$I = \frac{d^2\theta}{dt^2} = -mgL\sin\theta \quad (4.3)$$

sehingga perioda bandul menjadi

$$\begin{aligned} T &= 2\pi \left(\frac{1}{mgL} \right)^{1/2} \\ &= 2\pi \left(\frac{L}{g} \right)^{1/2} \end{aligned}$$

dimana, T adalah perioda getaran pendulum tersebut dan I = momen inersia
Hasil perhitungan yang dilakukan Jeffreys dengan cara tersebut memberikan nilai g di khatulistiwa sebesar $978,0373 \text{ gal} = 980 \text{ gal} = 980 \text{ cm/det}^2 = 980.10^3 \text{ mGal}$.



Gambar 4.1 Percobaan dengan bandul untuk menghitung percepatan gravitasi

Bentuk bumi elips, rotasi, permukaan tidak teratur dan distribusi massa internal menyebabkan gravitasi bervariasi di atas permukaannya. Medan gravitasi bumi dapat didefinisikan dalam istilah potensial gravitasi U :

$$U = \frac{G.M}{r} \quad (4.4)$$

Percepatan gravitasi g merupakan besaran vektor, memiliki besar dan arah (vertikal ke bawah), sedangkan potensial gravitasi U adalah skalar, hanya memiliki besaran. Turunan pertama dari U di setiap arah memberikan komponen gravitasi ke arah itu. Permukaan ekuipotensial merupakan permukaan ketika potensial gravitasi U konstan. Tinggi muka air laut, atau *geoid*, merupakan permukaan ekuipotensial yang paling mudah dikenali, yang horizontal dan tegak lurus terhadap arah gravitasi (Kearey, 2002).

4.2 Bentuk Bumi dan Jari-Jarinya

Newton berpendapat bahwa bentuk bumi yang berotasi berbentuk ellipsoid oblate. Jika dibandingkan dengan bola, bentuk bumi agak rata di kutub dan menonjol keluar di sekitar ekuator. Hal ini mengakibatkan jari-jari bumi di khatulistiwa jauh lebih besar sehingga jaraknya dari pusat tarikan bumi juga lebih jauh. Sebagai konsekuensinya, nilai gravitasi di daerah equator atau khatulistiwa lebih rendah dibandingkan nilai gravitasi daerah kutub. Berbeda dengan prediksi Newton, interpretasi Prancis menyatakan bahwa bumi berbentuk ellipsoid prolate, memanjang

di kutub dan menyempit di ekuator, seperti bentuk sepak bola rugby. Untuk menentukan apakah bentuk bumi oblate atau prolate, Académie Royale des Sciences mensponsori dua ekspedisi ilmiah. Pada 1736–1737 sebuah tim ilmuwan mengukur panjang derajat busur meridian dalam Laplandia, dekat Lingkaran Arktik. Mereka menemukan panjang jauh lebih lama dari derajat meridian yang diukur dengan Picard dekat Paris. Dari tahun 1735 hingga 1743 pesta kedua ilmuwan mengukur panjang lebih dari 3 derajat busur meridian di Peru, dekat khatulistiwa. Hasil mereka menunjukkan bahwa derajat lintang khatulistiwa lebih pendek dibanding Paris. Kedua belah pihak dikonfirmasi menguatkan prediksi Newton bahwa bumi bentuknya seperti ellipsoid oblate (Lowrie, 2007).

Bentuk bumi ellipsoidal yang dihasilkan dari rotasi memiliki konsekuensi penting, tidak hanya untuk variasi dengan garis lintang gravitasi di permukaan bumi, tetapi juga perbedaan jari-jari di kutub dan ekuator. Berikut hasil perhitungan jari-jari oleh Jeffreys (1952) :

R ekuator = 6.378.099 m

R kutub = 6.356.631 m

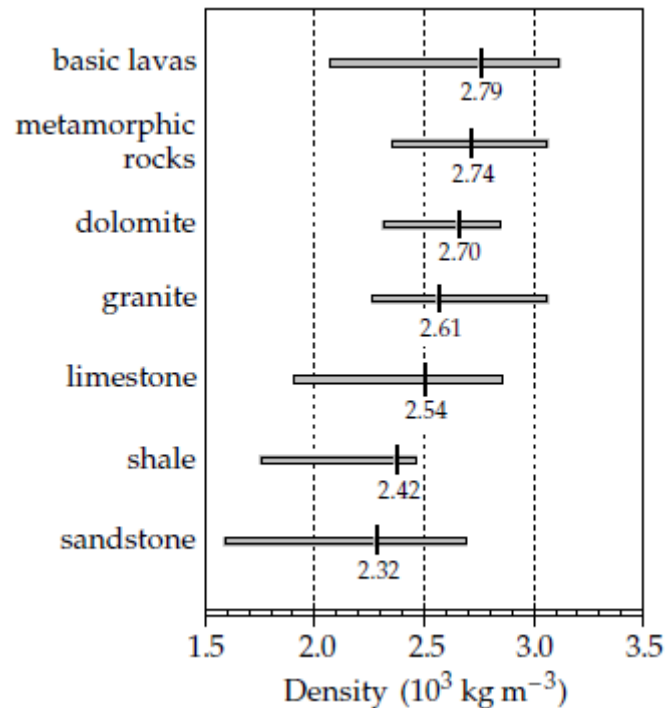
$$\text{Nilai elipsitas} = \frac{R_{\text{ekuator}} - R_{\text{kutub}}}{R_{\text{ekuator}}} = \frac{1}{297} \quad (4.5)$$

4.3 Densitas Batuan

Gaya berat sangat dipengaruhi oleh massa jenis benda, termasuk batuan penyusun kerak bumi yang berbeda dengan batuan di sekitarnya (Mickus, 1980). Perbedaan ini disebabkan karena adanya distribusi massa yang tidak merata di kerak bumi dan menyebabkan tidak meratanya distribusi dan deformasi massa jenis batuan. Batuan-batuan dengan massa jenisnya yang beragam tersebut akan mempengaruhi medan gravitasi bumi di permukaan, yang disebut juga dengan anomali gravitasi (*gravity anomaly*).

Beberapa faktor yang mempengaruhi densitas batuan (δ) adalah densitas dari butiran penyusun batuan, porositas, cairan yang mengisi ruang pori, kompaksi dan jenis batuan. Variasi porositas adalah penyebab utama variasi densitas pada batuan sedimen. Jadi, dalam urutan batuan sedimen, densitas cenderung meningkat terhadap kedalaman, karena kompaksi dan seiring bertambahnya usia dan proses sementasi yang progresif. Sedangkan porositas pada sebagian besar batuan beku dan metamorf

dapat diabaikan, sehingga penyebab utama variasi densitas pada batuan ini adalah komposisi penyusunnya. Selain itu, densitas umumnya meningkat seiring dengan penurunan keasaman, dengan demikian ada peningkatan densitas dari asam pada batuan beku basa hingga ultrabasa. Densitas batuan didefinisikan sebagai massa per satuan dari volume suatu batuan dan biasanya dinyatakan dalam satuan kgm^{-3} . Nilai densitas rata-rata beberapa jenis batuan ditunjukkan pada Gambar 4.2 (Lowrie, 2007).



Gambar 4.2 nilai densitas rata-rata beberapa jenis batuan (Dobrin, 1976 dalam Lowrie, 2007)

Dalam survei metode gaya berat, pengetahuan tentang densitas batuan diperlukan untuk koreksi Bouguer dan medan serta untuk interpretasi anomali gravitasi. Anomali gravitasi dapat diinterpretasi dari kontras densitas antara tubuh batuan dan lingkungan Berdasarkan variasi densitas, maka terdapat 2 anomali yang terlihat pada hasil survei metode gaya berat yaitu:

1. anomali gravitasi positif, akibat massa dengan densitas besar (*mass excess*)
2. anomali gravitasi negatif, akibat massa dengan densitas kecil (*mass deficiency*)

4.4 Anomali Bouguer

Untuk penggunaan sifat gaya berat dalam mempelajari dinamika kerak bumi dan eksplorasi digunakan suatu instrumen pencatat perubahan gravitasi yang disebut

gravimeter. Sistem kerja alat tersebut secara garis besar ditunjukkan pada persamaan berikut (lihat Gambar 4.3):

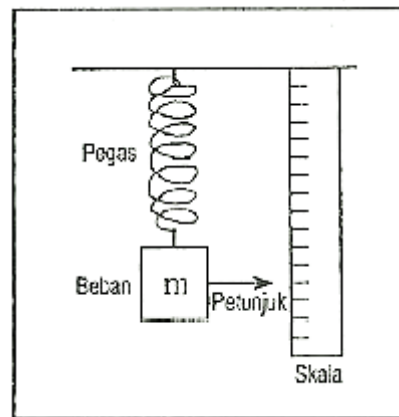
$$mg = k.s \quad (4.6)$$

$$\frac{\Delta g}{\Delta s} \approx \frac{dg}{ds} = \frac{k}{m} \quad (4.7)$$

dimana, k = konstanta pegas

s = jarak tarik pegas

m = massa benda



Gambar 4.3 Prinsip kerja alat gravimeter (Santoso, 2002)

Dalam penerapan metode gaya berat dalam keteknikan diperlukan anomaly yang diakibatkan oleh tarikan benda dengan densitas tertentu. Nilai anomaly yang merupakan nilai relatif ini disebut Anomali Bouguer yang dapat ditulis secara matematis sebagai berikut (Santoso, 2002):

$$\Delta g_{BA} = g_{obs} - \hat{g}_n \quad (4.8)$$

dimana,

Δg_{BA} = anomali gayaberat Bouguer

g_{obs} = data pengamatan gayaberat

$\hat{g}_n$ = perkiraan data gayaberat normal pada titik amat

$$\hat{g}_n = g_a - FAC + BC - TC - TIDE \quad (4.9)$$

dimana,

g_a = harga teoritis gayaberat untuk bumi ellipsoid

FAC = koreksi udara bebsa = $0,3086 h$ mgal, h dalam meter

BC = koreksi bouguer dengan densitas yang digunakan sebagai referensi
= 0,04191 h mgal/m

TC = koreksi medan yang diakibatkan oleh variasi topografi

TIDE = koreksi gayaberat akibat pasang surut bumi

Nilai anomali Bouguer adalah nilai pada titik amat bukan pada datum tertentu. Jadi nilai tersebut merupakan selisih antara nilai amat gaya berat dengan nilai perkiraan normal gaya berat pada titik tersebut. Anomali Bouguer menggambarkan variasi densitas di permukaan bumi. Interpretasi benda penyebab anomaly dapat dilakukan dengan pendekatan bentuk benda ideal atau tak teratur (polygon).

4.5 Isostasi

Pada daerah yang tinggi biasanya nilai gaya berat yang terukur lebih besar serta kemungkinan memiliki densitas batuan yang lebih rendah dan batuan di daerah yang rendah seperti di lantai samudera biasanya memiliki densitas yang lebih tinggi. Asumsi keseragaman densitas tentu saja merupakan perkiraan yang sangat kasar karena semua studi menunjukkan bahwa distribusi batuan di bumi sangat kompleks (Santoso, 2002).

J.H. Pratt (1859) mencoba menerangkan bahwa setiap kolom batuan pada permukaan bumi dapat digambarkan memiliki densitas yang seragam terhadap bobot rata-rata semua batuan sampai batas kedalaman kompensasi. Koreksi isostasi harus sama dengan koreksi topografi yang kompleks sehingga perbedaan anomalnya hanya terletak pada ketinggian massa yang terlibat.

G.B. Airy (1855) menyatakan bahwa batuan di permukaan bumi terdistribusi mirip dengan beberapa batang yang mengambang di air dengan densitas sama tetapi memiliki diameter yang bervariasi. Kerak bumi diperkirakan merupakan kompensasi blok batuan dengan densitas yang sama tetapi tebalnya berbeda.

W.A. Heiskanen mengasumsikan bahwa blok-blok batuan dengan kedalaman berbeda memiliki densitas yang berbeda pula. Berdasarkan ke tiga pendapat ini, Hukum Isostasi dapat dinyatakan sebagai berikut:

“semua massa dataran besar pada permukaan bumi cenderung untuk tenggelam atau mengapung sehingga massanya terdukung secara hidrostatik dari bawah kecuali yang memiliki pengaruh tegangan lokal yang mengganggu kesetimbangan” (Santoso, 2002).

4.6 Eksplorasi Gaya Berat

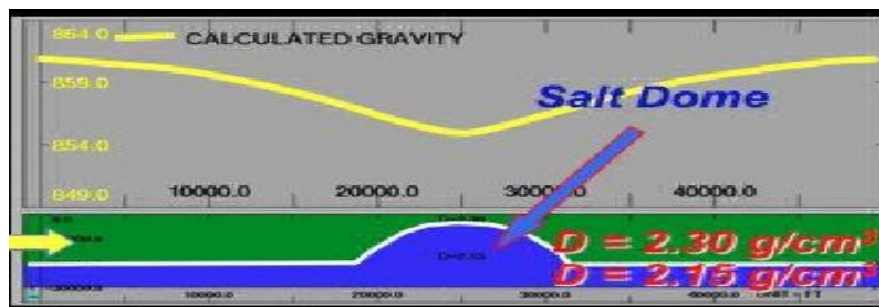
Dalam eksplorasi, metode ini banyak digunakan dalam menentukan ketebalan cekungan sedimen yang mengandung minyak, menentukan kondisi bawah permukaan lapangan panas bumi. Selain itu dapat menginterpretasi intrusi yang mengandung mineral ekonomis seperti emas, perak dan sebagainya (Santoso, 2002).

Mineral ekonomis biasanya berasosiasi dengan intrusi batuan beku seperti kerak, pipa, laokolit dan lapolit. Bentuk maupun dimensi intrusi ini sangat mudah diidentifikasi menggunakan metode gaya berat karena adanya kontras densitas intrusi dengan batuan sekitarnya. Selain berasosiasi dengan mineral ekonomis, keberadaan intrusi juga sering berasosiasi dengan cebakan panasbumi.

Adapun penggunaan metode gayabarat dalam eksplorasi minyak itu dimungkinkan karena adanya kontras densitas antara batuan sedimen dengan batuan dasar di bawahnya. Dimana kita ketahui bahwa reservoir minyak biasanya berupa batuan sedimen.

EVALUASI

1. Sebutkan dan jelaskan faktor yang mempengaruhi gaya berat pada setiap titik di permukaan bumi
2. Jelaskan tentang anomali gaya berat yang ditunjukkan pada gambar berikut:



3. Carilah satu paper (artikel) berbahasa inggris yang membahas tentang aplikasi gaya berat, kemudian buat summary dalam bentuk slide presentasi.

BAB V

METODE GEOMAGNET

PENDAHULUAN

Bab 5 ini menjelaskan tentang metode geomagnet. Bab ini akan disajikan pada pertemuan ke-9 yang akan membahas tentang konsep dasar magnetik, sifat kemagnetan batuan dan penerapan metode geomagnet.

TUJUAN

Setelah mempelajari Bab ini, mahasiswa diharapkan mengetahui tentang tentang konsep dasar magnetik, sifat kemagnetan batuan dan penerapan metode geomagnet.

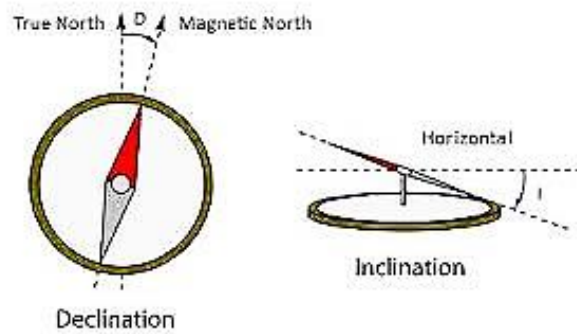
PENYAJIAN MATERI

Metode magnetik atau sering juga disebut geomagnetik merupakan salah satu metode geofisika tertua yang bertujuan untuk menyelidiki bawah permukaan berdasarkan anomali medan magnet bumi yang dihasilkan dari sifat magnetik batuan. Magnet bumi khususnya yang bersumber dari inti bumi dan sebagian besar dihasilkan dari inti luar menyebabkan arus induksi yang menghasilkan medan magnet kerak bumi. Sebagian besar batuan pada kerak bumi adalah kristal mineral magnetik yang menghasilkan sifat magnetis (Ojo, *et.al.*, 2014). Sedangkan proses magnetik di ionosfer atmosfer menjadi sumber medan magnet eksternal (Bukhari, 2019 dalam Syukri, 2020).

Kemampuan suatu batuan untuk dapat termagnetisasi sangat dipengaruhi oleh faktor suseptibilitas batuan. Proses magnetisasi dapat berubah ataupun hilang tergantung pada suhu serta proses alterasi kimia dan proses lainnya (Lyatsky, 2010).

5.1 Konsep Dasar Magnetik

Bumi merupakan sebuah benda magnet raksasa, dimana letak kutub utara dan selatan magnet bumi tidak berimpit dengan kutub geografis. Perbedaan antara arah utara magnet dan kutub utara geografi bumi disebut sebagai deklinasi. Sedangkan arah polarisasi benda magnet akan ditentukan oleh nilai inklinasi (Gambar 5.1).



Gambar 5.1 Sudut deklinasi dan inklinasi

Di antara dua kutub magnet yang bermuatan m_1 dan m_2 dipisahkan oleh jarak r terdapat gaya yang bekerja yang dapat dituliskan sebagai berikut:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2} \quad (5.1)$$

di mana μ_0 adalah konstanta yang sesuai dengan permeabilitas magnet pada medium vakum dan μ_R adalah permeabilitas magnet relatif pada medium yang memisahkan kutub.

Adapun potensial magnet dapat dihitung dengan cara yang mirip dengan medan gravitasi. Untuk sebuah kutub tunggal bermuatan m , potensial magnet V pada jarak r dari kutub dinyatakan:

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r} \quad (5.2)$$

Komponen medan magnet ke segala arah dihitung melalui turunan parsial dari potensial arah tersebut.

Parameter magnetik sering didefinisikan dalam aliran arus listrik. Jika arus dilewatkan melalui sebuah kumparan yang terdiri dari beberapa lilitan kawat, fluks magnet ϕ akan mengalir di sekitar koil yang muncul dari kuat medan magnet H . Besarnya H akan sebanding dengan jumlah lilitan kumparan dan kuat arus, dan berbanding terbalik dengan panjang kawat. Kerapatan fluks magnet diukur pada area yang tegak lurus terhadap arah aliran yang dikenal sebagai induksi magnetik atau medan magnet B pada kumparan (Kearey, 2002).

Magnet biasanya menunjukkan sepasang kutub sehingga disebut sebagai dipol. Momen magnet M dipol dengan kutub kekuatan m yang terpisah sejauh l adalah:

$$M = ml \quad (5.3)$$

Momen magnet dari sebuah kumparan berarus sebanding dengan jumlah lilitan dalam kumparan, luas penampangnya dan besar arusnya.

Ketika suatu bahan ditempatkan dalam medan magnet maka akan termagnetisasi oleh magnet induksi atau polarisasi magnetik. Adapun intensitas magnetisasi yang diinduksi suatu material didefinisikan sebagai momen dipol per satuan volume bahan dapat ditulis:

$$I = \frac{M}{V} \quad (5.4)$$

Hubungan antara intensitas magnetik (I) dengan kuat medan magnet (H) adalah:

$$I = kH \quad (5.5)$$

dimana k adalah suseptibilitas magnetik

Suseptibilitas merupakan kemampuan bahan untuk termagnetisasi. Variasi suseptibilitas tergantung pada permeabilitas. Permeabilitas ini merupakan kemudahan melewati fluks yang melaluinya. Hubungan antara suseptibilitas (k) dan permeabilitas (μ) adalah:

$$\mu = 1 + 4\pi k \quad (5.6)$$

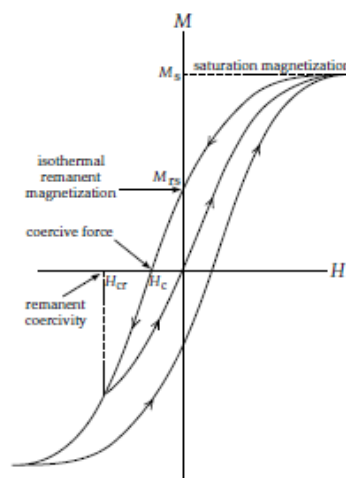
Adapun hubungan antara rapat fluks magnetik dengan kuat medan magnetik ditunjukkan pada kurva hysteresis (Gambar 5.2) dan dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$B = \mu_0 H \text{ (pada ruang hampa)} \quad (5.7)$$

sedangkan pada medium linear dapat dituliskan:

$$B = \mu_0 H + \mu_0 I$$

$$B = \mu_0 H + \mu_0 kH = (1 + k)\mu_0 H = \mu_R \mu_0 H \quad (5.8)$$



Gambar 5.2 Kurva Histeresis (Lowrie, 2007)

Berdasarkan kurva hysteresis, jika medan magnet H naik mulai dari 0 maka fluks B naik pula sepanjang garis dari 0 ke titik a. jika medan magnet kemudian menurun maka fluks turun lebih lambat dibandingkan naiknya. Ketika intensitas medan H mendekati 0, fluks B tersisa. Hal ini dikenal dengan istilah *remanent magnetism*. Derajat *remanent magnetism* yang ditunjukkan oleh material termagnetisasi bervariasi, tergantung pada seberapa dekat saturasi terjadi pada sirkulasi magnetisasi sebelumnya.

5.2 Sifat kemagnetan Batuan

Sifat kemagnetan benda padat bergantung pada sifat kemagnetan momen atom atau ion yang dikandungnya. Momen magnet atom dan ionik adalah sebanding dengan momentum sudut terkuantisasi yang terkait dengan spin dan lintasan orbital elektronnya. Atom atau ion dalam benda padat tidak terdistribusi secara acak tetapi menempati posisi tetap dalam kisi reguler yang mencerminkan simetri struktur kristal dan yang mengontrol interaksi antara ion. Karenanya, berbagai jenis perilaku magnetik yang diamati di padatan tidak hanya bergantung pada keberadaan ion dengan putaran tidak berpasangan, tetapi juga pada simetri kisi dan sel ukuran.

Secara umum perilaku magnetik pada suatu bahan berdasarkan suseptibilitas magnet dapat dibedakan menjadi ada tiga kelas utama yaitu: diamagnetisme, paramagnetisme dan ferromagnetisme.

1. **Diamagnetik**, merupakan bahan yang kerentanannya rendah dan negatif, yaitu magnetisasi berkembang dalam arah yang berlawanan dengan yang diterapkan bidang. Contohnya adalah grafit, marmer, kuarsa dan garam
2. **Paramagnetik** memiliki suseptibilitas positif yang rendah, seperti batuan beku asam
3. **Ferromagnetik** memiliki magnetisasi spontan yang sangat kuat yang dapat eksis bahkan tanpa adanya medan magnet eksternal dan memiliki suseptibilitas yang sangat tinggi. Beberapa bahan ferromagnetik adalah besi, kobalt dan nikel atau pada berbagai batuan beku basa dan ultrabasa. Ada juga beberapa zat yang memiliki sifat magnetik yang mirip dengan ferromagnetik yaitu antiferromagnetik dan ferrimagnetik. Bahan antiferromagnetik seperti hematit sedangkan contoh bahan ferrimagnetik diantaranya magnetit. Mineral ferrimagnetik sangat penting

dalam geofisika penting, terutama yang berhubungan dengan analisis bidang paleomagnetik bumi.

5.3 Survei Geomagnet

Dalam survei metode geomagnet digunakan alat berupa magnetometer. Seperti halnya medan gaya berat, secara umum di setiap titik di permukaan bumi akan memiliki nilai intensitas magnet tertentu. Untuk memperoleh anomaly magnetic digunakan persamaan:

$$\Delta T = T_{obs} - T_{IGRF} \pm T_{vn} \quad (5.9)$$

dimana,

T_{obs} = medan magnet total yang terukur

T_{IGRF} = medan magnet koreksi berdasarkan IGRF

T_{vn} = koreksi medan magnet akibat variasi harian

Metode geomagnet dapat diaplikasikan di berbagai bidang, mulai dari skala kecil seperti rekayasa atau survei arkeologi untuk mendeteksi benda logam yang terkubur, hingga survei skala besar yang dilakukan untuk menyelidiki struktur geologi regional. Dalam survei skala besar, metode ini banyak digunakan dalam eksplorasi bahan galian bernilai ekonomis yang mengandung mineral magnetik seperti bijih besi, emas, perak, timah dan lain-lain. Survei magnetik dapat dilakukan di darat, di laut dan di udara.

EVALUASI

1. Jelaskan perbedaan sudut deklinasi dan inklinasi
2. Batuan atau mineral dapat dibedakan menjadi beberapa bagian berdasarkan perilaku atom-atom penyusunnya jika mendapat medan magnet luar H yaitu diamagnetik, paramagnetik dan ferromagnetik. Jelaskan perbedaan ketiganya, serta berikan masing masing contohnya.
3. Carilah satu paper (artikel) berbahasa inggris yang membahas tentang aplikasi geomagnet, kemudian buat summary dalam bentuk slide presentasi.

BAB VI

METODE GEOLISTRIK

PENDAHULUAN

Bab 6 ini menjelaskan tentang metode geolistrik. Bab ini akan disajikan untuk 3 kali pertemuan. Pada pertemuan ke-10 akan dibahas tentang kelistrikan bumi, prinsip dasar dan sifat kelistrikan batuan. Selanjutnya pada pertemuan ke-11 akan dibahas mengenai . metode geolistrik tahanan jenis dan konfigurasi. Pada pertemuan ke-12 membahas tentang metode Induksi Polarisasi (IP) dan Potensial Diri (*Self Potential*)

TUJUAN

Setelah mempelajari Bab ini, mahasiswa diharapkan mengetahui tentang tentang kelistrikan bumi dan prinsip dasarnya, metode geolistrik resistivitas dan konfigurasi pengukurannya, serta metode geolistrik lainnya.

PENYAJIAN MATERI

Metode kelistrikan memanfaatkan arus searah atau arus bolak-balik berfrekuensi rendah untuk menyelidiki listrik sifat-sifat bawah permukaan. Ada banyak metode survei listrik. Beberapa diantaranya memanfaatkan medan listrik di dalam bumi sementara yang lain membutuhkan penginjeksian arus buatan ke dalam tanah. Metode resistivitas digunakan dalam studi diskontinuitas horizontal dan vertikal dalam sifat kelistrikan tanah, dan juga dalam pendeteksian dari benda tiga dimensi dari permeabilitas konduktivitas listrik. Metode resistivitas ini dapat digunakan dalam rekayasa dan investigasi hidrogeologi untuk menyelidiki perairan dangkal geologi bawah permukaan. Metode polarisasi terinduksi memanfaatkan aksi kapasitif dari bawah permukaan untuk menemukan zona di mana mineral konduktif tersebar luas dalam batuan induknya. Metode potensial diri (*self potential*) membuat penggunaan arus alami yang mengalir di dalam tanah yang dihasilkan oleh proses elektrokimia untuk mencari lokasi yang dangkal yang mengandung permeabilitas konduktivitas (Kearey, 2002).

6.1 Kelistrikan Bumi

Pembahasan tentang kelistrikan bumi cenderung membahas sifat-sifat kelistrikan kerak bumi. Di dalam bumi, bentuk arus listrik berupa elektron, tetapi dalam batuan sedimen yang tersaturasi air, di laut dan di atmosfer kebanyakan berupa ion. Derajat ionisasi di udara bervariasi, bergantung pada elevasi, waktu, dan latitude.

Konduktivitas batuan di dekat permukaan bumi kebanyakan ditentukan oleh jumlah distribusi air garam pada batuan berpori. Di bawah lapisan sedimen biasanya berupa lapisan yang mengalami tekanan yang besar sehingga pori-pori tertutup dan hanya konduktivitas batuan keras yang membawa arus listrik. Konduktivitas batuan beku dan metamorf lebih rendah dari rata-rata formasi sedimen.

Arus di bumi tidak diukur secara langsung, melainkan ditentukan dari potensi gradien dan resistivitas dengan menggunakan hukum Ohm yang dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$i = \rho_e \frac{dE}{dl} \quad (6.1)$$

dimana,

i = rapat arus

ρ_e = resistivitas

$\frac{dE}{dl}$ = potensial gradien

Beda tegangan lokal dapat timbul oleh beberapa sebab, terutama oleh reaksi kimia pada zona oksidasi. Reaksi reduksi kimia ini terjadi pada keadaan air tanah yang rendah oksigen. Polarisasi yang terjadi pada tanah menyebabkan perbedaan aktivitas kimia sehingga terjadi perubahan konsentrasi ion. Selain itu, beda potensial juga dapat ditimbulkan oleh pergerakan larutan melalui batuan yang permeabel (Santoso, 2002).

6.2 Prinsip Dasar Kelistrikan

Coulomb menetapkan bahwa gaya tarik menarik atau tolak menolak antara dua benda bermuatan sebanding dengan produk muatan listrik masing-masing dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara ke dua pusat benda. Hukumnya dapat ditulis sebagai persamaan berikut:

$$F = K \frac{Q_1 Q_2}{r^2} \quad (6.2)$$

dimana,

Q_1 dan Q_2 = muatan listrik

r = jarak antara ke dua muatan

K = konstanta

Hukum kuadrat terbalik ini sangat menyerupai hukum gravitasi (pada metode gaya berat) universal yang dirumuskan oleh Newton lebih dari satu abad sebelum Hukum Coulomb. Namun, dalam gravitasi gaya selalu menarik, sedangkan dalam listrik mungkin menarik atau menolak, tergantung pada sifat muatannya. Dalam hukum gravitasi satuan massa, jarak dan gaya sudah didefinisikan, sehingga konstanta gravitasi ditentukan sebelumnya. Sedangkan di dalam Hukum Coulomb, F dan r sudah didefinisikan dari mekanika (sebagai newton dan meter), tetapi satuan Q dan K tidak terdefinisi. Nilai K awalnya ditetapkan sama dengan satuan, sehingga mendefinisikan satuan muatan listrik. Namun hal ini menyebabkan komplikasi ketika menganalisis pengaruh magnet pada arus listrik dianalisis. Sebagai alternatifnya adalah mendefinisikan secara independen satuan muatan, dengan demikian dapat memperbaiki definisi dari konstanta K (Lowrie, 2007).

Satuan muatan adalah coulomb (C), didefinisikan sebagai jumlah muatan yang melewati suatu titik dalam arus listrik rangkaian ketika arus listrik satu ampere (A) mengalir selama satu detik. Selanjutnya, ampere didefinisikan sebagai efek magnetik dari arus. Ketika arus mengalir dalam arah yang sama melalui dua konduktor lurus panjang paralel, medan magnet akan diproduksi di sekitar konduktor, yang menyebabkan mereka saling tarik menarik. Jika arus mengalir melalui konduktor dalam arah yang berlawanan, mereka saling menolak satu sama lain. Sehingga Hukum Coulomb dapat juga ditulis seperti berikut:

$$F = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{Q_1 Q_2}{r^2} \quad (6.3)$$

dimana ϵ_0 merupakan konstanta permivitas = $8,854\ 187 \times 10^{-12} \text{ C}^2 \text{ N}^{-1} \text{ m}^{-2}$

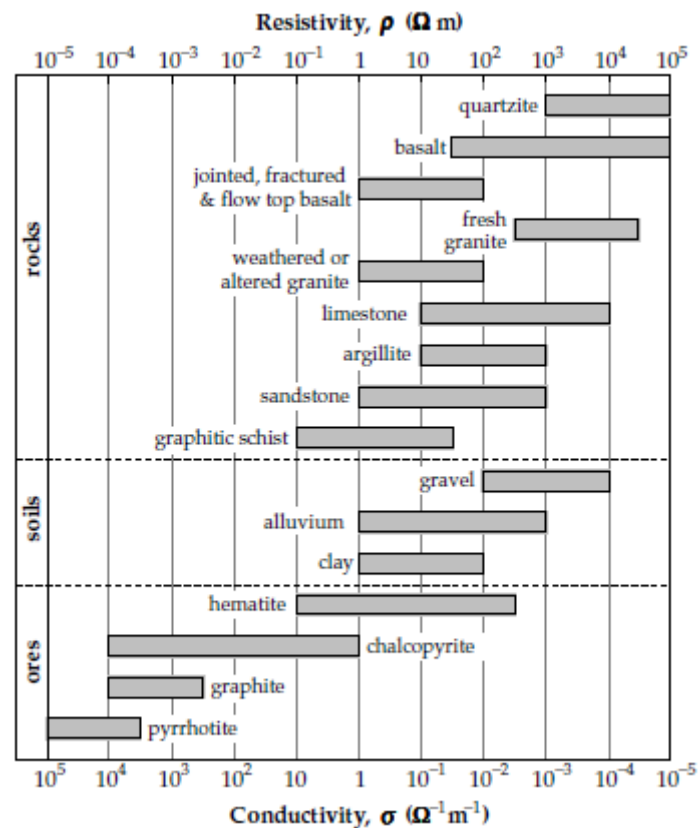
6.3 Resistivitas Semu Batuan

Struktur bawah permukaan kemungkinan merupakan suatu lapisan-lapisan dengan resistivitas yang berbeda-beda. Banyak faktor yang mempengaruhi harga resistivitas ini, diantara lain: homogenitas tiap batuan, kandungan mineral logam, kandungan air, porositas, permeabilitas, suhu dan umur geologi batuan. Adanya

kenyataan ini menunjukkan bahwa bila dilakukan pengukuran di permukaan maka yang diukur bukan resistivitas sebenarnya, melainkan campuran berbagai harga resistivitas berbagai macam batuan, baik karena variasi lateral maupun vertikal. Hasil pengukuran langsung inilah yang dinamakan resistivitas semu.

6.4 Sifat Kelistrikan Batuan

Sifat fisik penting batuan untuk kelistrikan survei adalah permitivitas (untuk georadar) dan resistivitas (atau konduktivitas). Anomali muncul jika bahan konduktor (seperti tanggul mineral atau badan bijih) terdapat pada batuan yang memiliki resistivitas lebih tinggi. Resistivitas kontras antara badan bijih dan batuan induk seringkali besar karena resistivitas batuan dan mineral yang berbeda sangat bervariasi (Gambar 6.4).



Gambar 6.1 Nilai resistivitas beberapa batuan, tanah dan mineral (Lowrie 2007)

6.5 Metode Geolistrik Resistivitas

Metode Geolistrik Resistivitas merupakan salah satu metode geolistrik yang mempelajari sifat kelistrikan di bawah permukaan untuk mengetahui keadaan bawah permukaan. Studi mengenai resistivitas dalam geofisika dapat dipahami dalam

konteks arus yang mengalir melalui medium bawah permukaan yang terdiri dari lapisan-lapisan material yang berbeda resistivitasnya (Herman, 2001). Proses yang dilakukan meliputi pengukuran beda potensial dengan menginjeksi arus ke dalam bumi. Metode geolistrik dikategorikan sebagai metode geofisika dangkal, sehingga jarang digunakan untuk eksplorasi minyak dan gas bumi (migas), lebih efektif dan banyak di gunakan untuk mendeteksi struktur geologi yang dekat dengan permukaan seperti untuk keperluan survey lingkungan, geoteknik dan survei air tanah.

Hukum Ohm merupakan teori dasar untuk metode ini. Hukum Ohm berkaitan dengan arus (I), potensial (V) dan tahanan jenis (resistivitas = ρ) yang dapat dituliskan secara matematika sebagai berikut:

$$V = IR \quad (6.4)$$

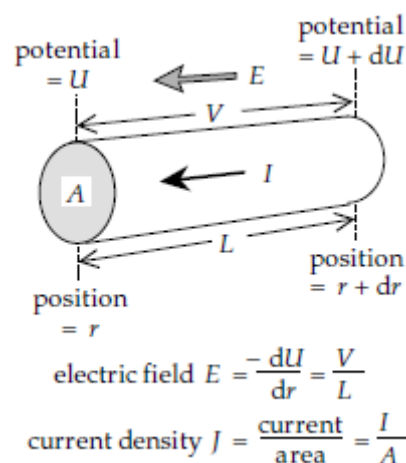
dimana, R merupakan resistansi

untuk suatu bahan yang diberikan resistansi sebanding dengan panjang L dan berbanding terbalik dengan A (lihat Gambar 6.2), maka dapat ditulis:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (6.5)$$

ρ adalah resistivitas dengan satuan Ωm yang merupakan property fisika dari suatu bahan konduktor yang menyatakan kemampuannya untuk melawan suatu aliran muatan. Kebalikannya adalah konduktivita (σ) dengan satuan $\Omega^{-1} m^{-1}$. Dengan mensubstitusi persamaan 6.5 ke persamaan 6.4 maka diperoleh

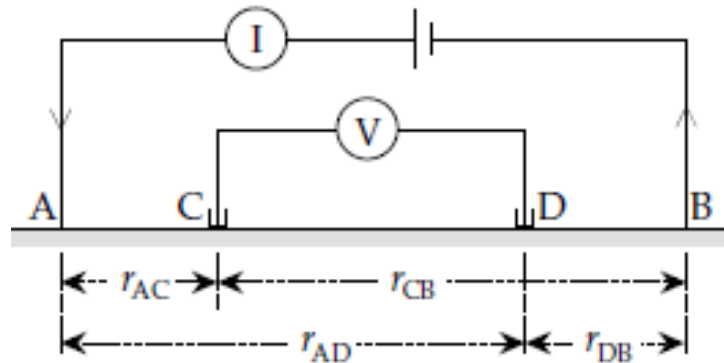
$$\frac{V}{L} = \rho \frac{I}{A} \quad (6.6)$$



Gambar 6.2 Parameter yang digunakan dalam Hukum Ohm (Lowrie, 2007)

Dalam metode geolistrik resistivitas dikenal berbagai macam konfigurasi

elektroda. Setiap konfigurasi pengukuran dibedakan berdasarkan letak elektroda arus dan potensialnya. Secara umum konfigurasi elektroda dapat dilihat pada Gambar 6.3.



Gambar 6.3 Konfigurasi elektroda arus AB dan potensial CD (Lowrie, 2007)

Perbedaan potensial yang diukur menggunakan voltmeter yang menghubungkan antara elektroda potensial C dan D dapat ditulis

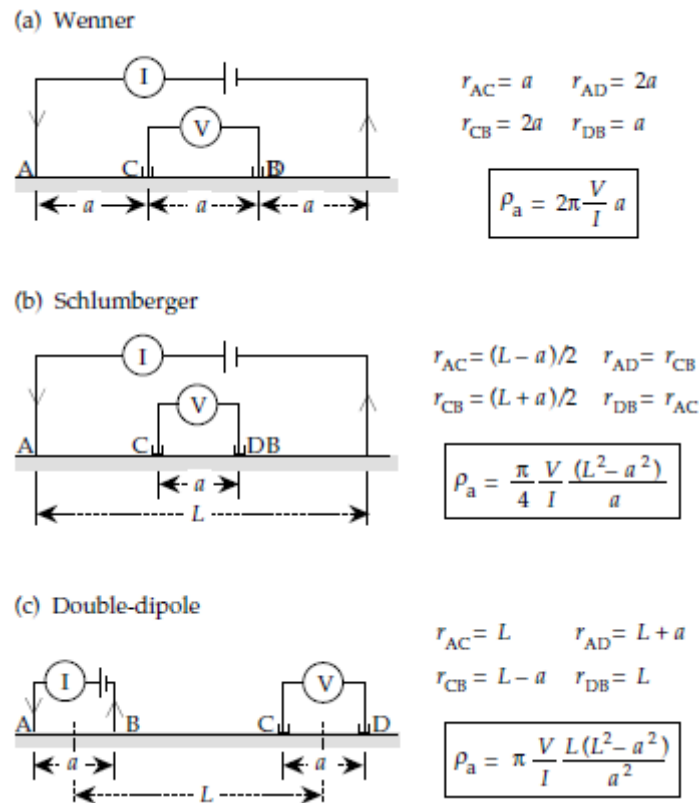
$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AD}} - \frac{1}{r_{DB}} \right) \right\} \quad (6.7)$$

Sehingga diperoleh:

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{\left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AD}} - \frac{1}{r_{DB}} \right)} \quad (6.8)$$

Ada beberapa konfigurasi yang sering digunakan dalam metode geolistrik resistivity diantaranya adalah Wenner, Schlumberger dan Dipole-Dipol. Dalam setiap konfigurasi menggunakan empat elektroda kolinear tetapi geometri dan jaraknya berbeda. Faktor geometri ini berbeda di setiap konfigurasi yang bertujuan untuk mengoreksi berbagai konfigurasi elektroda.

Pada Gambar 6.4 terlihat bahwa pada konfigurasi Wenner, pasangan elektroda arus dan potensial memiliki titik tengah yang sama dan jarak antara elektroda yang berdekatan adalah sama. Untuk konfigurasi Schlumberger memiliki pasangan elektroda arus dan potensial sering juga memiliki titik tengah yang sama, tetapi jarak antara elektroda yang berdekatan berbeda. Sedangkan dalam konfigurasi Dipole-Dipol jarak elektroda pada masing-masing pasangan adalah sama, sedangkan jarak antara titik tengahnya umumnya jauh lebih besar dari jarak antar pasangan elektroda.



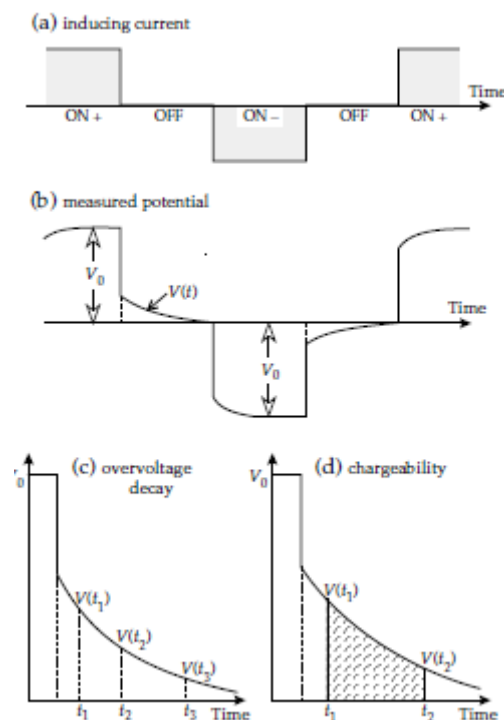
Gambar 6.3 Geometri elektroda arus dan potensial untuk konfigurasi Wenner, Schlumberger dan Dipole-Dipole (Lowrie, 2007)

Konfigurasi Wenner adalah konfigurasi yang terbaik untuk profil lateral. Adapun untuk konfigurasi Schlumberger, biasanya paling umum digunakan untuk investigasi VES (variasi resistivitas berdasarkan kedalaman). Dengan variasi konfigurasi elektroda yang bermacam, masing-masing memberikan sensitivitas yang berbeda sesuai dengan tujuan dan target survei.

Metode geolistrik resistivitas dapat dilakukan untuk pendugaan bawah permukaan dengan survey geofisika dilakukan untuk berbagai tujuan, seperti eksplorasi sumber daya mineral, geotermal, geoteknik, arkeologi, pertambangan, sedimentasi, masalah lingkungan dan hidrologi. Survei geolistrik ini memanfaatkan variasi resistivitas lapisan batuan bawah permukaan untuk mendeteksi struktur geologi, formasi, dan kandungan lapisan batuan. Dalam pelaksanaannya, desain survei metode geolistrik relatif sederhana, tidak merusak, dan ekonomis (Vasantrao, *et.al.*, 2017) serta memberikan respons yang cepat dan akurat terhadap perubahan resistivitas lapisan batuan bawah permukaan.

6.6 Metode Induksi Polarisasi (IP)

Saat menggunakan penyebaran resistivitas empat elektroda standar dalam mode DC, urutan aliran positif dan negatif dapat diselingi dengan periode ketika arus dimatikan. Arus induksi kemudian memiliki tampilan seperti kotak (Gambar 6.4a). Ketika arus terputus, tegangan melintasi elektroda potensial tidak langsung turun ke nol. Setelah penurunan awal secara mendadak, tegangan mengalami peluruhan bertahap dan dapat memakan waktu beberapa detik untuk mencapai nilai nol (Gambar 6.4b). Sebaliknya, ketika arus dihidupkan, potensial naik tiba-tiba pada awalnya dan kemudian secara bertahap mendekati nilai keadaan tunak. Peluruhan lambat dan meningkat di setiap bagian sinyal disebabkan oleh polarisasi yang diinduksi, yang merupakan hasil dari dua efek serupa yang terkait dengan struktur batuan: membran polarisasi dan polarisasi elektroda.



Gambar 6.4 (a) ilustrasi IP yang berkaitan dengan peluruhan potensial (b) efek dari waktu peluruhan IP

Polarisasi membran adalah fitur konduksi elektrolitik. Hal ini muncul dari perbedaan kemampuan ion dalam fluida pori untuk bermigrasi melalui batuan berpori. Mineral dalam batuan umumnya memiliki muatan permukaan negatif sehingga menarik ion positif dalam cairan pori. Mereka menumpuk pada permukaan butir dan

meluas ke pori-pori yang berdekatan, dan sebagian menghalangi mereka. Sedangkan polarisasi elektroda adalah efek serupa yang terjadi ketika mineral bijih hadir. Butir logam menghantarkan muatan dengan konduksi elektronik, sedangkan konduksi elektrolitik terjadi di sekitar mereka.

Pengukuran IP domain waktu melibatkan pemantauan penurunan tegangan setelah arus dimatikan. Parameter yang paling umum diukur adalah *chargeability* M, didefinisikan sebagai area A di bawah kurva peluruhan selama interval waktu tertentu (t_1 - t_2) dinormalisasi oleh beda potensial keadaan tunak ΔV_c .

$$M = \frac{A}{\Delta V_c} = \frac{1}{\Delta V_c} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt \quad (6.9)$$

Chargeability diukur selama interval waktu tertentu segera setelah arus polarisasi terputus (Gambar 6.4). Area A ditentukan di dalam alat pengukur dengan integrasi analog. Mineral yang berbeda dibedakan dengan karakteristik *chargeabilities*, misalnya pirit memiliki $M = 13,4$ ms selama interval 1 s, dan magnetit 2.2ms selama interval yang sama.

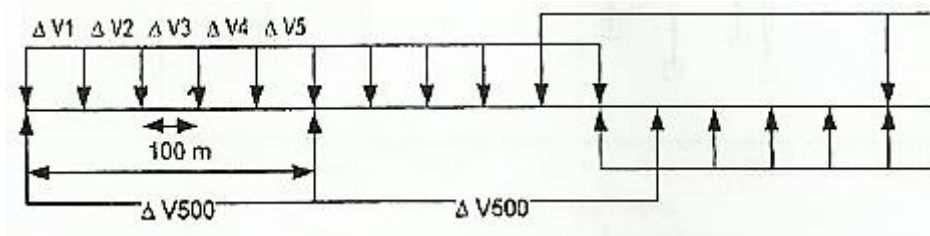
Interpretasi kuantitatif untuk metode ini jauh lebih kompleks dibanding metode resistivitas. Respons IP yang telah dihitung secara analitis untuk fitur sederhana seperti bola, ellipsoid, tanggul, kontak lapisan vertikal dan horizontal, memungkinkan interpretasi menggunakan Teknik tidak langsung (numerik pemodelan). Parameter sederhana dari anomali, seperti ketajaman, simetri, amplitudo dan distribusi spasial mungkin digunakan untuk memperkirakan lokasi, luas lateral, kemiringan dan kedalaman zona anomali. Metode ini bisa digunakan dalam identifikasi mineral dan saat ini juga sudah mulai dikembangkan sebagai alat untuk aplikasi panas bumi, hidrologi dan lingkungan (Reynolds, 2011).

6.7 Metode *Self Potential* (SP)

Potensial yang muncul secara spontan di dalam tanah adalah disebut potensial diri (potensial spontan). Beberapa potensial diri disebabkan oleh gangguan buatan manusia terhadap lingkungan, seperti kabel listrik yang terkubur, drainase pipa atau tempat pembuangan limbah. Potensial diri lainnya berupa efek alami karena mekanik atau reaksi elektrokimia di bawah permukaan.

Pengukuran SP menggunakan sepasang elektroda (*phorouspot*) yang dihubungkan melalui voltmeter digital berimpedansi tinggi yang sensitif untuk

mengukur beda potensial alami antara dua elektroda ditanamkan di tanah. Tahanan *phorouspot* selalu diusahakan sekecil mungkin, nilai potensial bisa diukur setelah benar-benar stabil. Seketsa cara pengukuran SP dapata dilihat pada Gambar 6.5 (Santoso, 2002).



Gambar 6.5 Sistem Pengukuran SP

Anomali dalam pengukuran SP terjadi keran SP diduga disebabkan oleh adanya aliran fluida di bawah permukaan yang mengakibatkan lompatan tiba-tiba terhadap nilai beda potensial pada kurva. Oleh karena itu, metode ini sangat cocok untuk eksplorasi panasbumi, bocoran bangunan dan lain-lain (Santoso, 2002).

Anomali SP yang khas mungkin memiliki amplitudo beberapa ratus milivolt yang berkaitan dengan tanah tandus. Amplitudonya tergantung pada resistivitas listrik dan viskositas elektrolit, dan pada tekanan perbedaan yang menyebabkan aliran. Hal ini selalu menunjukkan pusat anomali negatif dan stabil dalam jangka waktu yang lama. Hasil pengukuran SP biasanya dikaitkan dengan endapan logam sulfida (Corry 1985), magnetit atau grafit (Kearey, 2002).

EVALUASI

1. Jelaskan perbedaan ke tiga jenis metode geolistrik (tahanan jenis, IP dan SP)
2. Dengan menurunkan persamaan beda potensial konfigurasi pengukuran metode resistivitas berikut, carilah faktor geometri (k):
 - a. Wenner
 - b. Schlumberger
 - c. Dipole-Dipole
3. Carilah satu paper (artikel) berbahasa inggris yang membahas tentang aplikasi metode geolistrik, kemudian buat summary dalam bentuk slide presentasi.

BAB VII

METODE ELEKTROMAGNETIK

PENDAHULUAN

Bab 7 ini menjelaskan tentang metode elektromagnetik. Bab ini akan disajikan dalam 3 kali pertemuan. Pada pertemuan ke-13, materi yang akan dibahas adalah tentang gelombang elektromagnetik dan metode magnetotellurik (MT). Sedangkan pada pertemuan ke 14 akan dibahas tentang metode elektromagnetik VLF (*Very Low Frequency*). Terakhir metode GPR akan dibahas pada pertemuan ke 15.

TUJUAN

Setelah mempelajari Bab ini, mahasiswa diharapkan mengetahui tentang tentang konsep dasar elektromagnetik, metode elektromagnetik VLF dan magnetotellurik dan GPR (*Ground Penetrating Radar*).

PENYAJIAN MATERI

Metode survei elektromagnetik (EM) merupakan metode geofisika yang memanfaatkan penjalaran gelombang elektromagnetik baik alamiah maupun buatan untuk mengetahui sifat fisis di bawah permukaan bumi. Metode ini dapat dimanfaatkan untuk eksplorasi sumber daya geologi (seperti panas bumi, minyak dan gas bumi, serta bahan tambang) maupun dimanfaatkan untuk penelitian kegempaan. Berdasarkan sumber gelombang elektromagnetik, metode elektromagnetik dibagi menjadi dua, yakni metode elektromagnetik pasif yang memanfaatkan gelombang elektromagnetik alamiah seperti metode magnetotellurik, serta metode elektromagnetik aktif yang memanfaatkan gelombang elektromagnetik buatan seperti metode CSEM, CSMT, TEM, VLF, GPR.

7.1 Gelombang Elektromagnetik

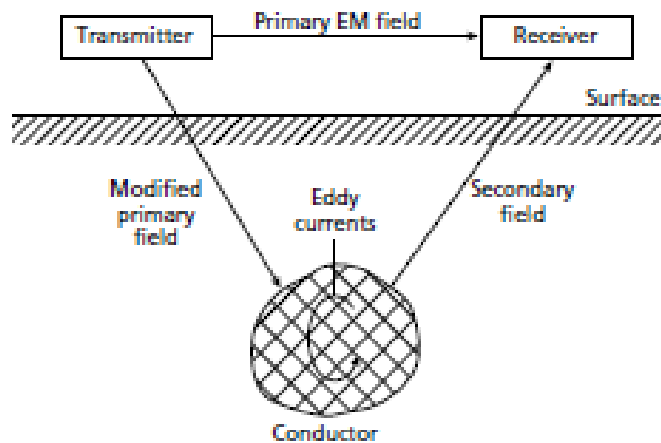
Gelombang elektromagnetik mempunyai prinsip dasar dari persamaan Maxwell. Metode elektromagnetik biasanya digunakan untuk eksplorasi benda-benda konduktif. Perubahan komponen-komponen medan akibat variasi konduktivitas inilah yang dimanfaatkan untuk menentukan struktur bawah permukaan. Teori medan elektromagnetik merupakan suatu teori yang menjelaskan hubungan antara medan

magnet yang menimbulkan rambatan gelombang elektromagnetik. Menurut Maxwell, medan listrik yang berubah akan menimbulkan medan magnet, sementara itu Faraday berpendapat bahwa perubahan medan magnet menimbulkan medan listrik.

Medan elektromagnetik terdiri dari intensitas listrik bolak-balik dan gaya magnetisasi. Medan elektromagnetik primer dapat dihasilkan dengan melepaskan secara bergantian arus melalui kumparan kecil yang terdiri dari banyak lilitan kawat atau melalui loop besar dari kawat. Respon tanah berupa medan elektromagnetik sekunder dan medan resultan dapat dideteksi oleh arus bolak-balik yang mengalir pada penerima kumparan dengan proses induksi elektromagnetik (Kearey, 2002).

Medan elektromagnetik primer bergerak dari koil pemancar ke koil penerima melalui jalur keduanya di atas dan di bawah permukaan. Di bawah permukaan homogen tidak ada perbedaan antara bidang yang disebarkan di atas permukaan. Namun, dengan adanya tubuh konduktor komponen magnetik dari medan elektromagnetik yang menembus tanah menginduksi arus bolak-balik, atau arus eddy, untuk mengalir pada konduktor (Gambar 7.1). Arus eddy menghasilkan medan elektromagnetik sekunder sendiri yang bergerak ke penerima. Penerima kemudian merespons yang dihasilkan oleh medan primer dan sekunder yang datang sehingga respon berbeda fase dan amplitudo dari respon terhadap bidang utama saja. Perbedaan antara medan elektromagnetik yang ditransmisikan dan diterima mengungkapkan keberadaan konduktor dan memberikan informasi tentang geometri dan sifat listriknya.

Induksi aliran arus dihasilkan dari komponen magnetik medan elektromagnetik. Akibatnya, tidak perlu kontak fisik antara pemancar atau penerima dengan tanah. Sehingga survei EM pada permukaan dapat jauh lebih cepat daripada survei geolistrik, di mana kontak tanah diperlukan. Metode EM udara banyak digunakan dalam mencari badan bijih konduktif. Semua benda anomali dengan konduktivitas listrik yang tinggi menghasilkan medan elektromagnetik sekunder yang kuat. Beberapa badan bijih yang mengandung mineral itu sendiri dapat menghasilkan medan sekunder jika terdapat sejumlah mineral aksesori dengan konduktivitas yang tinggi (Kearey, 2002).



Gambar 7.1 Prinsip utama metode elektromagnetik (Keraey, 2002)

7.2 Persamaan Gelombang Elektromagnetik

Metode elektromagnetik didasarkan atas Persamaan Maxwell yang merupakan perumusan matematis untuk hukum-hukum alam yang melandasi semua fenomena elektromagnetik. Persamaan Maxwell terdiri atas empat persamaan medan. Setiap persamaan dapat dipandang sebagai hubungan antara medan dengan distribusi sumber (muatan atau arus) yang bersangkutan. Persamaan Maxwell I, persamaan yang menyatakan bahwa medan listrik dihasilkan dari perubahan medan induksi magnet :

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (7.1)$$

Persamaan Maxwell II, persamaan yang menyatakan bahwa medan magnet dihasilkan dari aliran arus listrik :

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (7.2)$$

Persamaan Maxwell III, persamaan yang menyatakan berlakunya sifat loop tertutup perpindahan listrik pada suatu rapat muatan listrik :

$$\nabla \cdot D = q \quad (7.3)$$

dan Persamaan Maxwell IV, persamaan yang menyatakan berlakunya sifat loop tertutup untuk flux magnet jika tidak terdapat arus magnet bebas :

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (7.4)$$

dengan :

E = kuat medan listrik (volt/meter)

B = induksi magnet (weber/meter²)

D = pergeseran medan listrik (coulomb/meter²)

H = kuat medan magnet (ampere/meter)

q = rapat muatan listrik (coloumb/meter²)

J = rapat arus (ampere/meter²)

Perambatan gelombang elektromagnetik yang melalui medium ditentukan oleh tiga sifat material yaitu permitivitas listrik (ϵ), permeabilitas magnet (μ), dan konduktivitas listrik (σ), dimana : hubungan antara induksi magnet dan kuat medan magnet.

hubungan antara induksi magnet dan kuat medan magnet :

$$B = \mu H \quad (7.5)$$

hubungan antara pergeseran medan listrik dan kuat medan listrik :

$$D = \epsilon E \quad (7.6)$$

hubungan antara rapat arus dan kuat medan listrik :

$$J = \sigma E \quad (7.7)$$

$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$ = permitivitas listrik medium (Farad/meter)

ϵ_0 = permitivitas listrik dalam ruang vakum = $8,85 \times 10^{-12}$ (Farad/meter)

ϵ_r = permitivitas relatif (konstanta dielektrik relatif) medium

$\mu = \mu_0 \mu_r$ = permeabilitas magnetik medium (Henry/meter)

μ_0 = permeabilitas magnet dalam ruang vakum = $4\pi \times 10^{-7}$ (Henry/meter)

μ_r = permeabilitas magnet relatif medium

σ = konduktivitas listrik (Siemens/meter)

7.3 Metode Magnetotellurik (MT)

Magnetotellurik (MT) adalah metode elektromagnetik pasif yang mengukur perubahan medan magnet dan medan listrik secara alamiah. Dengan mengetahui kedua perubahan medan tersebut di suatu tempat maka dapat diketahui nilai konduktivitas di bawah permukaan bumi. Metode MT dilakukan dengan mengukur medan listrik menggunakan elektroda dan koil untuk mengukur medan magnet yang diletakkan di permukaan tanah.

Sumber sinyal untuk metode magnetotellurik adalah medan magnetik yang berasal dari dalam dan luar bumi serta memiliki rentang frekuensi yang bervariasi. Medan magnet yang berasal dari dalam disebabkan oleh pergerakan mantel bumi

terhadap inti bumi, contohnya *solar wind*. Sedangkan, medan magnet yang berasal dari luar bumi adalah medan magnet yang dihasilkan di atmosfer dan magnetosfer, seperti peristiwa petir yang menyambar. Semua sumber medan magnetik tersebut memiliki nilai yang bervariasi terhadap waktu, tetapi yang dimanfaatkan pada metode magnetotelurik hanya medan magnetik yang berasal dari luar bumi dengan rentang frekuensi yang lebih besar. Metode MT mempunyai rentang frekuensi yang panjang sehingga mampu untuk investigasi dari kedalaman beberapa puluh meter hingga ribuan meter di bawah permukaan bumi.

Prinsip kerja metode magnetotelurik didasarkan pada proses penjalaran gelombang dan induksi elektromagnetik yang terjadi pada anomali bawah permukaan. Medan elektromagnetik yang menembus bawah permukaan akan menghasilkan medan listrik dan magnetik sekunder (arus eddy/arus telurik) dalam material konduktif di dalam bumi, yang kemudian direkam oleh sensor (alat magnetotelurik). Menggunakan salah satu pendekatan yang digunakan dalam metode ini adalah bahwa medan elektromagnetik merupakan gelombang bidang yang merambat tegak lurus ke permukaan bumi.

Jika suatu medan dengan frekuensi f (Hz), amplitudo medan listrik (E) dan medan magnet yang muncul (B) diukur serentak pada arah yang saling tegak lurus sebagai ΔE_y dan ΔB_x , dalam suatu medan yang uniform, maka akan diperoleh tahanan jenisnya sebagai berikut:

$$\rho = \frac{0.2}{f} \left(\frac{\Delta E_y}{\Delta B_x} \right)^2 \quad (7.8)$$

dimana:

E_y = medan listrik ke arah y

B_x = medan magnet ke arah x

Hasil dari pengukuran metode MT berupa penampang tahanan jenis semu. Kisaran frekuensi yang digunakan untuk pengukuran MT adalah 10^{-4} - 10^4 Hz. Secara teoritik jika frekuensinya semakin rendah maka penetrasinya akan semakin dalam. Dalam penjalaran gelombang elektromagnetik, akan terjadi atenuasi terhadap kedalaman:

$$At = \exp(-(\pi f \mu \sigma)^{1/2}) \quad (7.9)$$

dimana:

f = frekuensi

μ = permeabilitas magnetik

σ = konduktivitas ($1/\rho$)

Magnetotelurik dapat diterapkan dalam eksplorasi panas bumi (*geothermal*). Dalam eksplorasi panas bumi dilakukan dua survei pendahuluan, yang pertama adalah survei geokimia untuk mengetahui kandungan kimia dalam sumber panas tersebut dan survei geofisika yang bisa menggunakan metode magnetotelurik untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan tanah seperti *caps rock* (batuan tudung), reservoir, dan sumber panas. Dalam investigasi MT pada lapangan panas bumi sering terdapat kendala berupa:

- Periode yang tercakup buruk ($T < 3$ sec)
- Anisotropi di wilayah pengukuran

7.4 Metode Elektromagnetik VLF (*Very Low Frequency*)

Metode elektromagnetik VLF merupakan salah satu metode elektromagnetik. Metode ini memanfaatkan medan elektromagnetik yang dibangkitkan oleh pemancar-pemancar radio berfrekuensi sangat rendah dengan daya besar yang biasanya digunakan untuk kepentingan navigasi kapal-kapal selam. Frekuensi yang biasa digunakan antara 15 KHz – 30 KHz. Frekuensi VLF apabila dibandingkan dengan frekuensi yang digunakan pada eksplorasi geofisika termasuk dalam kelompok frekuensi tinggi. Gelombang elektromagnetik yang diradiasikan dari sebuah pemancar VLF yang menjalar pada lapisan bumi berlapis dan diukur pada permukaan bumi mempunyai komponen medan elektrik dan medan magnet yang saling tegak lurus. Dalam metode ini, komponen magnet lebih diutamakan karena membawa sinyal energi yang cukup dan memiliki keuntungan-keuntungan praktis dalam pengukuran (Peterson dan Ronka, 1970 dalam Santoso, 2002).

Peralatan VLF yang digunakan dalam investigasi berfungsi sebagai penerima (*receiver*), salah satunya adalah produk dari IRIS Instrument dengan nama produk T-VLF BRGM. Sedangkan peralatan pemancar memanfaatkan pemancar elektromagnetik yang telah ada.

Medan yang diukur dalam metode ini adalah perbandingan antara medan primer dan medan sekunder. Medan primer merupakan magnetik dan medan listrik

yang dibangkitkan pemancar. Medan primer membangkitkan medan sekunder sebagai akibat adanya arus induksi yang mengalir pada benda-benda konduktor di dalam tanah. Medan sekunder yang timbul bergantung pada sifat-sifat medan primer, sifat listrik benda-benda di dalam tanah dan medium sekitarnya, serta bentuk dan posisi benda-benda tersebut.

Kedalaman yang dapat dicapai dikontrol oleh sebuah besaran yang dinamakan *electrical skin depth*. Skin depth bergantung pada resistivitas batuan utama dan frekuensi gelombang yang digunakan. Besarnya skin depth dihitung dengan formula:

$$\delta \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (7.10)$$

dimana:

f = frekuensi pemancar (Hz)

ρ = resistivitas

δ = skin depth

Metode VLF umumnya digunakan sebagai survey pendahuluan untuk mengidentifikasi area anomali untuk diteliti lebih lanjut setelahnya menggunakan metode geofisika lainnya atau pengeboran. Pengukuran VLF sensitif terhadap interferensi lokal seperti keberadaan pipa besi, power-line, pagar besi, dan benda konduktif lainnya.

7.5 Metode GPR (*Ground Penetrating Radar*)

Metode *Ground Penetrating Radar* (GPR) atau yang biasa disingkat dengan Georadar merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari kondisi bawah permukaan berdasarkan sifat elektromagnetik dengan menggunakan gelombang radio dengan frekuensi antara 1-1000 MHz. Radar merupakan singkatan dari *radio detection and ranging* menggunakan gelombang elektromagnetik yang dipancarkan untuk mendeteksi sebuah objek (Syukri, 2020).

Metode georadar telah menjadi pusat perhatian dalam eksplorasi dangkal (near surface exploration). Ground penetrating radar adalah (GPR) atau georadar secara harafiah berarti alat pelacak bumi dengan deteksi bawah permukaan dengan menggunakan gelombang elektromagnetik. Baik digunakan untuk eksplorasi dangkal dengan ketelitian (resolusi) sangat tinggi mampu mendeteksi target bawah permukaan

sampai target berdimensi beberapa sentimeter. Selain itu, GPR merupakan teknik eksplorasi yang relatif baru dibandingkan dengan metode lain, yang manfaatnya telah diketahui di berbagai bidang seperti : arkeologi, ilmu forensik, masalah lingkungan, kontruksi, investigasi geofisika, survey kondisi jalan dan lain-lain (Syukri, 2020).

Gelombang yang dikirimkan oleh transmitter ke dalam tanah akan dipantulkan kembali oleh reflektor ke permukaan akibat adanya perbedaan sifat elektromagnetik seperti konstanta dielektrik pada batas permukaan menyebabkan gelombang radar akan terpantulkan atau terefleksikan dan kecepatan gelombang radar sangat bergantung pada konstanta dielektrik dari medium yang dilalui gelombang tersebut (Mussett and Khan, 1993).

Besarnya penetrasi yang dapat dicapai gelombang radar bergantung pada besar kecilnya frekuensi yang digunakan. Ketika gelombang radar dipancarkan dari transmitter akan menghasilkan gelombang refleksi dengan amplitudo yang berbeda-beda. Amplitudo gelombang refleksi yang terekam di *receiver* bergantung pada sifat elektromagnetik dari benda di bawah permukaan yang dilewati gelombang radar. Sifat elektromagnetik dari berbagai material di bawah permukaan sangat berhubungan pada komposisi mineral dan kandungan air yang dimiliki material tersebut. Keduanya merupakan pengontrol utama dari kecepatan dan atenuasi yang terjadi dalam perambatan gelombang radar melalui material tersebut (Reynolds, 1997).

Ketika gelombang radar yang ditransmisikan dari *transmitter* mengenai suatu benda atau material di bawah permukaan yang memiliki konduktivitas yang tinggi, maka amplitudo gelombang yang terekam di *receiver* akan sangat kecil. Hal ini disebabkan gelombang ditransmisikan diserap oleh material yang memiliki konduktivitas yang tinggi (Mussett and Khan, 1993).

Ketika gelombang radio dipancarkan dari transmitter akan menghasilkan gelombang refleksi dengan amplitudo yang berbeda-beda. Perbedaan ini berhubungan dengan karakter lapisan-lapisan yang dilalui oleh gelombang tersebut. Amplitudo sinyal atau gelombang refleksi yang terekam di receiver sangat bergantung pada sifat elektromagnetik dari benda yang ada dibawah permukaan yang dilewati oleh gelombang radar. Sifat elektromagnetik dari berbagai material yang ada dibawah permukaan sangat berhubungan pada komposisi mineral dan kandungan air yang dimiliki material tersebut. Keduanya merupakan pengontrol utama dari kecepatan dan

atenuasi yang terjadi dalam perambatan gelombang radar melalui material tersebut (Reynolds, 1997).

Dalam setiap perambatan gelombang dikenal istilah (*velocity*). Kecepatan gelombang radar sangat bergantung pada konstanta dielektrik dari medium yang dilalui oleh gelombang tersebut (Musset and Khan, 1993).

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (7.11)$$

V = kecepatan gelombang ratio merambat dalam tanah (m/s)

c = kecepatan cahaya ($2.997\ 924\ 58 \times 10^8$ m/s)

$\sqrt{\epsilon_r}$ = konstanta dielektrik relative

dan panjang gelombang sinyal dapat ditentukan dari persamaan

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (1.12)$$

λ = panjang gelombang

v = cepat rambat energi elektromagnet pada material

f = frekuensi.

kedalaman tiap refleksi di bawah permukaan dapat ditentukan dari persamaan

$$d_r = \frac{vt_r}{2} \quad (1.13)$$

d_r = kedalaman reflektor

v = cepat rambat energi elektromagnet pada material

t_r = waktu tempuh ke reflektor dalam *two-way travel time* (diambil dari *trace* GPR)

dari persamaan di atas dapat didefinisikan bahwa ketika gelombang radar melalui material atau benda di bawah permukaan yang memiliki konstanta dielektrik yang tinggi, maka gelombang tersebut akan merambat dengan kecepatan yang lebih rendah dan sebaliknya.

Untuk mengkonversi *travel time* menjadi *depth* digunakan V_{rms} , yaitu kecepatan yang mewakili semua kecepatan disetiap lapisan yang dilewati gelombang radar (Telford et.al, 1990)

$$V_{rms} = \left(\frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \right) \quad (1.14)$$

V_{rms} = kecepatan RMS (Root Mean Square)

V_1 = kecepatan pada lapisan $n = 1, 2, 3, \dots$

T_1 = travel time pada saat $n = 1, 2, 3, \dots$

Adanya kontras konstanta dielektrik pada batas permukaan menyebabkan gelombang radar akan terpantulkan (terefleksikan) dengan koefisien refleksi :

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_r - \epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_r + \epsilon_1}} \quad (1.15)$$

R = koefisien refleksi

ϵ_1 = konstanta dielektrik lapisan pertama

ϵ_2 = konstanta dielektrik lapisan kedua

Besarnya penetrasi atau kedalaman yang dapat dicapai oleh gelombang radar sangat bergantung pada besar kecilnya frekuensi yang digunakan. Semakin kecil frekuensi atau semakin besar panjang gelombang yang digunakan, maka akan semakin besar penetrasi yang dapat dicapai oleh gelombang dan sebaliknya. Besarnya penetrasi juga dipengaruhi oleh konduktivitas material, dimana konduktivitas yang tinggi akan menyebabkan penetrasi lebih dangkal karena terjadi absorpsi oleh lapisan-lapisan yang konduktif (Musset and Khan, 1993).

Penentuan frekuensi gelombang radar yang digunakan juga akan berpengaruh pada resolusi hasil rekaman data. Ketika menggunakan frekuensi yang rendah akan diperoleh penetrasi yang dalam, akan tetapi resolusi yang dihasilkan akan semakin buruk. Maka, untuk menghasilkan resolusi yang baik digunakan frekuensi yang besar. Atenuasi adalah melemahnya sinyal yang diakibatkan oleh adanya jarak yang semakin jauh harus ditempuh oleh sinyal. Tabel 7.1 menunjukkan hubungan antara nilai parameter fisis beberapa material dengan nilai atenuasinya. Berikut adalah beberapa faktor yang mempengaruhi atenuasi:

1. Sifat Dielektrik Material Bumi

Konstanta dielektrik suatu material menyatakan kemampuan material tersebut untuk menyimpan muatan yang relative sama dalam ruang hampa ketika medan listrik diberikan.

2. Konduktivitas (σ)

Konduktivitas merupakan ukuran dari kemampuan suatu bahan untuk mengantarkan suatu bentuk energi. Bentuk energi yang dihantarkan dapat berupa panas, arus listrik, dan gelombang. Atenuasi dikontrol oleh sifat konduktivitas yang dimiliki medium. Pada medium yang mempunyai konduktivitas tinggi

terjadi disipasi radar dengan cepat, sehingga dapat menghambat investigasi. Apabila nilai konduktivitas suatu bahan adalah ($\sigma = 0$), maka sinyal tidak akan mengalami atenuasi.

2. Permeabilitas Magnet (μ)

Permeabilitas magnet adalah perbandingan antara fluks magnet dalam bahan dengan medan magnet luar. Permeabilitas magnet dapat diartikan semakin mudah suatu bahan untuk bisa ditembus oleh medan magnet. Semakin besar nilai permeabilitas bahan maka sinyal akan lebih banyak mengalami pelemahan sinyal (atenuasi).

3. Skin Depth

Skin Depth adalah kedalaman sinyal yang telah berkurang menjadi 1/e (73%) dari nilai awal dan berbanding terbalik dengan faktor atenuasi ($\delta = \frac{1}{\alpha}$).

Tabel 7.1 Nilai parameter fisis beberapa material (Davis & Annan, 1989; A-CUBED, 1983; Ulriksen, 1982).

Material	Dielectric Constant	Conductivity mS/m	Velocity m/ns	Attenuation db/M
Air	1	0	0.30	0
Distilled Water	80	0.01	0.033	0.002
Fresh Water	80	0.5	0.033	0.1
Sea Water	80	30000	0.01	1000
Dry Sand	3 – 5	0.01	0.15	0.01
Saturated Sand	20 – 30	0.1 – 1.0	0.06	0.03 – 0.3
Limestone	4 – 8	0.5 – 2	0.12	0.4 – 1
Shale	5 – 15	1 - 100	0.09	1 – 100
Silts	5 – 30	1 - 100	0.07	1 – 100
Clays	5 – 40	2 - 100	0.06	1 – 300
Granite	4 – 6	0.01 - 1	0.13	0.01 – 1
Dry Salt	5 – 6	0.01 - 1	0.13	0.01 – 1
Ice	3 – 4	0.01	0.16	1



EVALUASI

1. Jelaskan perbedaan ketiga jenis metode elektromagnetik (MT, VLF dan GPR)
2. Tentukanlah *skin depth* suatu lapisan yang memiliki resistivitas sebesar 35 ohm m dan frekuensi 50 KHz.
3. Carilah masing-masing satu paper (artikel) berbahasa inggris yang membahas tentang aplikasi metode MT, VLF dan GPR, kemudian buat summary dalam bentuk slide presentasi.

DAFTAR REFERENSI

- Abdullah, Agus., 2020. *Ensiklopedi Seismik Online*.
<http://ensiklopediseismik.blogspot.com/> (diakses pada tanggal 29 November 2021, pukul 19.00 WITA).
- Burger, H.R., 1992. *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*. Englewood Cliffs. NJ.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Third Edition. USA : Blackwell Science Ltd.
- Lowrie, William, 2000. *Fundamental Of Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- Musset, A.E. and Khan, M.A., 2000. *Looking into the Earth: An Introduction to Geological Geophysics*. London: Cambridge University Press.
- Santoso, Djoko. 2002. *Pengantar Teknik Geofisika*. Bandung : Penerbit ITB.
- Syukri, Muhammad, 2020, *Pengantar Geofisika*, Aceh: Syiah Kuala University Press.
(<https://Unsyiahpress.Id/Pengantar-geofisika/>)
- Reynolds, J.M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester: John Wiley and Sons Ltd. 796p.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*. University of Houston: Cambridge University Press, Second Edition.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. USA: Cambridge University Press. Second Edition.