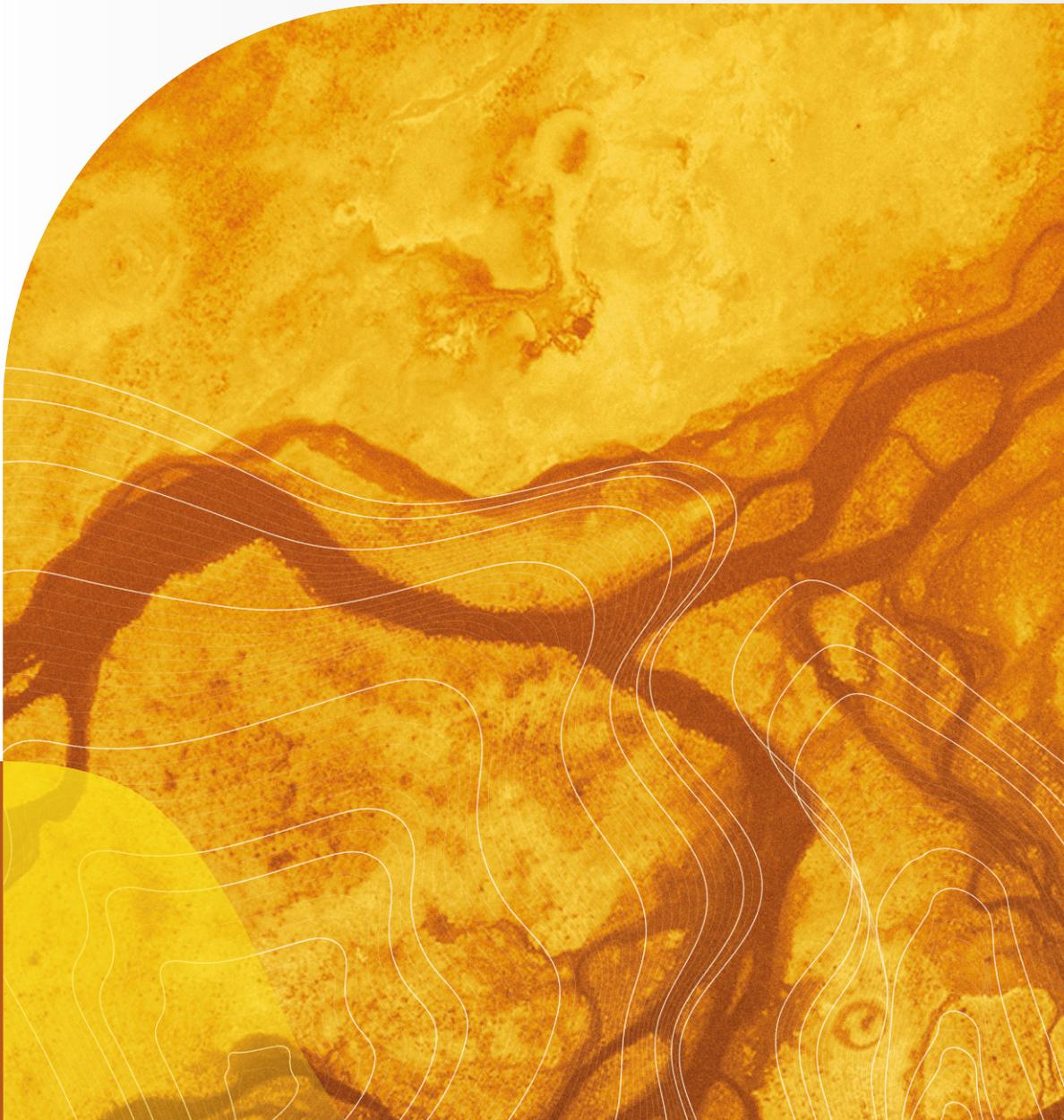




Geofisika Terapan untuk Geologi Eksplorasi



GEOFISIKA TERAPAN

UNTUK GEOLOGI EKSPLORASI

GEOFISIKA TERAPAN

UNTUK GEOLOGI EKSPLOKASI

Prihadi Sumintadireja

ITB  **PRESS**

Hak penerbitan pada ITB Press

Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh bagian dari buku ini tanpa izin dari penerbit.

Geofisika Terapan untuk Geologi Eksplorasi

Penulis : Prihadi Sumintadireja
Editor Bahasa : Rina Lestari
Desainer : Ripky
Cetakan I : 2023
ISBN : 978-623-297-287-2

ITB PRESS

📍 Gedung STP ITB, Lantai 1,
Jl. Ganesa No. 15F Bandung 40132
☎ +62 22 20469057
🌐 www.itbpress.id
✉ office@itbpress.id
Anggota Ikapi No. 043/JBA/92
APPTI No. 005.062.1.10.2018

Prakata

Puji dan syukur penulis ucapkan kepada Allah subhanahu wa ta'ala yang telah melimpahkan rahmat dan karunia-Nya sehingga buku yang berjudul Geofisika Terapan untuk Geologi Eksplorasi ini selesai disusun. Banyak pihak yang membantu dan memberi semangat kepada penulis dalam proses penyusunannya. Ucapan terima kasih khususnya disampaikan kepada:

1. Seluruh anggota Kelompok Keahlian Geologi Terapan: Prof. Ir. Lambok Hutasoit, M.Sc., Ph.D., Prof. Dr. Ir. Deny Juanda Puradimaja, DEA., Agus Mochamad Ramdhan, S.T, M.T, Ph.D., Dr. Astyka Pamumpuni, S.T, M.T., Dr. Dasapta Erwin Irawan, S.T, M.T., Dr. Eng. Imam Achmad Sadisun, S.T, M.T., Dr. Ir. Johan Arif, Dr. Eng. Ir. Suryantini, M.Sc., M.T., dan Dr. Rendy Dwi Kartiko, S.T., M.T.
2. Tim Asisten Laboratorium Ekplorasi Geologi dan Geotermal (LEGG): Faisal Perdana, S.Si., M.T., Ferry Rahman Aries, S.Si., M.T., Alditama Prihadi, S.Si, M.T., Rizky Affianto, S.T., dan Muh. Rama Adyaksa, S.T.
3. Tim Survey Lapangan LEGG: Teddy Darmawan, A.Md., Ferry Irawan, Yogi Kharisma, Sujana, dan Riko Andriansyah.
4. Tim Administrasi KKGTT: Andys Ramdhani, A.Md., dan LEGG Gina Haristia Dewi, S.E.

Penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan di dalam buku ini sehingga penulis mengharapkan adanya masukan atau saran yang membangun untuk membantu tersusunnya buku ini menjadi lebih baik lagi. Semoga buku ini dapat bermanfaat bagi semua pihak yang berkepentingan.

Bandung, Januari 2023

Prihadi Sumintadireja

Daftar Isi

PRAKATA	V
DAFTAR ISI	VII
DAFTAR GAMBAR	IX
DAFTAR TABEL	XV
BAB 1 PENDAHULUAN	1
1.1 Geologi Indonesia dan Sumber Daya Geologi.....	2
BAB 2 KONSEP EKSPLORASI	9
2.1 Studi Dasar (<i>Baseline Study</i>)	11
2.2 Geofisika Eksplorasi	15
2.2.1 Geologi dan Sifat Fisika	15
2.2.2 Bisingan, Gangguan Data (<i>Noise</i>)	21
BAB 3 METODE GAYA BERAT/GRAVITASI	23
3.1 Teori Dasar	24
3.2 Instrumen Gravimeter	25
3.3 Densitas Batuan	26
3.3.1 Densitas Batuan Sedimen	28
3.3.2 Densitas Batuan Beku	28
3.3.3 Densitas Batuan Metamorf	29
3.3.4 Mineral dan Bahan Lainnya.....	30
3.4 Survei Gravitasi	30
3.4.1 Akuisisi Data Gravitasi.....	30
3.4.2 Koreksi Data Gravitasi	32
3.4.3 Anomali Bouguer Lengkap (<i>Complete Bouguer Anomaly – CBA</i>)	39
3.5 Interpretasi Data Gravitasi.....	39
3.5.1 Separasi (Pemisahan) Anomali Gravitasi Regional dan Residual	39
3.5.2 Gradien atau Derivatif.....	42
3.5.3 Model Geometri Dua Dimensi Sederhana	45
BAB 4 GEOMAGNET	47
4.1 Teori Dasar	48
4.1.1 Medan Magnet (H) dan Densitas Medan Magnet (B).....	49
4.1.2 Permeabilitas Magnetik dan Suseptibilitas Magnetik.....	50
4.2 Magnetisme Batuan.....	51
4.2.1 Faktor Utama Magnetisme Batuan	52
4.2.2 Litologi dan Suseptibilitas/Kerentanan Magnetik.....	54
4.3 Survei Geomagnet	56
4.3.1 Akuisisi Data Geomagnet	57

4.3.2	Koreksi Data Geomagnet	58
4.3.3	Transformasi Data Geomagnet	60
4.4	Interpretasi Data Geomagnet	63
4.4.1	Pemisahan Anomali Residual dan Regional	63
4.4.2	Gradien dan Sinyal Analisis	64
BAB 5	GEOLISTRIK ARUS SEARAH DC (GEOLISTRIK DC)	67
5.1	Resistivitas Batuan	67
5.2	Resistivitas DC	72
5.3	Polarisasi Terimbas atau <i>Induced Polarization DC</i>	76
5.3.1	Chargeabilitas Listrik Batuan	77
5.3.2	Metal Factor (MF)	80
5.4	Survei Geolistrik dan IP	80
5.4.1	Konfigurasi Elektroda	80
5.4.2	Teknik Pengukuran	84
5.5	Pemodelan Geolistrik	90
BAB 6	METODE SEISMIK EKSPLORASI	97
6.1	Teori Dasar Gelombang Seismik	98
6.1.1	Konstanta Elastisitas Batuan	98
6.1.2	Kecepatan Gelombang Seismik	102
6.1.3	Penjalaran Gelombang Seismik	105
6.1.4	Hukum Snellius	107
6.1.5	Impedansi Akustik (AI) Koefisien Refleksi, Transmisi	108
6.2	Survei Seismik Eksplorasi	111
6.3	Seismik Refleksi 2D/3D	112
6.4	Seismik Refraksi	119
6.5	Seismik <i>Downhole</i>	126
BAB 7	GROUND PENETRATING RADAR	141
7.1	Teori Dasar	142
7.1.1	Kecepatan Gelombang EM	142
7.1.2	Prinsip Penjalaran Gelombang EM	143
7.2	Konstanta Dielektrik Batuan	144
7.2.1	Permitivitas Listrik	144
7.2.2	Litologi dan Konstanta Dielektrik	147
7.3	Survei GPR	148
7.3.1	Akuisisi Data	150
7.3.2	Pengolahan Data	153
7.3.3	Interpretasi	155
DAFTAR PUSTAKA	159

Daftar Gambar

Gambar 1.1	Laporan IEO 2021 tentang perkiraan peningkatan penggunaan energi global hampir 50% mulai dari tahun 2020 hingga 2050.	1
Gambar 1.2	Proyeksi permintaan konsumsi logam utama dunia pada abad 21.	2
Gambar 1.3	Geologi Indonesia yang disederhanakan dari Peta Geologi Indonesia skala 1:5.000.000 (Sukanto, 2000).	3
Gambar 1.4	Cekungan sedimen dan jenisnya yang terdapat di Indonesia (Badan Geologi, 2009).	4
Gambar 1.5	Peta jalur subduksi megathrust dan rangkaian gunung api di Indonesia (https://magma.esdm.go.id/v1/edukasi/tipe-gunung-api-di-indonesia-a-b-dan-c).	6
Gambar 1.6	Tatanan lempeng tektonik dan lokasi pembentukan mineral (Skinner and Porter, 1987).	7
Gambar 1.7	Peta sebaran endapan mineral logam di wilayah Indonesia (modifikasi dari Badan Geologi, 2008).	7
Gambar 1.8	Peta sebaran mineral strategis di wilayah Indonesia (Badan Geologi, 2013).	8
Gambar 2.1	Contoh peta geologi regional, Daerah Sangata Kalimantan Timur (Sukardi, dkk., 1995).	12
Gambar 2.2	Contoh peta cekungan air tanah wilayah Samarinda – Bontang, Kalimantan Timur (Badan Geologi Pusat Lingkungan Geologi, 2007).	13
Gambar 2.3	Contoh diagram alir untuk kegiatan studi dasar.	13
Gambar 2.4	Survei pendahuluan untuk validasi terhadap data sekunder dan mendapatkan data primer terbaru (Dokumentasi Lab. Eksplorasi Geologi Geotermal di Gunung Manglayang tahun 2012).	14
Gambar 2.5	Rangkaian kegiatan eksplorasi setelah studi dasar adalah Geofisika.	15
Gambar 2.6	Siklus batuan.	16
Gambar 2.7	Peta anomali regional gaya berat yang dikompilasi oleh Sardjono, I. Budiman, A. Susila, dan A. Garniwa dari Badan Geologi.	18
Gambar 2.8	Peta anomali regional medan magnet Indonesia (NOAA).	19
Gambar 2.9	Citra refleksi gelombang akustik yang menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan (Butler dkk., 2015).	20
Gambar 2.10	Sumber gangguan (<i>noise</i>) pada aplikasi metode geofisika (modifikasi dari Reynolds, 2011).	22
Gambar 3.1	Perbedaan nilai massa jenis batuan pada jenis litologi atau batuan yang berbeda (SEG, 1998).	23
Gambar 3.2	Ilustrasi benda bermassa yang terpisah dan jatuh bebas.	24
Gambar 3.3	Prinsip dasar instrumen gravimeter yang menerapkan hukum Hooke.	26
Gambar 3.4	Instrumen gravimeter yang sering digunakan dalam kegiatan eksplorasi seperti Scintrex CG-5 (kiri) dan La Coste & Romberg seri G (kanan).	26
Gambar 3.5	Variasi densitas batuan (dibuat berdasarkan Telford, 1990).	27
Gambar 3.6	Densitas mineral logam, non-logam, dan lainnya (dibuat berdasarkan Telford <i>et al.</i> , 1990).	29
Gambar 3.7	Alur kegiatan survei gravitasi.	30
Gambar 3.8	Proses penurunan nilai gravitasi absolut dari titik referensi (yang dimiliki oleh lembaga seperti BMKG atau BIG) ke titik <i>base station</i>	31
Gambar 3.9	Prosedur survei pengukuran Gravitasi harian.	32

Gambar 3.10	Kurva pengamatan nilai gravitasi di <i>base station</i> untuk melihat pengaruh <i>Instrument Drift</i> (dibuat berdasarkan Reynolds, 1997)	33
Gambar 3.11	Grafik pengaruh pasang surut bumi dan <i>instrument drift</i> pada pengukuran gravitasi bumi (Reynolds, 1997)	34
Gambar 3.12	Prinsip koreksi free-air.....	35
Gambar 3.13	Koreksi Bouguer	35
Gambar 3.14	Metode grafis Nettleton (dibuat berdasarkan Reynolds, 1997).....	36
Gambar 3.15	Pengaruh bukit dan lembah terhadap pengukuran gravitasi (Reynolds, 1997) ...	37
Gambar 3.16	Grafik koreksi medan yang didesain oleh Hammer digunakan berdasarkan Tabel 3.3 untuk zona hingga J dengan skala 1/175000 (Dobrin dan Savit, 1988)	38
Gambar 3.17	Pemisahan anomali regional dan anomali residual (Reynolds, 1997).....	40
Gambar 3.18	Pemisahan anomali regional gravitasi menggunakan metode regresi linier.....	40
Gambar 3.19	Pemisahan anomali regional gravitasi menggunakan polinomial orde dua (<i>2nd order polinomial</i>).....	41
Gambar 3.20	Pemisahan anomali regional residual menggunakan teknik <i>LPF</i>	41
Gambar 3.21	Pemisahan anomali gravitasi regional residual menggunakan teknik kontinuitas ke atas.....	42
Gambar 3.22	Sebaran litologi bawah permukaan dengan kondisi diskontinuitas yang menjadi faktor penyebab variasi nilai gravitasi	42
Gambar 3.23	Ilustrasi model objek bawah permukaan yang identik dan berdekatan melalui proses derivatif.....	43
Gambar 3.24	Perbandingan nilai gravitasi dan gradien gravitasi pada model anomali geologi profil anomali Bouguer di (a) kubah garam, dan (b) cekungan sedimen.	44
Gambar 3.25	Penerapan SVD pada Peta anomali Bouguer (Sumintadireja, P., <i>et.al.</i> , 2018).....	45
Gambar 3.26	Respons anomali gravitasi terhadap berbagai bentuk geometri.	46
Gambar 4.1	Medan magnet bumi dan garis vektor pada permukaan bumi.	47
Gambar 4.2	Perbedaan jenis batuan yang memiliki respon berbeda terhadap medan magnet (SEG, 1998)	48
Gambar 4.3	Hukum Ampere yang menjelaskan fenomena medan magnet akibat adanya arus listrik yang mengalir pada kawat.....	48
Gambar 4.4	Densitas fuks magnetik yang terbentuk pada kawat yang berarus berdasarkan hukum Biot-Savart.....	49
Gambar 4.5	Medan magnet bumi (panah biru) menginduksi batuan (warna kuning) di bawah permukaan yang memiliki suseptibilitas magnetik (χ) sehingga menghasilkan medan magnet magnetisasi (panah merah putus-putus)	50
Gambar 4.6	Tipe jenis kemagnetan batuan berdasarkan nilai medan magnetik dan permeabilitas serta kerentanan magnetiknya	52
Gambar 4.7	Nilai suseptibilitas magnetik pada butiran hancuran (CR) dan kristal tumbuh berbanding lurus terhadap besar butir (Hunt et al., 1995)	53
Gambar 4.8	Suseptibilitas magnetik batuan mengalami penurunan nilai pada temperatur tinggi atau temperatur <i>Curie</i> (Hunt et al., 1995).....	53
Gambar 4.9	Kerentanan magnetik pada jenis batuan berbeda (dibuat berdasarkan Clark dan Emerson, 1991)	55
Gambar 4.10	Kerentanan magnetik pada jenis batuan yang terkait dengan persentase kandungan mineral magnetit (dibuat berdasarkan Clark dan Emerson, 1991)....	56
Gambar 4.11	Diagram alir sederhana untuk kegiatan survei geomagnet.....	57

Gambar 4.12	Akuisisi data geomagnet memerlukan pengukuran medan geomagnet di <i>base station</i> (dokumentasi Lab. Eksplorasi Geologi Geotermal ITB di Gunung Tampomas, 2022)	58
Gambar 4.13	Data magnet pada <i>base station</i> digunakan dalam proses koreksi harian	59
Gambar 4.14	Besaran nilai IGRF berdasarkan Alken dkk. (2021).....	60
Gambar 4.15	Respons magnetik dari objek bawah permukaan terhadap variasi inklinasi (von Frese, 2003)	61
Gambar 4.16	Respons magnetik terhadap variasi inklinasi 60° (dibuat berdasarkan Reynolds, 1997)	61
Gambar 4.17	Respons magnetik model geologi <i>dyke</i> (von Frese, 2003).....	62
Gambar 4.18	Perbandingan nilai magnetik sebelum dan setelah dilakukan proses RTP	63
Gambar 4.19	Interpretasi kualitatif terhadap data magnetik dalam pola dwikutub.....	64
Gambar 5.1	Dua jenis batuan yang berbeda memiliki sifat kelistrikan yang juga berbeda (SEG, 1998).....	67
Gambar 5.2	Ruang pori yang terdapat dalam tubuh batuan terisi oleh fluida ber-ion yang menjadi media pengalir arus listrik di dalam batuan	68
Gambar 5.3	Hubungan antara resistivitas, porositas, dan saturasi fluida air	69
Gambar 5.4	Variasi nilai resistivitas batuan (modifikasi dari Palacky, 1987).....	70
Gambar 5.5	Hubungan nilai resistivitas air dan akuifer (Flathe, 1979).....	71
Gambar 5.6	Berbagai macam penerapan metode geolistrik dalam eksplorasi geologi	71
Gambar 5.7	Kemampuan benda yang memiliki panjang r dan luas A untuk mengalirkan muatan listrik ketika ada medan listrik	72
Gambar 5.8	Arus tunggal di permukaan homogen isotropik (dibuat berdasarkan Telford, 1976)	74
Gambar 5.9	Potensial dua elektroda arus pada satu titik.....	75
Gambar 5.10	Dua elektroda arus (A dan B) dengan dua elektroda potensial (M dan N)	75
Gambar 5.11	Kurva arus yang diinjeksikan (atas); Tegangan potensial yang terbentuk di elektroda $P1$ - $P2$ (bawah) (Milsom, 2003).	76
Gambar 5.12	Konsep pengukuran chargeabilitas listrik batuan memanfaatkan prinsip integral-waktu dari peluruhan nilai potensial (Lowrie, 2007).....	78
Gambar 5.13	Fenomena IP akibat akumulasi ion di dinding pori batuan poros kead air dan akibat akumulasi ion karena kehadiran mineral konduktif (Lowrie, 2007)...	79
Gambar 5.14	Kisaran tingkatan chargeabilitas batuan	80
Gambar 5.15	Konfigurasi elektroda yang terdiri dari elektroda sumber arus $C1$ dan $C2$, dan elektroda penerima tegangan potensial $P1$ dan $P2$	81
Gambar 5.16	Konfigurasi elektroda Wenner.	82
Gambar 5.17	Konfigurasi elektroda Schlumberger.....	83
Gambar 5.18	Konfigurasi elektroda <i>dipole-dipole</i>	83
Gambar 5.19	Konfigurasi elektroda pole-pole.....	84
Gambar 5.20	Contoh peta anomali tahanan jenis semu metode mapping pada bentangan $AB/2 = 250m$	85
Gambar 5.21	Teknis pengukuran VES atau Geolistrik 1D	87
Gambar 5.22	Satu set alat geolistrik otomatis (gambar atas) dan perlengkapannya (dokumentasi dari Laboratorium Eksplorasi Geologi Geotermal/LEGG ITB)	88
Gambar 5.23	Skematik pengukuran Geolistrik 2D (Loke, 2000).....	88
Gambar 5.24	Konfigurasi elektroda pada pengukuran Mise-A-La-Masse.	89
Gambar 5.25	Contoh hasil pengolahan data <i>MAM</i>	90
Gambar 5.26	<i>Plotting</i> data hasil pengukuran	91

Gambar 5.27	Tipe kurva-kurva VES dengan banyak lapisan untuk dasar pengolahan data dan pemodelan Geolistrik 1D (Telford et al, 1990)	92
Gambar 5.28	Data observasi berupa resistivitas semu (titik-titik) yang nilainya didekati kurva model (garis merah) menghasilkan model resistivitas dengan ketebalan dan di kedalaman tertentu (garis biru) (Sultan dkk., 2011).....	92
Gambar 5.29	Contoh hasil pengukuran VES dan hasil pemodelan 1D.....	93
Gambar 5.30	Korelasi beberapa titik hasil pengukuran geolistrik VES dengan data sumur di dekat area pengukuran.	94
Gambar 5.31	Penampang resistivitas 2D dari ERT yang menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan berdasarkan sebaran nilai resistivitas.	94
Gambar 5.32	Kumpulan data VES dalam satu lintasan membentuk seolah-olah data geolistrik 2D.....	95
Gambar 5.33	Contoh hasil <i>stitching</i> beberapa titik hasil pengukuran geolistrik VES dengan data sumur di dekat area pengukuran dan interpretasi geologinya	95
Gambar 5.34	kumpulan data 2D dengan jarak antarlintasan tertentu membentuk seolah-olah data geolistrik 3D.....	96
Gambar 6.1	Sumber gelombang seismik di bumi akibat adanya aktivitas pergerakan lempeng yang menghadirkan fenomena gempa pada zona subduksi, sesar, zona vulkanik, pematang tengah samudera.....	97
Gambar 6.2	Dua tipe gelombang seismik yaitu Gekombang <i>P</i> dan Gelombang <i>S</i> yang memiliki gerak partikel yang berbeda terhadap arah penjalaran gelombangnya.....	98
Gambar 6.3	<i>Stress</i> yang bekerja pada batuan dibagi menjadi komponen <i>shear</i> dan normal..	99
Gambar 6.4	Modulus young (<i>E</i>) merupakan rasio <i>stress</i> yang bekerja terhadap perubahan panjang benda yang terjadi.	100
Gambar 6.5	Ilustrasi batuan yang mengalami <i>stress</i> dan <i>shear</i>	101
Gambar 6.6	Rasio Poisson adalah rasio perubahan radius terhadap perubahan panjang panjang benda akibat stress yang bekerja pada benda.	102
Gambar 6.7	Kecepatan gelombang seismik pada beberapa jenis litologi <i>Wightman et al. (2003)</i>	103
Gambar 6.8	Nilai Porositas dan Kecepatan rambat gelombang <i>P</i> (V_p) yang dipengaruhi oleh porositasnya dan kandungan serpih (V_{sh}) pada batupasir dengan ragam V_{sh} dari 0 – 1 dengan interval 0.2.	103
Gambar 6.9	Nilai kecepatan rambat gelombang <i>P</i> (V_p) pada satu nilai porositas akan menjadi menurun bila terjadi kenaikan kandungan Clay.	104
Gambar 6.10	Proses litifikasi batuan yang sangat dipengaruhi proses pemendaman yang dapat meningkatkan nilai cepat rambat gelombang seismik (Jarrard dkk 2000).	104
Gambar 6.11	Kecepatan sebagai fungsi saturasi air berdasarkan prediksi Biot-Gassmann untuk pasir berkecepatan rendah untuk saturasi 0–100% (kiri) dan 0–99% (kanan).....	105
Gambar 6.12	Penjalaran gelombang seismik yang membentuk geometri permukaan bola menjauhi sumber getar.	106
Gambar 6.13	Atenuasi gelombang seismik akibat pertambahan jarak penjalaran pada selang waktu tertentu sehingga amplitudo berkurang dan panjang gelombang bertambah.....	106
Gambar 6.14	Penjalaran gelombang seismik berdasarkan prinsip Snellius	107
Gambar 6.15	Ilustrasi rambatan gelombang seismik melalui 2 medium	108

Gambar 6.16	Penjalaran gelombang seismik pada dua lapisan dengan sudut datang gelombang mendekati nol	109
Gambar 6.17	Gelombang refleksi dan transmisi yang melewati bidang batas lapisan dengan nilai kecepatan rambat masing-masing lapisan (medium) terhadap jenis gelombang.....	110
Gambar 6.18	Tipe gelombang yang dihasilkan sumber getar yang terekam di geofon	111
Gambar 6.19	Prinsip metode seismik refleksi 2D yang merekam gelombang pantul.....	112
Gambar 6.20	<i>Raw data</i> rekaman seismik refleksi multi channel.....	113
Gambar 6.21	Perjalanan gelombang refleksi dari sumber getar (<i>SP</i>) sampai terekam di geofon (<i>Rv</i>).....	114
Gambar 6.22	Proses akuisisi data metode seismik refleksi 2D, pergeseran posisi <i>Sp</i> dan <i>Rv</i> sepanjang target yang diinginkan (panjang penampang seismik yang diinginkan).....	115
Gambar 6.23	Rekaman titik pantul di CMP6 dari beberapa <i>SP</i> yang berbeda	116
Gambar 6.24	Perbandingan trace dari titik CMP6 yang memperlihatkan kurva dan persamaan ketika sudut datang gelombang normal dan gelombang pantul pada offset (<i>x</i>) tertentu.....	117
Gambar 6.25	Pengelompokan <i>trace</i> seismik berdasarkan tipe kesamaan geometri <i>offset SP</i> dan <i>receiver</i>	117
Gambar 6.26	Contoh penampang seismik dari Triarso dan Troa (2017).....	118
Gambar 6.27	Pola refleksi internal lapisan batuan sedimen pada penampang seismik berdasarkan sekuen pengendapannya, dan batas ketidakselarasan yang melingkupi sekuen sedimen (Sherif, 1980).....	118
Gambar 6.28	Gelombang datang dari sumber getar dengan sudut kritis dan menghasilkan muka gelombang baru	119
Gambar 6.29	Contoh rekaman data seismik refraksi (Ezersky, 2006)	120
Gambar 6.30	Gelombang merambat dari sumber getar	121
Gambar 6.31	Kurva waktu tempuh gelombang langsung dan gelombang difraksi pada kasus dua medium lapisan datar	121
Gambar 6.32	Kasus tiga lapisan horizontal dengan masing-masing nilai kecepatan ketika terjadi peristiwa gelombang refraksi	122
Gambar 6.33	Kurva waktu tempuh gelombang langsung dan gelombang difraksi pada kasus tiga medium lapisan datar	123
Gambar 6.34	Kecepatan rambat gelombang seismik pada beberapa jenis litologi/lapisan batuan yang dihubungkan dengan kemampuan traktor untuk mengeruk/mengupas lapisan batuan tersebut (Kearey dkk., 2002).....	124
Gambar 6.35	Hubungan litologi dan kecepatan rambat gelombang seismik terhadap kemampuan untuk terkupas oleh alat eskavator (Kearey dkk., 2002)	125
Gambar 6.36	Contoh respons seismik refraksi pada permukaan bidang kontak lapisan yang diskontinu.....	125
Gambar 6.37	Prinsip survei seismik <i>downhole</i> memanfaatkan perambatan gelombang langsung yang direkam berasal dari permukaan menuju geofon di dalam lubang bor.....	126
Gambar 6.38	Jenis hantaman palu untuk mendapatkan getaran berdasarkan jenis gelombang yang memaksimalkan pembangkitan amplitudonya.....	127
Gambar 6.39	Gelombang S pada dua arah sumber getaran yang dibangkitkan untuk mencari waktu tibanya dengan tepat	127
Gambar 6.40	Prinsip metode <i>direct metode</i> pada seismik <i>downhole</i> (Bang dkk.).....	128

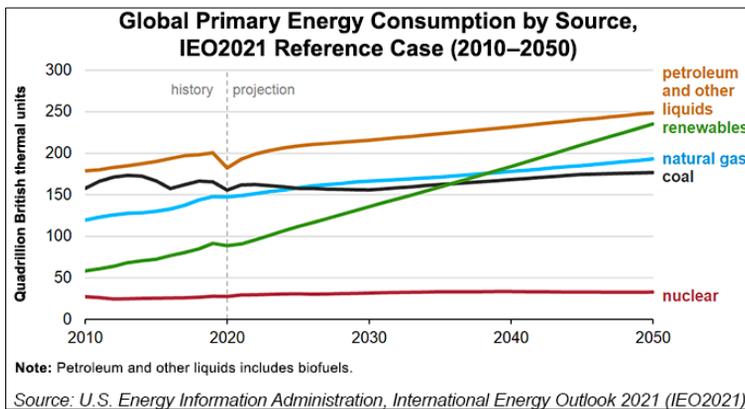
Gambar 6.41	Proses penentuan waktu tiba gelombang P yang terekam di geophon pada tiap interval kedalaman.....	129
Gambar 6.42	Proses <i>picking</i> gelombang S yang tiba setelah gelombang P tiba.	130
Gambar 6.43	Grafik kecepatan gelombang P dan Gelombang S pada suatu titik survei seismik <i>downhole</i>	134
Gambar 6.44	Plot waktu tempuh gelombang P dan gelombang S terhadap kedalaman memperlihatkan pola gradien yang berbeda-beda pada interval kedalaman ...	135
Gambar 6.45	Kompilasi hasil pemboran dengan kurva T_p , T_s , T_{pcorr} , T_{scorr} , V_p , V_s , Modulus shear (μ), modulus Bulk (k), modulus Young (E), dan modulus konsolidasi terhadap interval kedalaman	136
Gambar 6.46	Kompilasi hasil pemboran dengan <i>volume weight</i> , <i>poisson ratio</i> , dan densitas lapisan batuan terhadap interval kedalaman	137
Gambar 7.1	Gelombang EM terdiri dari dua medan gelombang yaitu medan listrik dan medan magnet	141
Gambar 7.2	Sistem radar metode GPR dalam mendeteksi dan menggambar citra bawah permukaan.....	142
Gambar 7.3	Hukum Snellius terhadap penjalaran gelombang pada dua medium yang memiliki kecepatan berbeda	144
Gambar 7.4	Muatan listrik pada masing-masing plat yang terpisah jarak (d) menghasilkan medan listrik (E)	145
Gambar 7.5	Molekul H_2O adalah contoh molekul yang berkarakter dipol listrik yang memiliki medan listrik internal.....	146
Gambar 7.6	Peristiwa orientasi molekul yang berdipol listrik oleh Medan Listrik E memiliki arah yang melawan medan E	146
Gambar 7.7	Perbandingan gelombang frekuensi tinggi yang memiliki gelombang pendek dan gelombang frekuensi rendah yang memiliki gelombang panjang.....	149
Gambar 7.8	Secara umum semakin rendah nilai frekuensi gelombang EM yang digunakan maka penetrasi gelombang akan semakin dalam (Cook, 1975).....	150
Gambar 7.9	Geometri akuisisi (kiri) tipe CO , (tengah) tipe CMP , dan (kanan) tipe Tomografi (Baker, dkk., 2007)	151
Gambar 7.10	Bentuk reflektor pada bentuk lapisan yang <i>irregular</i> yang menyebabkan refleksi menghasilkan reflektor parabolik pada tiap ujung reflektor (Niklas dkk., 2014)	152
Gambar 7.11	Ilustrasi respon radargram GPR pada objek terpendam yang bersifat (a) lateral/horison menerus, dan (b) objek poin yang berbentuk hiperbola.....	153
Gambar 7.12	Radargram data mentah (<i>raw data</i>) hasil akuisisi GPR (kiri) dan setelah proses penguatan sinyal (kanan).....	154
Gambar 7.13	Tipe gelombang EM yang dipancarkan oleh alat GPR dan respon sinyal <i>trace</i> pada <i>Display</i>	154
Gambar 7.14	Karakter reflektor pada radargram GPR.....	155
Gambar 7.15	Konfigurasi geometri reflektor radargram GPR berikut dengan interpretasi kondisi geologi bawah permukaan (Beres and Haeni, 1991)	156
Gambar 7.16	Area survei GPR berlitologi lempung basah dan memiliki topografi yang datar.....	157
Gambar 7.17	Ilustrasi bentuk geometri reflektor pada radargram terhadap objek -objek bawah permukaan dapat berupa objek dari reflektor poin dan juga reflektor planar.....	157

Daftar Tabel

Tabel 2.1	Sifat fisika batuan dan metode geofisika terapan yang dapat dilakukan.	21
Tabel 3.1	Perkiraan densitas rata-rata batuan sedimen (dibuat berdasarkan Reynolds, 2011).	28
Tabel 3.2	Variasi densitas terhadap kandungan silika dan ukuran kristal pada batuan beku (dibuat berdasarkan Reynolds, 2011).	29
Tabel 3.3	Koreksi Medan Zona B dan C	38
Tabel 3.4	Tabel Suseptibilitas magnetik mineral terkait unsur Fe (dibuat berdasarkan Hunt dkk, 1995).	46
Tabel 4.1	Tabel suseptibilitas magnetik mineral terkait unsur Fe (Hunt et al., 1995)	54
Tabel 4.2	Panduan interpretasi kualitatif data magnetik	64
Tabel 5.1	Kisaran interval nilai chargeabilitas umum batuan (dibuat berdasarkan Telford, 1976)	79
Tabel 5.2	Tabel rasio target penetrasi kedalaman terhadap panjang bentangan (disarikan dari Sandor et al., 2009 dan Loke, 2022).....	81
Tabel 6.1.	nilai kecepatan gelombang P (V_p) pada beberapa batuan dan material.....	105
Tabel 6.2.	Data yang didapat dari hasil proses perekaman gelombang seismik pada survei seismik <i>downhole</i>	131
Tabel 6.3	Nilai modulus elastisitas berdasarkan perhitungan data V_p dan V_s tiap level kedalaman.	133
Tabel 6.4	Kecepatan V_p dan V_s serta nilai konstanta elastisitasnya pada interval kedalaman.	135
Tabel 6.5	Klasifikasi jenis tanah pada suatu situs berdasarkan nilai V_s (Badan Standardisasi Nasional, 2012).....	138
Tabel 6.6	Klasifikasi jenis soil berdasarkan kecepatan rata-rata gelombang S berdasarkan National Earthquake Hazard Reduction Program tahun 1994 oleh U.S. Geological Survey	139
Tabel 7.1	Konstanta dielektrik material dan konduktivitasnya (kompilasi dari Reynold (2011), Baker (2007))	148
Tabel 7.2	Frekuensi terhadap kedalaman maksimum dan dimensi terkecil objek deteksi	150

Bab 1 Pendahuluan

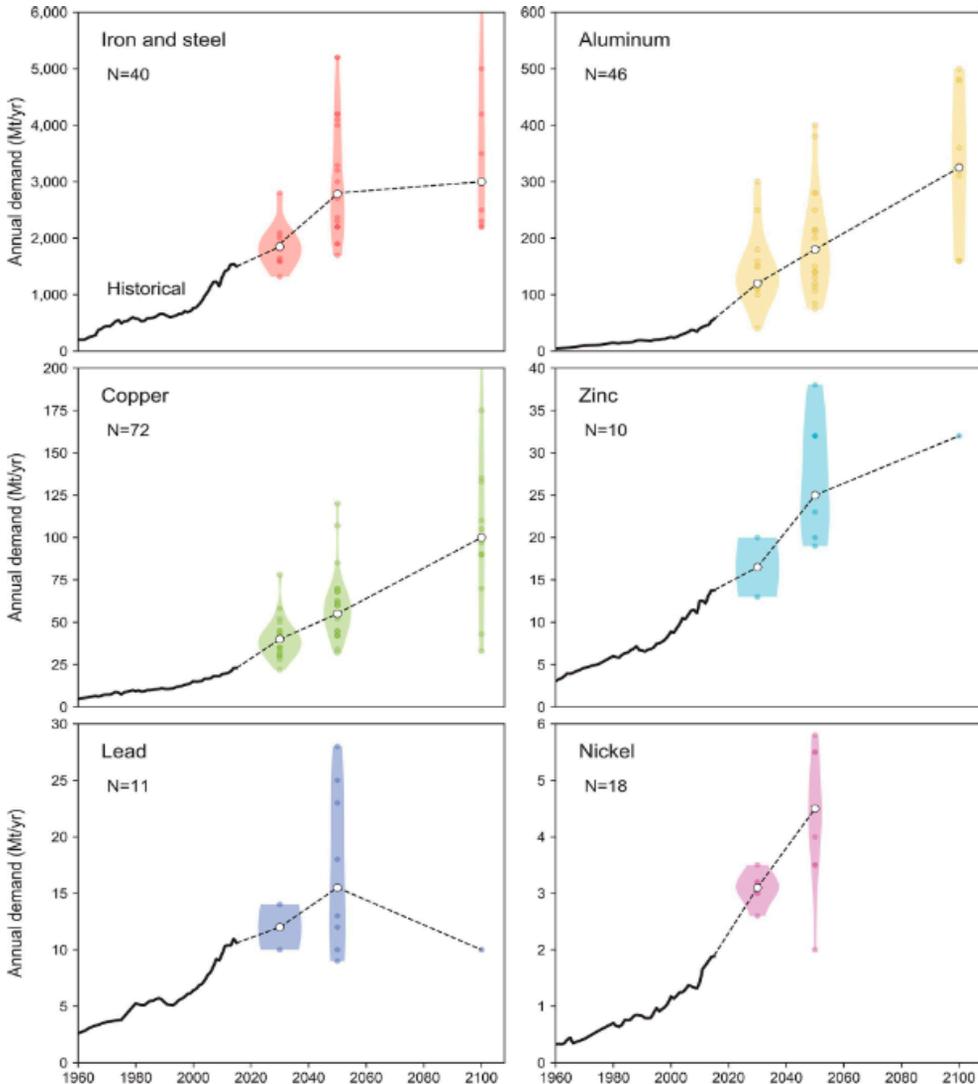
Pertambahan populasi manusia secara global akan meningkatkan pertumbuhan ekonomi dan banyaknya teknologi yang digunakan. Hal ini tentunya berdampak pada peningkatan konsumsi energi, peningkatan penggunaan material logam, nonlogam, dan material anorganik dalam industri. *International Energy Outlook (IEO) 2021* memprediksi konsumsi energi primer skala dunia akan mengalami peningkatan sebesar 50% dari tahun 2020 sampai tahun 2050 (Gambar 1.1).



Gambar 1.1 Laporan IEO 2021 tentang perkiraan peningkatan penggunaan energi global hampir 50% mulai dari tahun 2020 hingga 2050.

Berdasarkan studi yang dilakukan Takuma Watari dkk. tahun 2021 (Gambar 1.2), kebutuhan logam dalam bentuk kendaraan, bangunan, gedung, mesin industri, dan infrastruktur pada kehidupan modern juga meningkat tajam. Proyeksi permintaan untuk logam utama seperti aluminium, diikuti oleh tembaga, nikel, besi, seng, dan timbal kemungkinan akan meningkat 2–6 kali lipat selama abad ke-21.

Hal lain yang mengikuti pertumbuhan populasi global adalah peningkatan konsumsi air tawar untuk keperluan harian dan industri, serta munculnya berbagai permasalahan lingkungan dan tata ruang wilayah yang mulai ramai dan beragam. Peningkatan konsumsi energi, material, dan segala sumber daya alam di dalam perut bumi membutuhkan kegiatan eksplorasi terutama dalam mencari serta menemukan sumber baru untuk menambah jumlah cadangannya. Eksplorasi merupakan kegiatan, aktivitas, atau tindakan mencari dengan cara melakukan penjelajahan untuk mendapatkan atau menemukan sesuatu. Eksplorasi dalam Geologi adalah segala usaha yang dilakukan untuk mencari dan menemukan sumber daya alam berupa objek-objek geologi yang dapat berupa air tanah, mineral, energi, tatanan lapisan bumi dan kekuatannya, atau potensi bencana geologi yang mungkin terjadi.



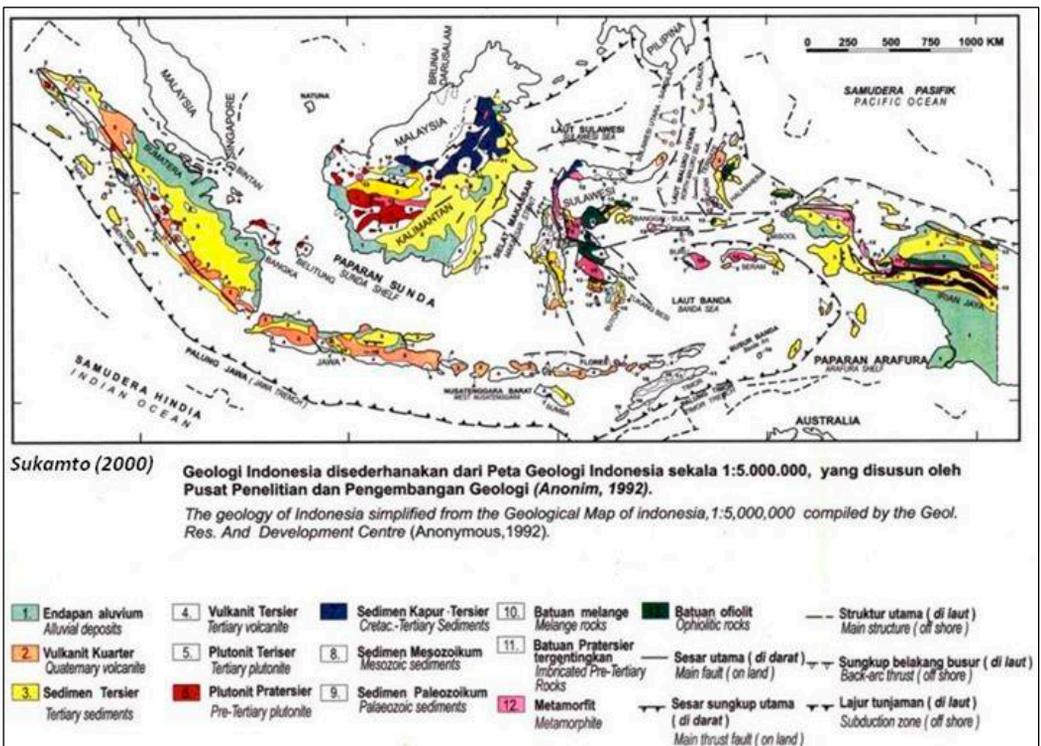
Gambar 1.2 Proyeksi permintaan konsumsi logam utama dunia pada abad 21.

1.1 Geologi Indonesia dan Sumber Daya Geologi

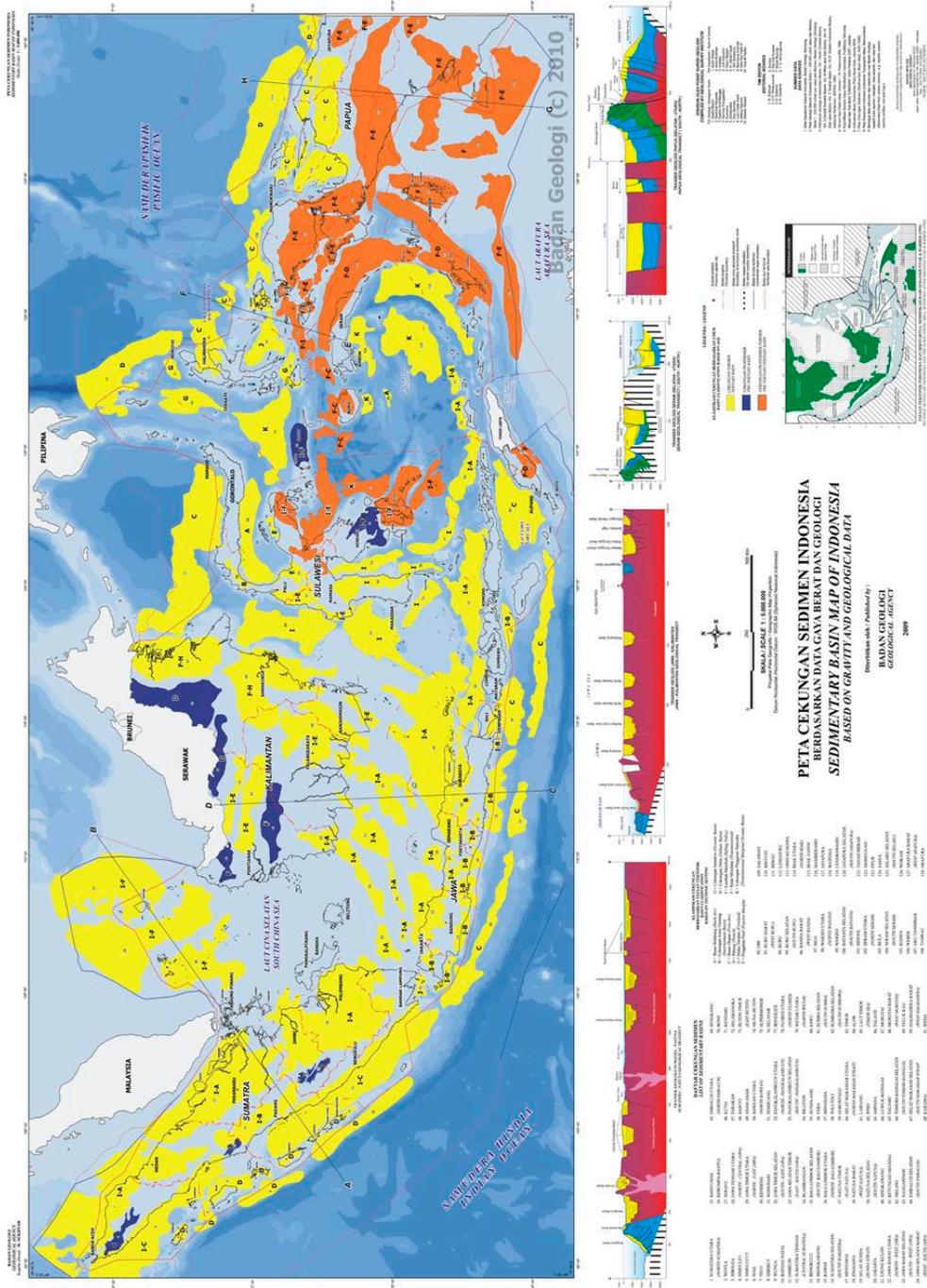
Indonesia sebagai sebuah negara, dalam perspektif geologi, merupakan daerah yang berada di batas lempeng tektonik konvergen yang memiliki sejarah geologi yang panjang. Geologi Indonesia tersusun atas beragam jenis batuan dan umur geologinya mulai dari batuan berumur pratersier yang berasal dari intrusi plutonik dan juga proses sedimentasi, sampai endapan alluvial terkini (Gambar 1.3). Rangkaian panjang jalur subduksi mulai dari tepi barat wilayah Pulau Sumatra memanjang ke selatan Pulau Jawa hingga Kepulauan Sunda Kecil yang menerus dan membusur di area Kepulauan Banda, dan juga di utara Pulau Sulawesi dan wilayah Halmahera menjadikan Indonesia memiliki rangkaian gunung api aktif yang sangat banyak dan menjadi bagian dari Cincin Api

Pasifik. Indonesia memiliki tatanan lempeng tektonik mulai dari zona lempeng samudera ke zona subduksi bersambung ke jalur busur magmatik yang berada di zona kontinen dan berlanjut sampai zona cekungan belakang busur.

Hal ini menjadikan Indonesia memiliki berbagai potensi sumber daya geologi yang sangat beragam seperti sumber energi fosil, sumber bijih logam dan mineral, sumber air tanah tawar, jalur gunungapi aktif, serta diikuti dengan potensi-potensi bahaya yang terkandung di dalamnya. Potensi sumber energi fosil yang berasal dari minyak dan gas bumi (hidrokarbon) dan juga batu bara terdapat di wilayah cekungan yang berisi batuan sedimen. Indonesia memiliki banyak cekungan sedimen (*sedimentary basin*) yang hingga kini mencapai 128 cekungan dan kemungkinan akan bertambah dengan ragam jenis berdasarkan tatanan tektonik dan umur geologinya (Gambar 1.4).



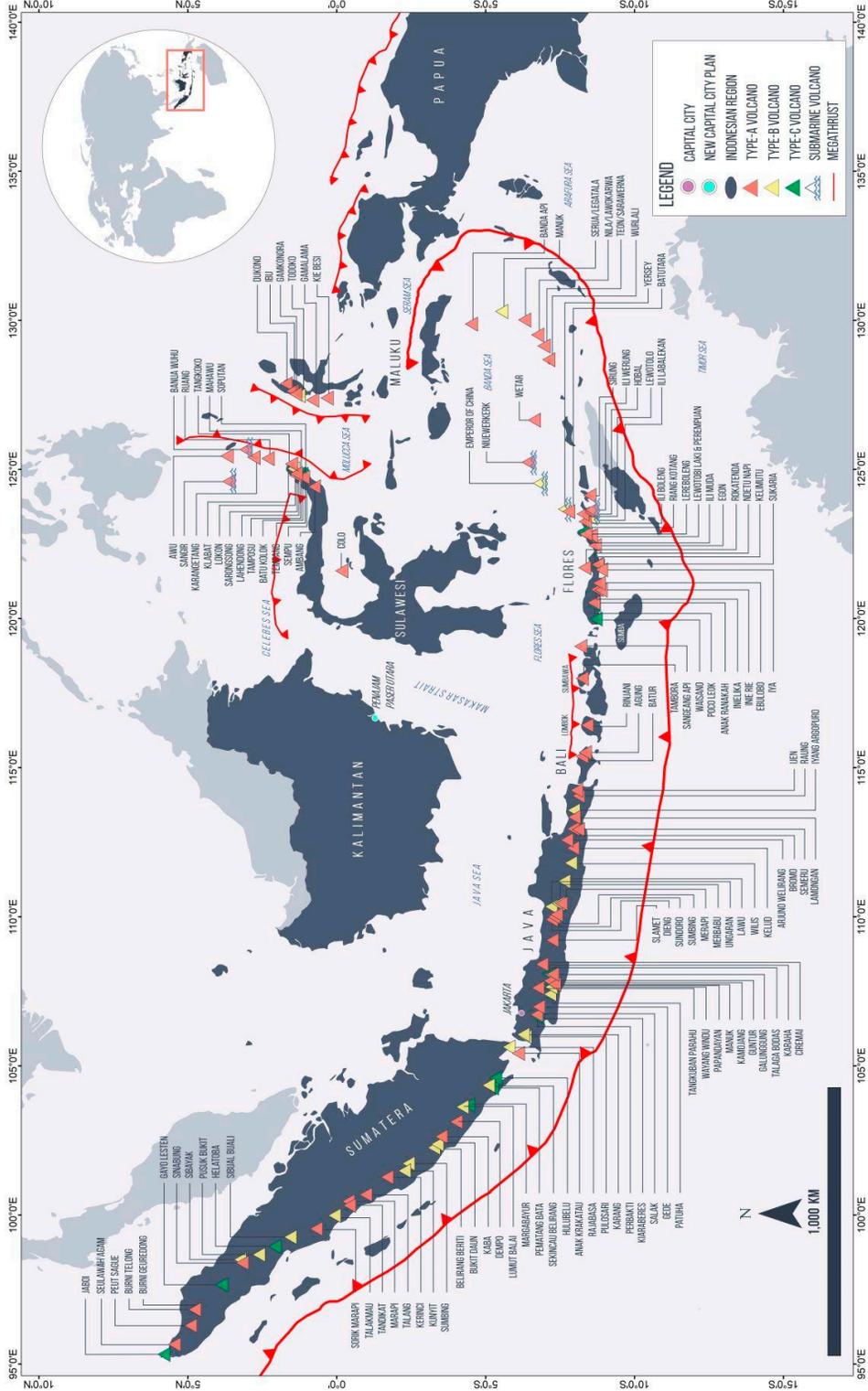
Gambar 1.3 Geologi Indonesia yang disederhanakan dari Peta Geologi Indonesia skala 1:5.000.000 (Sukanto, 2000).



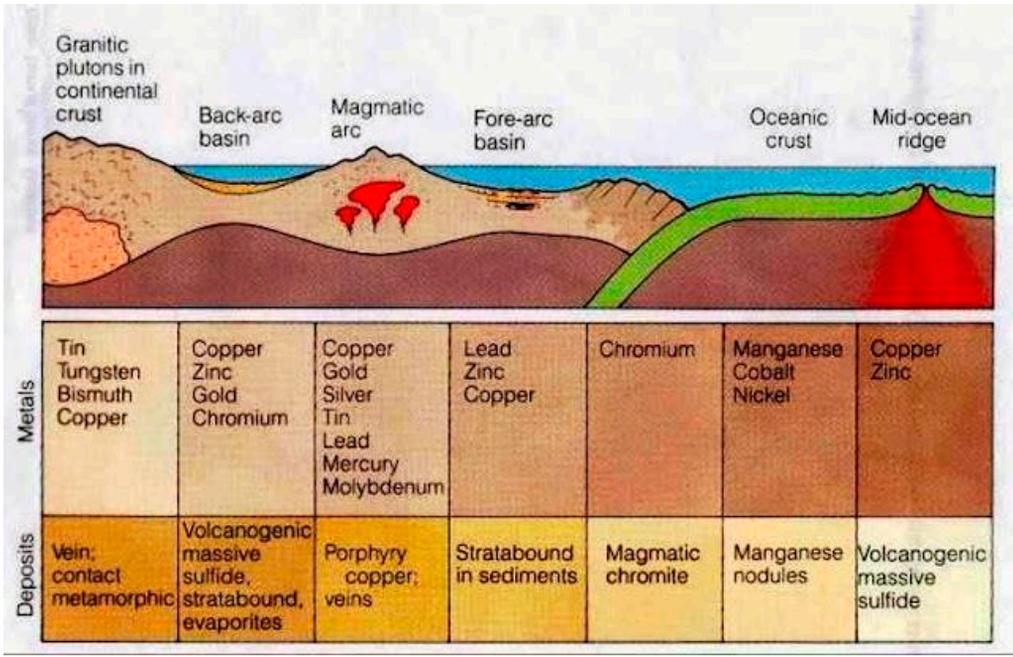
Gambar 1.4 Cekungan sedimen dan jenisnya yang terdapat di Indonesia (Badan Geologi, 2009).

Batas lempeng tektonik subduksi yang terkenal dengan sebutan megathrust yang terdapat di Indonesia menghadirkan proses magmatisme yang termanifestasi dalam bentuk rangkaian gunungapi sepanjang 7000 km (Gambar 1.5). Sampai saat ini Indonesia memiliki jumlah gunungapi aktif sebanyak 127, dan merupakan negara dengan jumlah gunungapi terbanyak di dunia. Tipe Gunungapi di Indonesia berdasarkan rekam jejak letusannya terdiri dari tiga tipe, yaitu tipe A, tipe B, dan tipe C. Gunungapi tipe A berjumlah 76, merupakan gunungapi yang memiliki catatan sejarah letusan sejak tahun 1600. Gunungapi tipe B berjumlah 30, merupakan gunungapi yang memiliki catatan sejarah letusan sebelum tahun 1600. Gunung api tipe C berjumlah 21, merupakan gunungapi yang tidak memiliki catatan sejarah letusan, tetapi masih memperlihatkan jejak aktivitas vulkanik, seperti solfatara atau fumarola. Kehadiran gunungapi dapat menjadi potensi sumber daya energi yang berasal dari energi panas batuan di dalam bumi yang dikenal sebagai panas bumi (*geothermal*). Akan tetapi, Gunungapi juga memiliki potensi bahaya yang bersumber dari aktivitas letusannya yang mengancam 4,5 juta penduduk Indonesia yang masih bermukim di daerah sekitarnya.

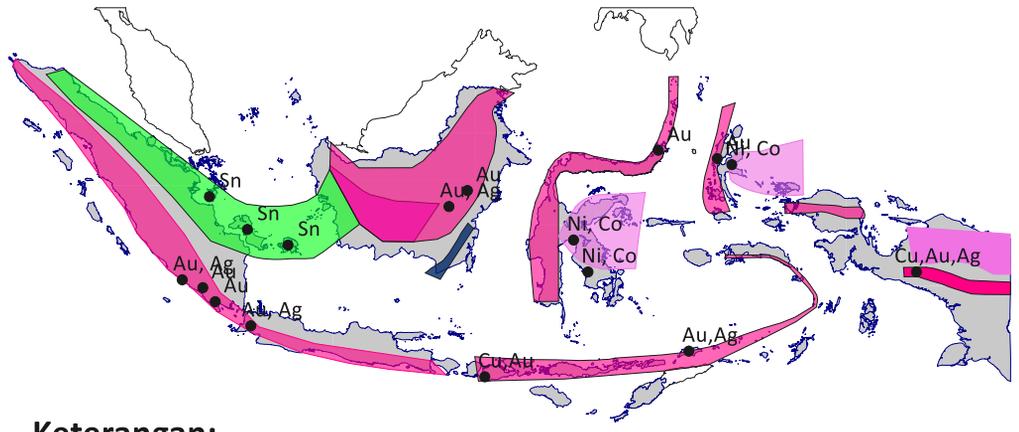
Tatanan tektonik lempeng Indonesia juga memiliki kaitan erat dengan proses pembentukan mineral (Gambar 1.6). Aktivitas magmatisme-hidrotermal yang bersumber dari aktivitas subduksi-vulkanisme dan intrusi plutonik granit menghasilkan keragaman deposit mineral primer. Peristiwa pelapukan yang terjadi pada batuan mengakibatkan mineral yang terdapat pada batuan mengalami perubahan susunan kimia dan dilanjutkan dengan proses transportasi dan kemudian terendapkan pada wilayah-wilayah cekungan menghasilkan mineral sekunder. Mineral primer/mineral asli yang telah terurai kemudian bersenyawa lagi dengan unsur lain selama proses sedimentasi membentuk mineral baru (Gambar 1.8).



Gambar 1.5 Peta jalur subduksi megathrust dan rangkaian gunung api di Indonesia (<https://magma.esdm.go.id/v1/edukasi/tipe-gunung-api-di-indonesia-a-b-dan-c>).



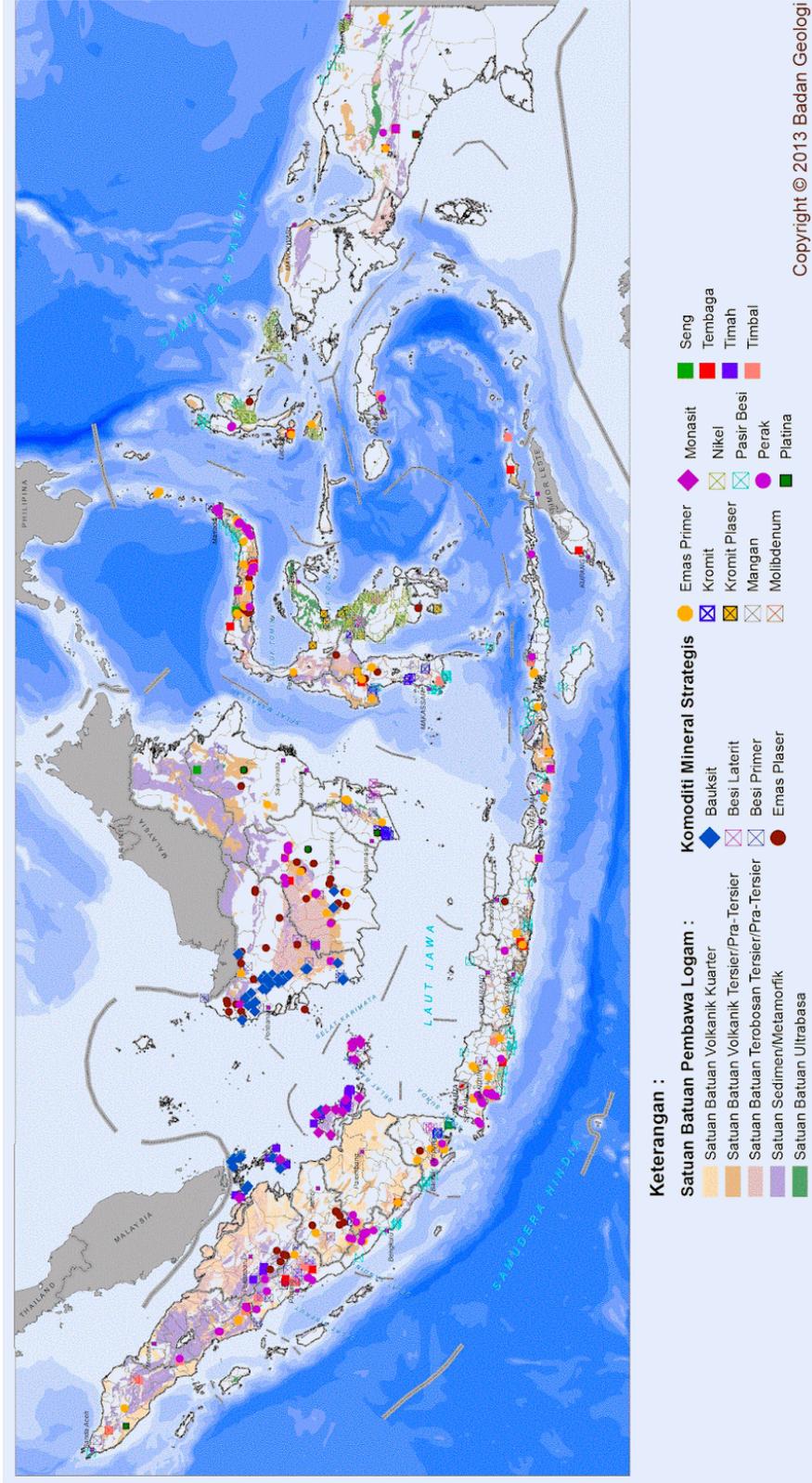
Gambar 1.6 Tatanan lempeng tektonik dan lokasi pembentukan mineral (Skinner and Porter, 1987).



Keterangan:

- Nikel - Kobalt dalam Batuan Ultramafik
- Krom - Besi dalam Batuan Ultramafik
- Emas - Tembaga dalam Batuan Intermedier-Asam
- Emas - Tembaga - Porpiri Molibdenum dalam Batuan Granit
- Bauksit dalam Granit
- Wilayah Pertambangan

Gambar 1.7 Peta sebaran endapan mineral logam di wilayah Indonesia (modifikasi dari Badan Geologi, 2008).



Gambar 1.8 Peta sebaran mineral strategis di wilayah Indonesia (Badan Geologi, 2013).

Bab 2 Konsep Eksplorasi

Pertumbuhan populasi manusia selalu diiringi peningkatan kebutuhan energi, kebutuhan logam, dan segala barang yang dibuat dan diolah dari unsur galian di alam. Hampir semua sektor industri saat ini tidak dipungkiri sudah menerapkan konsep padat ilmu dan teknologi, padat sumber daya, yang berakibat menjadi padat modal, serta memiliki tingkat resiko yang sangat tinggi. Energi dan sumber daya mineral menjadi bahan utama dan menjadi sangat penting bagi keberlangsungan sektor industri bagi kebangkitan dan ketahanan negara terutama dalam bidang ekonomi dan perdagangan. Kegiatan eksplorasi dalam geologi yang merupakan usaha mencari sumber daya alam berupa energi dan mineral, memiliki banyak tantangan dan risiko yang tinggi serta tidak murah. Oleh karena itu, diperlukan pemikiran sistematis untuk menentukan apa yang menjadi target eksplorasi, bagaimana lingkungan keberadaannya, serta bagaimana petunjuk untuk mencarinya yang tertuang dalam konsep eksplorasi. Konsep eksplorasi memerlukan alur pemikiran yang sistematis, dimulai dari penentuan target eksplorasi, hipotesis dan formulasi, serta perumusan model dugaan geologi dan lingkungan geologinya. Selain itu, perencanaan dan perumusan sistem pencariannya yang tercakup dalam penyusunan strategi, metoda, dan teknologi eksplorasi.

Faktor utama yang menjadi awal atau pemicu munculnya kegiatan eksplorasi adalah gagasan eksplorasi, yang selanjutnya akan mengerucut dan sampai pada kesimpulan tentang target atau sasaran eksplorasi. Dalam geologi, sasaran atau target eksplorasi adalah objek geologi yang selanjutnya akan disebut sumber daya geologi, sehingga dalam kegiatannya harus bersifat ilmiah dan ekonomis yang tercakup dalam strategi eksplorasi. Gagasan eksplorasi sangat diperlukan untuk mendapatkan arah dan tujuan yang baik dalam eksplorasi. Dari sinilah akan muncul beberapa pertanyaan penting dan utama yang akan dihadapi oleh ahli eksplorasi, yaitu:

1. Apa yang akan dieksplorasi ?
Seorang ahli eksplorasi harus dapat menentukan objek yang menjadi target kegiatan eksplorasi. Sumber daya alam yang terpendam di dalam perut bumi adalah objek geologi yang menjadi target utama dalam kegiatan eksplorasi.
2. Di mana letak eksplorasinya ?
Objek geologi yang menjadi target kegiatan eksplorasi memiliki sejarah pembentukan yang unik, mulai dari kapan terjadinya, berapa lama proses pembentukannya, dan di mana saja akan terkumpul atau terkonsentrasi keberadaannya.
3. Bagaimana melakukan eksplorasinya ?
Mengetahui area atau daerah keberadaan target eksplorasi merupakan setengah langkah dalam keberhasilan kegiatan eksplorasi, dan langkah selanjutnya yang harus diambil adalah memilih cara melakukan eksplorasi. Hipotesis tentang model geologi

pada area eksplorasi akan memberikan sedikit penjelasan tentang keunikan dari target eksplorasi, sehingga dapat dilakukan uji karakteristik fisika, kimia, atau pendekatan rekam jejak dari kegiatan eksplorasi sebelumnya. Pada tahap ini akan dipilih metode yang dapat meningkatkan kejelasan gambaran kondisi geologi dan segala potensinya menggunakan pendekatan prinsip investigasi langsung atau secara tidak langsung untuk mendapatkan formulasi model geologi (Koesoemadinata, 2000). Formulasi model geologi ditentukan oleh sistematika objek geologi, karakteristiknya, dan lingkungan geologinya melalui literatur dan penyelidikan terdahulu. Beberapa hal yang diperlukan dalam penyusunan formulasi model geologi yaitu petunjuk geologi, penentuan gejala atau fenomena geologi yang mengendalikan proses pembentukan sistematika objek geologi, dan penentuan sifat fisika dan kimia dari petunjuk geologi.

4. Apa teknologi dan alat yang akan dipakai untuk eksplorasinya?
Setelah mengetahui cara melakukan eksplorasi, maka akan dapat ditentukan dasar keilmuan, pengetahuan, dan teknologi terapan yang dapat digunakan untuk menginvestigasi objek geologi sebagai target eksplorasi.
5. Berapa banyak potensi yang terkandung dan apakah memiliki nilai ekonomis
Tidak dapat dipungkiri bahwa nilai ekonomis dari target eksplorasi adalah faktor utama dari munculnya ide atau gagasan eksplorasi karena itu target eksplorasi ditentukan oleh beberapa hal, antara lain:
 - Kondisi ekonomi berupa kecenderungan kebutuhan pasar dan gejala fluktuatif harga serta perkembangan teknologi eksplorasi yang semakin ekonomis dan efisien;
 - Nilai potensi sumber daya seperti nilai cadangan migas, geotermal, mineral, batu bara, air;
 - Letak daerah, akses dan daya jangkau, serta ketersediaan sarana dan prasarana;
 - Regulasi dan peraturan hukum atau undang-undang pertambangan.

Setelah kegiatan eksplorasi dilakukan maka akan dihasilkan gambaran bawah permukaan dan nilai ekonominya. Penggambaran dimensi objek geologi, sebaran dan nilai konsentrasinya, serta kendala-kendala dalam mengeksploitasinya akan menjadi dasar dalam penentuan kegiatan ekonomi berikutnya.

Pemerintah sebagai pihak pengelola negara memiliki kewenangan dalam membina, mengatur, menjalankan, dan mengawasi kegiatan eksplorasi. Kegiatan eksplorasi harus dilakukan dengan penuh perencanaan, yang terprogram dan terstruktur dalam desain eksplorasi yang bersifat efisien, efektif, dan ekonomis sehingga hal ini memerlukan strategi eksplorasi yang baik dan matang. Strategi eksplorasi harus memiliki visi dan misi yang jelas sehingga kegiatan eksplorasi dapat terarah dan memiliki hasil yang diharapkan. Perumusan sistem dan strategi eksplorasi yang terdiri dari cara, metode, rentang waktu, ilmu dan teknologi eksplorasi memerlukan banyak pemahaman keilmuan tentang

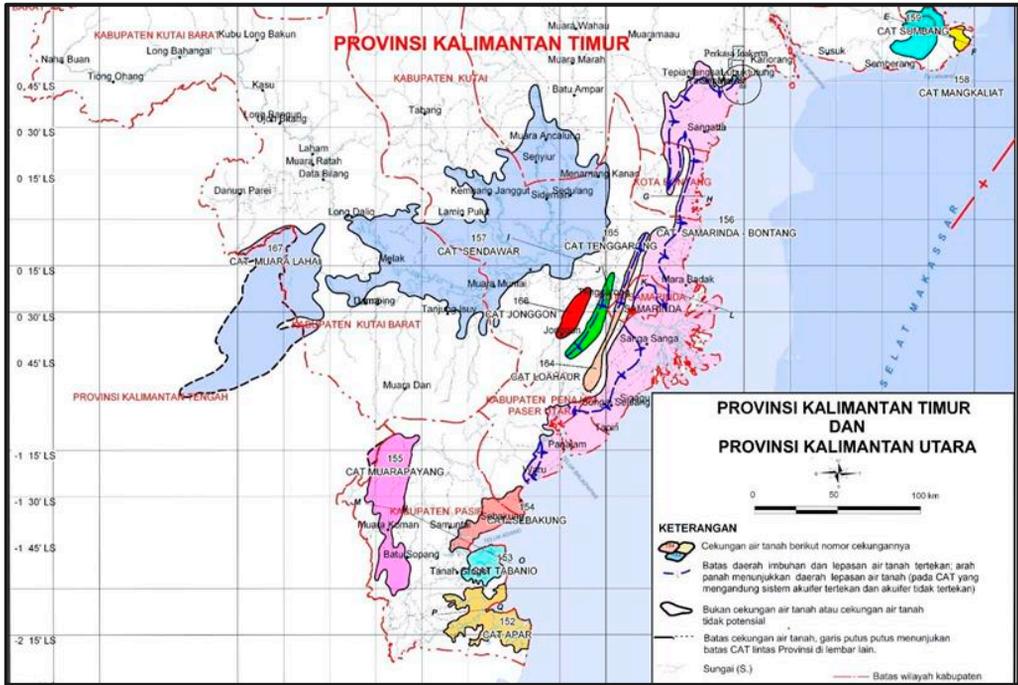
metodologi serta memerlukan banyak tenaga ahli dari berbagai bidang keilmuan, dan objek geologi sebagai sasaran eksplorasi.

Kegiatan eksplorasi secara umum terdiri dari beberapa tahapan yaitu tahap *reconnaissance* dan prospeksi, tahap eksplorasi umum, tahap eksplorasi rinci, dan tahap *feasibility*. Salah satu strategi dalam mengeksplorasi objek geologi adalah dengan cara menerapkan prinsip saintifik ilmu fisika dalam mempelajari bumi, yaitu ilmu Geofisika.

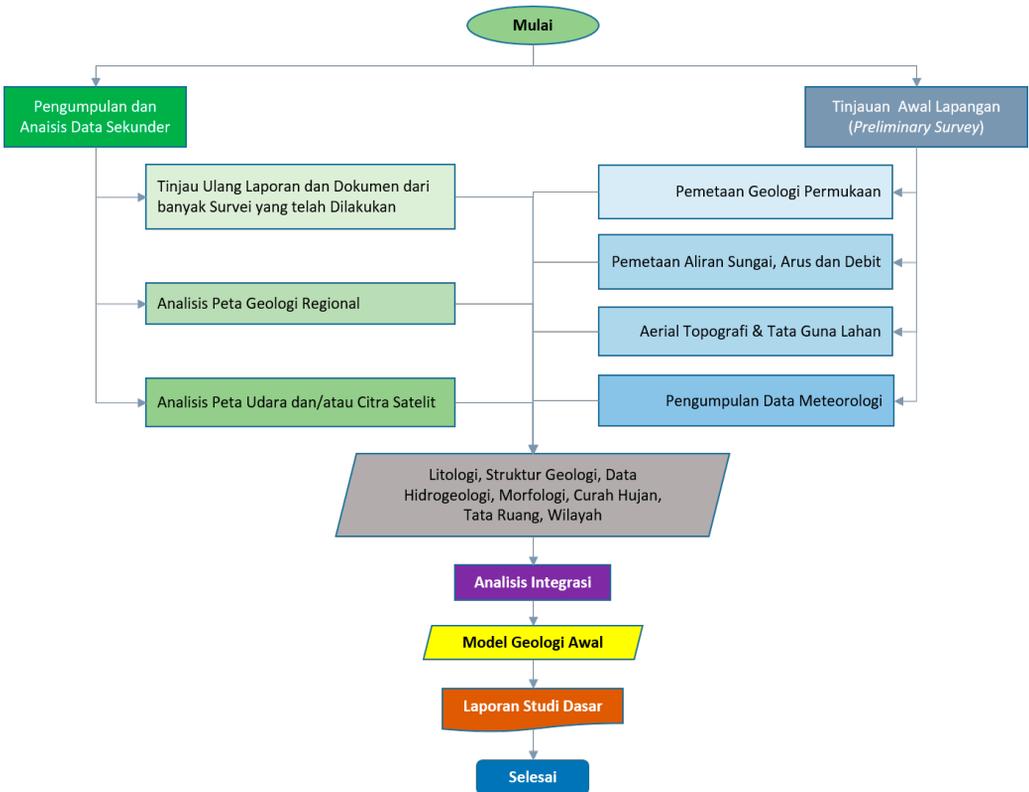
2.1 Studi Dasar (*Baseline Study*)

Pada rangkaian kegiatan eksplorasi, terlebih dahulu dilakukan kegiatan studi dasar, yaitu langkah awal yang dapat dijadikan sebagai dasar pijakan keberlanjutan kegiatan eksplorasi karena diharapkan dapat menjawab tantangan awal eksplorasi berupa tipe/jenis dari objek eksplorasi, di mana, dan berapa besar potensinya. Pemahaman terhadap gambaran model dan konsep geologi area eksplorasi menjadi hal yang sangat vital dan merupakan dasar awal dari hasil studi dasar. Studi dasar berbasis data sekunder dan studi tinjauan lapangan yang bertujuan untuk mendapatkan informasi awal sebanyak mungkin tentang kondisi dan gambaran awal tentang segala hal yang terkait dengan eksplorasi dan sekitarnya sebelum pekerjaan eksplorasi dilakukan.

Pengumpulan data seperti dokumen laporan penyelidikan terdahulu, peta geologi regional, peta cekungan air tanah, peta topografi dan tata guna lahan, foto udara, citra satelit, data aliran sungai, data mata air, data curah hujan, dan lain sebagainya adalah contoh data sekunder yang dapat dianalisis untuk membangun informasi awal. Hasil analisis data sekunder dapat berupa kompilasi kesimpulan terdahulu, penggambaran ulang model geologi atau konsep geologi yang pernah didapatkan pada kegiatan terdahulu atau pemutakhiran model dengan sedikit kemajuan berdasarkan tambahan data dari waktu terdahulu ke waktu terkini. Hasil analisis data sekunder juga dapat menjadi panduan dalam kegiatan studi dasar lainnya yaitu tinjauan awal lapangan yang diperlukan untuk mendapatkan informasi aktual tentang kondisi area eksplorasi.



Gambar 2.2 Contoh peta cekungan air tanah wilayah Samarinda – Bontang, Kalimantan Timur (Badan Geologi Pusat Lingkungan Geologi, 2007).



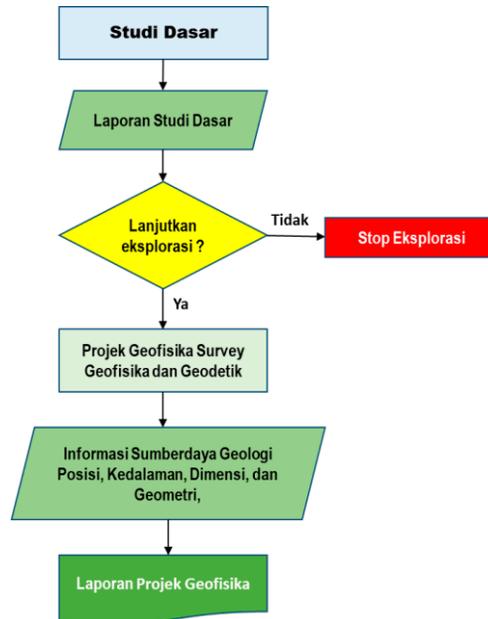
Gambar 2.3 Contoh diagram alir untuk kegiatan studi dasar.

Survei pendahuluan merupakan kegiatan yang dilakukan untuk mendapatkan data primer tahap awal. Kegiatan ini dapat menjadi validasi awal terhadap model dan konsep geologi yang dibangun dari analisis data sekunder. Beberapa contoh kegiatan survei pendahuluan yang biasa dilakukan adalah pemetaan geologi permukaan; pengambilan contoh atau sampel batuan; pengambilan sampel air; pengukuran kualitas baku air; penelusuran akses jalan; perekaman morfologi permukaan di sekitar area eksplorasi; survei dan pendataan kepemilikan lahan; pengujian daya serap air di permukaan; serta perekaman semua informasi lainnya yang terkait dengan daerah eksplorasi seperti kultur budaya dan kondisi ekonominya. Beberapa contoh kegiatan tinjauan awal lapangan disajikan pada Gambar 2.4.



Gambar 2.4 Survei pendahuluan untuk validasi terhadap data sekunder dan mendapatkan data primer terbaru (Dokumentasi Lab. Eksplorasi Geologi Geotermal di Gunung Manglayang tahun 2012).

Hasil tinjauan awal lapangan juga dapat menjadi penambah data sehingga konsep dan model geologi mendapat data masukan yang lebih mutakhir dan aktual berdasarkan kenampakan gejala geologi dari permukaan. Analisis terpadu terhadap data sekunder dan data tinjauan awal lapangan dapat membangun model atau konsep geologi awal yang lebih baik dan aktual sebagai hasil kegiatan yang menjadi dasar apakah kegiatan eksplorasi akan dilanjutkan ke pekerjaan berikutnya atau dihentikan (Gambar 2.5). Oleh karena itu, hasil *baseline study* menjadi sangat penting digunakan di dalam kegiatan perencanaan, pemantauan, serta evaluasi kemajuan dan efektivitas kegiatan eksplorasi selama pelaksanaan dan setelah kegiatan eksplorasi berlangsung.



Gambar 2.5 Rangkaian kegiatan eksplorasi setelah studi dasar adalah Geofisika.

2.2 Geofisika Eksplorasi

Geofisika adalah ilmu yang mempelajari kondisi bawah-permukaan bumi melalui pengamatan kuantitatif sifat-sifat fisika batuan dengan tujuan menghasilkan model kuantitatif bawah permukaan yang bersumber dari data sifat fisika bawah-permukaan. Metode-metode dalam ilmu Geofisika adalah pengamatan objek geologi tanpa menyentuhnya sehingga disebut sebagai metode bersifat tidak langsung. Geofisika Eksplorasi merupakan aplikasi ilmu geofisika seperti metode seismik, metode gravitasi, metode magnet, metode listrik, dan metode elektromagnetik yang mengukur sifat fisik bawah permukaan bumi yang dilakukan dari permukaan bumi, untuk mendeteksi atau menyimpulkan keberadaan anomali, seperti posisi minyak bumi, gas bumi, batubara, mineral bijih, reservoir panas bumi, reservoir air tanah reservoir, dan struktur geologi lainnya dengan tujuan eksploitasi yang bersifat ekonomi.

Metode-metode dalam ilmu geofisika mengukur berbagai gejala atau fenomena fisika yang terdapat pada batuan dan tubuh bumi seperti besarnya medan gravitasi, kuat medan magnet, kecepatan jalar gelombang akustik, besarnya nilai potensial listrik, dan intensitas elektromagnetik. Ukuran fenomena atau gejala fisika di alam merupakan data yang memperlihatkan nilai-nilai terkait respons sifat fisika dari berbagai macam objek geologi di bawah permukaan.

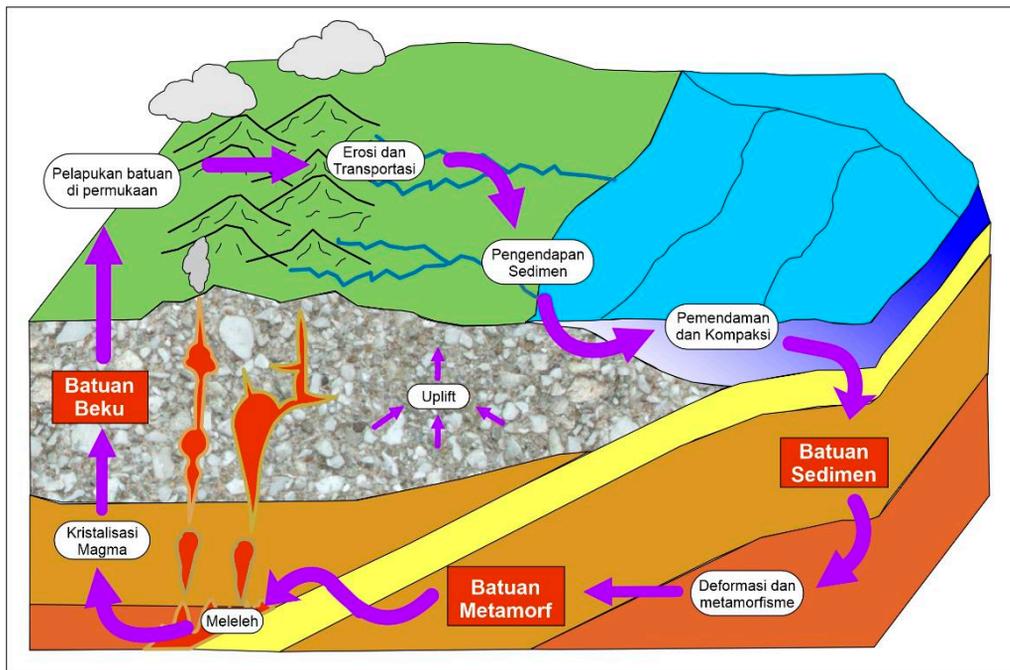
2.2.1 Geologi dan Sifat Fisika

Sifat-sifat fisika batuan atau properti fisika batuan seperti densitas atau resistivitas mempunyai hubungan yang sangat erat dengan jenis batuan dan proses yang dialami

batuan pada saat dan setelah terbentuknya. Setiap batuan memiliki sifat yang khas akibat proses yang dialami oleh batuan tersebut selama proses pembentukannya. Intervensi dan campur tangan kondisi lingkungan pembentukan batuan menghadirkan karakteristik tertentu pada batuan tersebut. Secara umum, batuan di Bumi terdiri dari tiga jenis berdasarkan proses pembentukannya, yaitu batuan beku, batuan sedimen, dan batuan malihan (Gambar 2.6).

Batuan beku terbentuk dari proses kristalisasi magma, proses pendinginan, dan pembekuan magma cair. Proses kristalisasi magma dapat terjadi di atas permukaan/ekstrusif dan bawah permukaan bumi/intrusif. Densitas dan kemagnetan akibat kehadiran mineral-mineral tertentu adalah contoh sifat fisika yang dapat membedakan antara batuan beku intrusif dan ekstrusif.

Batuan sedimen terbentuk dari proses litifikasi material rombakan batuan yang telah ada. Pembentukan batuan sedimen melalui deret panjang proses yang dilewati, mulai dari perombakan akibat proses pelapukan fisika, kimia, atau akibat aktivitas organisme. Setelah itu mengalami denudasi, tererosi dan tertransportasi, berpindah ke suatu tempat dan kemudian terendapkan. Dalam rentang waktu yang cukup panjang berada di lingkungan pengendapan, material rombakan mengalami proses pemadaman dan kompaksi sehingga terbentuklah batuan sedimen. Tekstur batuan sedimen, ukuran butir, sortasi, dan komponen mineral sangat memengaruhi nilai porositas, elastisitas, densitas, resistivitas, bahkan nilai kemagnetan dari batuan sedimen.



Gambar 2.6 Siklus batuan

Batuan malihan terbentuk dari proses metamorfisme, terjadi perubahan struktur, tekstur kristal, dan mineral tanpa ada perubahan unsur dari batuan sumbernya. Perubahan ini terjadi akibat adanya temperatur (T) yang sangat tinggi, atau tekanan (P) yang sangat tinggi, atau kombinasi dari kedua-duanya. Karakteristik fisika batuan malihan sangat ditentukan oleh lingkungan dan kondisi terbentuknya, tetapi yang utama adalah memiliki densitas dan porositas yang unik dibandingkan dengan batuan sedimen, dan memiliki nilai kemagnetan yang berbeda dengan batuan beku.

Nilai medan gravitasi bumi seperti pada peta anomali gravitasi Indonesia (Gambar 2.7), pada dasarnya adalah respons dan pengaruh dari nilai massa jenis (densitas) batuan. Nilai densitas batuan yang besar akan menghasilkan nilai medan gravitasi semakin besar yang terukur pada batuan tersebut. Posisi kedalaman batuan juga sangat memengaruhi besarnya nilai medan gravitasi, semakin dangkal keberadaan batuan akan menjadikan medan gravitasinya semakin besar. Manfaat dari data gravitasi regional ini adalah sebagai dasar pemetaan wilayah cekungan batuan sedimen yang menerapkan kontras nilai anomali gravitasi berdasarkan tinggi dan rendahnya nilai gravitasi.

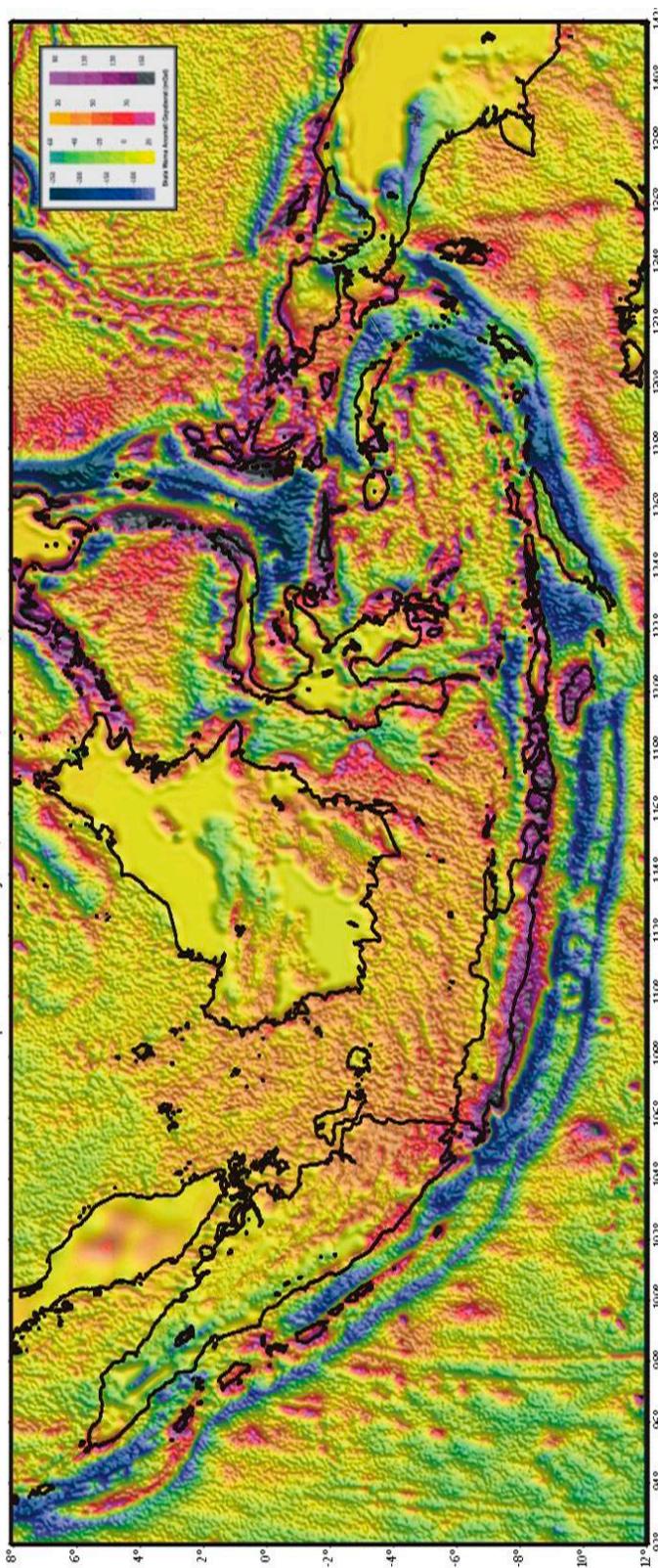
Nilai variasi kuat medan magnetik seperti pada Gambar 2.8 yang menunjukkan variasi kuat medan magnetik dapat dijadikan acuan untuk memetakan area-area mineralisasi karena anomali medan magnet bumi adalah respons dari proses induksi medan magnet utama bumi terhadap batuan yang memiliki properti intrinsik batuan yaitu suseptibilitas magnetik batuan, kemampuan batuan untuk menghasilkan medan magnet. Sifat suseptibilitas batuan sangat berkaitan erat dengan kandungan unsur besi (Fe) yang berkaitan dengan unsur lain. Kompilasi antara data geologi regional dan magnetik dapat menjadi langkah awal untuk membatasi area target eksplorasi sumber daya logam dan mineral. Suseptibilitas magnetik batuan juga sangat bergantung pada batuan yang berada di lingkungan bertemperatur tinggi, misalnya daerah aktivitas vulkanik dan panas bumi. Temperatur tinggi dapat mengurangi bahkan menghilangkan sifat magnetik batuan, sehingga indikasi kehadiran panas di dalam bumi dapat dianalisis dari rendahnya nilai magnetik di daerah tersebut, dan biasanya sangat umum dalam eksplorasi panasbumi (*geothermal*).

Fenomena fisika lainnya yang sangat terkenal dan berskala besar dalam eksplorasi adalah cepat jalar gelombang akustik pada batuan. Prinsip penjaralan gelombang yang sangat dipengaruhi oleh nilai elastisitas batuan menjadi dasar dalam penerapan metode seismik. Eksplorasi hidrokarbon pada area cekungan batuan sedimen wajib menerapkan prosedur metode seismik. Waktu jalar gelombang yang direkam alat perekam getaran (geofon) yang dihasilkan oleh sumber getar, menghasilkan citra bawah permukaan yang dapat memperlihatkan geometri dan sebaran batuan yang memiliki resolusi tinggi (Gambar 2.9). Karakteristik batuan dalam merespons penjaralan gelombang akustik dapat membantu ahli geologi dalam membangun model geologi bawah permukaan untuk mencari sumber daya energi hidrokarbon yang terkandung di dalam batuan.

PETA ANOMALI GAYABERAT INDONESIA (Bouguer di darat, Free-air di lepas pantai)

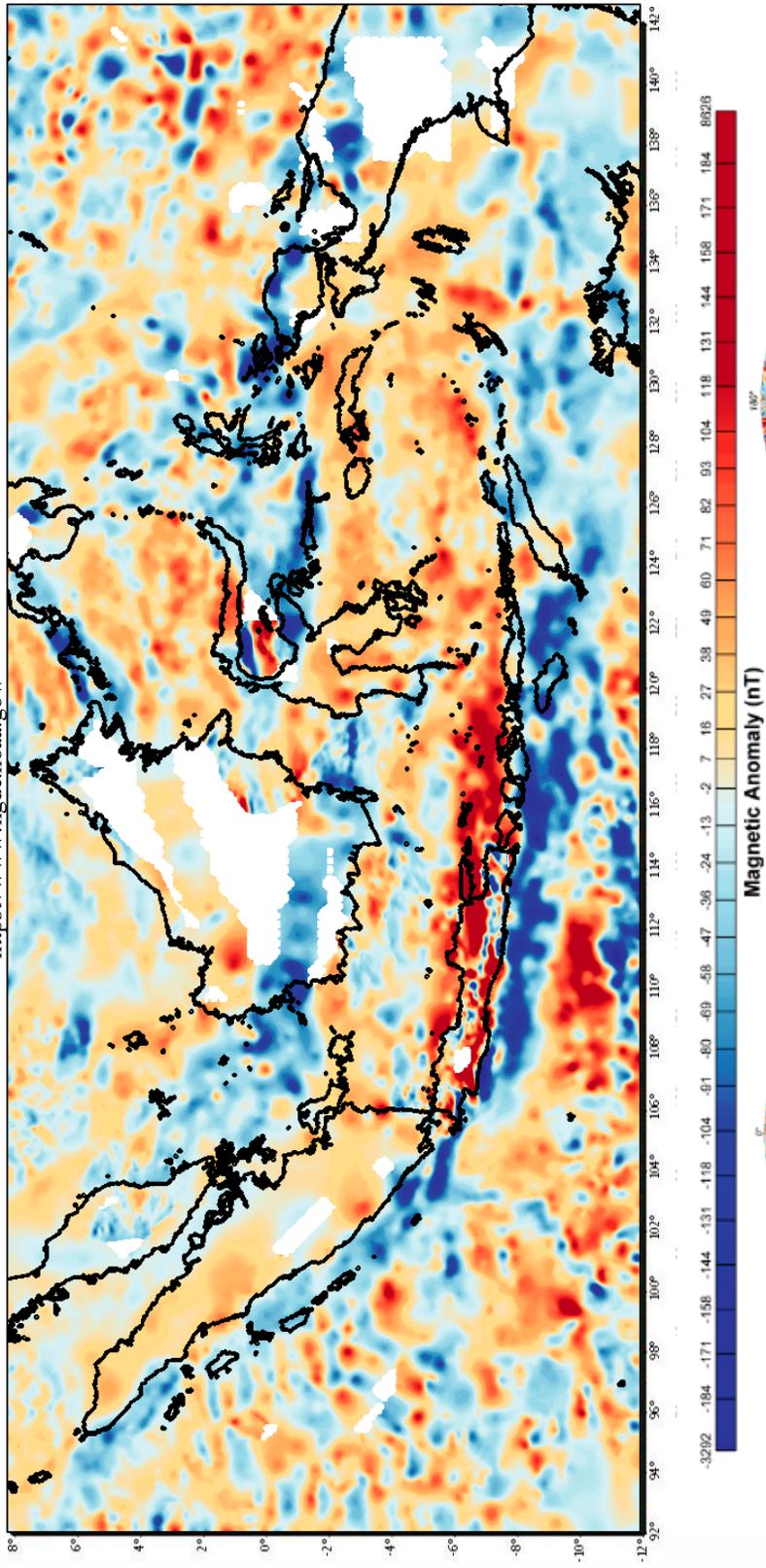
Sumber: Basisdata Gayaberat Indonesia, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung

Kompilasi oleh: Sardjono, I. Budiman, A. Susila, dan A. Garniwa

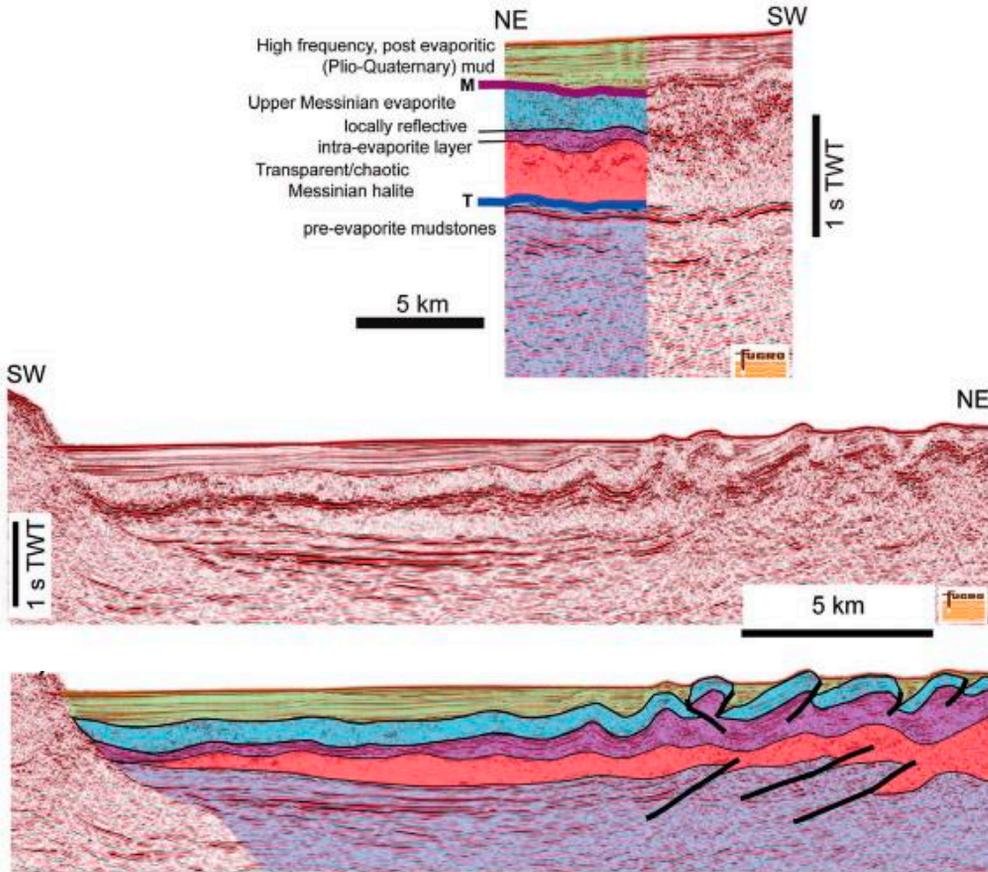


Gambar 2.7 Peta anomali regional gaya berat yang dikompilasi oleh Sardjono, I. Budiman, A. Susila, dan A. Garniwa dari Badan Geologi.

**Peta Anomali Magnet Indonesia Resolusi 2 Menit Busur, Altitude 4 km
Earth Magnetic Anomaly Grid at 2-arc-minute Resolution, Version 3 (EMAG2v3)**
<https://www.ngdc.noaa.gov/>



Gambar 2.8 Peta anomali regional medan magnet Indonesia (NOAA)



Gambar 2.9 Citra refleksi gelombang akustik yang menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan (Butler dkk., 2015)

Pemahaman terhadap fenomena fisika yang diukur terhadap gambaran kondisi batuan di bawah permukaan tersebut menjadi dasar dalam memilih tipe metode geofisika yang akan diterapkan dalam kegiatan eksplorasi. Ahli Geologi harus dapat mengkarakterisasi jenis batuan berdasarkan keunikan properti fisiknya sehingga dapat menentukan aplikasi metode ilmu geofisika yang spesifik dan tepat dalam kegiatan eksplorasi karena tujuan utama eksplorasi geologi adalah membangun model geologi bawah permukaan untuk menjelaskan gejala geologi dan potensi yang terkandung di dalamnya.

Tabel 2.1 Sifat fisika batuan dan metode geofisika terapan yang dapat dilakukan.

Sifat Fisika Batuan	Deskripsi	Metode Geofisika Terapan
Densitas	Massa jenis batuan, ukuran massa suatu batuan dalam volume tertentu, massa per satuan isi, dalam satuan kg/m ³	Gravitasi
Suseptibilitas	Kemampuan batuan untuk menjadi magnet ketika ada medan magnet luar yang hadir, tanpa satuan	Geomagnet
Resistivitas	Tahanan jenis batuan (kebalikannya adalah Konduktivitas), ukuran kemampuan batuan dalam mengalirkan arus, dalam satuan ohm/meter	Geolistrik resistivitas
Chargeabilitas	Kemampuan batuan untuk menyimpan muatan listrik ketika aliran listrik yang mempengaruhinya dihentikan, diukur dalam satuan milli detik	Geolistrik- Polarisasi Terimbas (IP)
Permitivitas	Kemampuan batuan (dengan dipol internalnya) menentang medan listrik luar/medan eksternal	EM- GPR
Modulus Elastik; densitas	Kemampuan batuan dalam mempertahankan bentuk aslinya ketika terkena gaya atau tekanan	Seismik Refraksi, Seismik Refleksi, Seismik <i>Downhole</i> ,
Vp, Vs	Kecepatan jalar Gelombang Seismik pada batuan	<i>Sub-Bottom Profiling</i>

2.2.2 Bisingan, Gangguan Data (*Noise*)

Memahami sifat fisika batuan dan terapan metode geofisika yang akan dipilih dalam kegiatan eksplorasi, tidak terlepas dari memahami gangguan atau bisingan (*noise*) yang dapat memengaruhi kualitas data pada saat proses akuisisi atau pemerolehan data geofisika. Data yang tidak diinginkan yang mungkin ada dalam sinyal pada latar belakang yang sama disebut data non-informasi atau *noise*. Sumber-sumber gangguan pada data geofisika terdiri dari dua jenis yaitu, gangguan yang berasal dari aktivitas manusia dan aktivitas alam.

Pengukuran kebisingan biasanya memiliki beberapa komponen seperti faktor internal dan melibatkan instrumentasi (efek dari keterbatasan sensor); variasi dalam penggunaan instrumen (cara operator mengoperasikan alat); faktor eksternal yang memengaruhi pengukuran; dan variasi spasial dari tanah atau dikenal sebagai *ground noise*. Untuk menghilangkan *noise* dari sensor alat dapat digunakan metode frekuensi *signal to noise ratio* yang memperbaiki cara jalan saat akuisisi data, tetapi ada juga *noise* yang tidak dapat dikendalikan seperti badai petir atau *ground noise*. Jumlah *noise* dalam data dapat diukur dalam satuan decibel dengan menggunakan persamaan berikut:

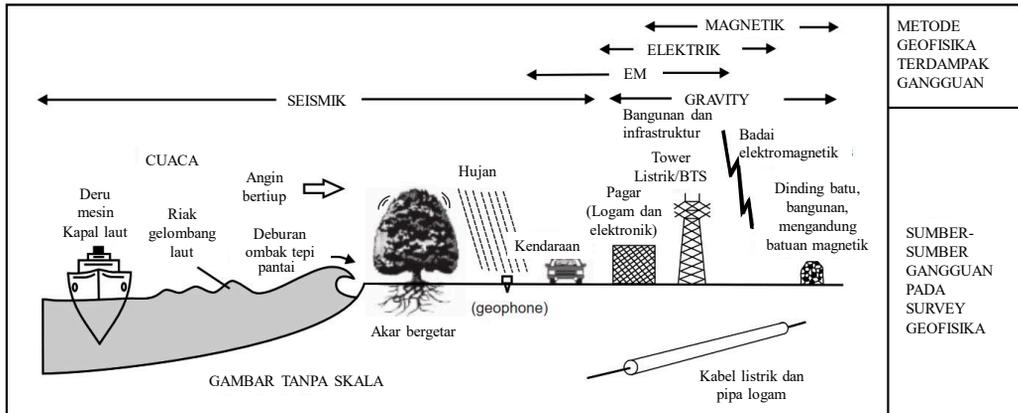
$$\text{SNR} = 10^{10} \log P_S/P_N$$

$$\text{SNR} = 20^{10} \log V_S/V_N$$

di mana P_S/P_N dan V_S/V_N masing-masing adalah rasio daya dan beda tegangan untuk sinyal dan *noise*. Data yang baik memiliki S/N mendekati nilai 0 dan yang tidak baik bernilai 1.

Metode seismik sangat sensitif terhadap kehadiran getaran yang berasal dari alam maupun dari aktivitas manusia. Getaran-getaran yang berasal dari deru mesin kapal laut,

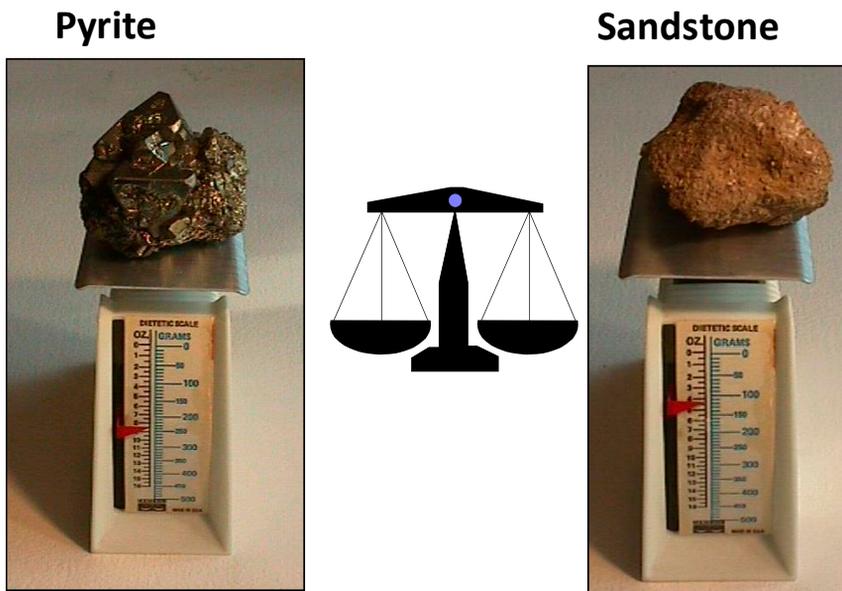
mesin kendaraan, mesin-mesin pabrik, aktivitas lalu lintas, hujan, deburan ombak, dan riak gelombang air laut dapat menjadi gangguan data pada kegiatan akuisisi data seismik. Kehadiran bangunan menara pemancar gelombang EM, SUTT/SUTET, atau bangunan-bangunan yang memiliki kandungan material besi sangat mengganggu data yang terekam pada akuisisi magnetik ataupun geolistrik. Tahap awal dalam mendesain kegiatan akuisisi adalah pemetaan kondisi dan potensi *noise* pada daerah yang akan dilakukan kegiatan akuisisi metode geofisika.



Gambar 2.10 Sumber gangguan (*noise*) pada aplikasi metode geofisika (modifikasi dari Reynolds, 2011).

Bab 3 Metode Gaya Berat/Gravitasi

Metode Gravitasi pada dasarnya mengukur variasi nilai medan percepatan gravitasi bumi di permukaan yang disebabkan oleh adanya kontras densitas, perbedaan nilai densitas atau massa jenis batuan di bawah permukaan. Batuan dasar pada cekungan sedimen umumnya berupa batuan beku dan/atau batuan metamorf yang biasanya memiliki sifat fisis densitas yang lebih besar dibandingkan dengan densitas batuan sedimen yang mengisi cekungan. Kontras densitas juga sering terjadi di daerah intrusi atau daerah aktivitas vulkanisme.



Gambar 3.1 Perbedaan nilai massa jenis batuan pada jenis litologi atau batuan yang berbeda (SEG, 1998).

Perubahan nilai percepatan gravitasi bumi dalam skala yang sangat kecil dapat digunakan untuk mengidentifikasi objek-objek geologi tertentu seperti intrusi tubuh batuan, intrusi bijih mineral dan logam, batuan dasar dan batuan sedimen pada geometri cekungan sedimen, keberadaan bidang diskontinuitas batuan tersembunyi seperti sesar dan patahan, dan pengamatan dinamika fluida dalam batuan reservoir.

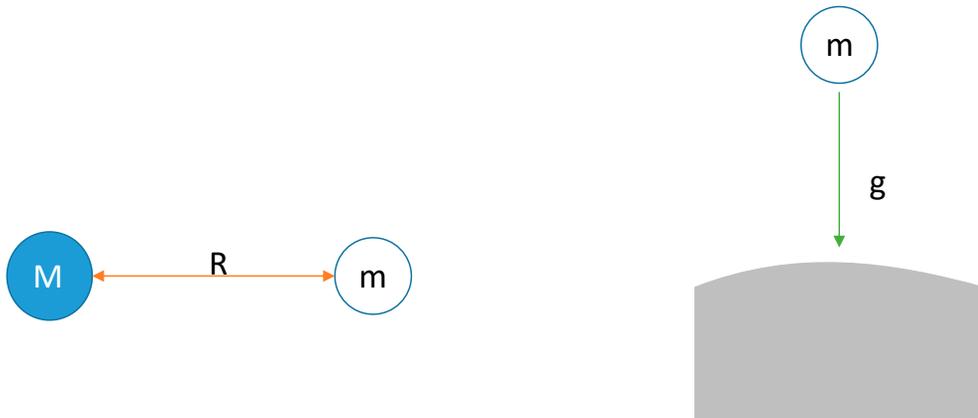
Metode gravitasi telah digunakan secara ekstensif dalam pencarian minyak dan gas bumi, terutama pada awal abad ke-20 hingga saat ini. Berikut ini beberapa penerapan lainnya dari teknik eksplorasi menggunakan metode Gravitasi:

- a. Eksplorasi hidrokarbon.
- b. Eksplorasi panas bumi
- c. Eksplorasi dan penentuan massa dalam endapan mineral.
- d. Studi geologi regional.

- e. Penentuan kompensasi isostasi.
- f. Penentuan ketebalan gletser.
- g. Pemantauan gunung berapi.
- h. Monitoring reservoir migas dan geotermal.
- i. Deteksi gua bawah permukaan (gravitasi-mikro).
- j. Lokasi kuburan kuno (gravitasi-mikro).
- k. Bentuk bumi (geodesi).
- l. Militer (terutama untuk arah/trayektori misil).

3.1 Teori Dasar

Metode Gravitasi dalam eksplorasi adalah penerapan hukum gravitasi universal Newton yang menerapkan prinsip gaya tarik-menarik antara dua objek atau lebih yang memiliki massa dengan jarak tertentu, dan hukum kedua Newton tentang percepatan benda yang berbanding lurus dengan gaya yang bekerja. Contohnya adalah dua benda bermassa **M** dan **m** yang bersatuan kg terpisah sejauh **R** dalam satuan meter. Contoh lain adalah sebuah benda bergerak jatuh dengan percepatan **g** dalam satuan m/s^2 (Gambar 3.2).



Gambar 3.2 Ilustrasi benda bermassa yang terpisah dan jatuh bebas.

Isaac Newton menulis *Universal Law of Gravitation* dan *Second Law of Motion* dalam bukunya *Principia Mathematica* (1687). Hukum pertama *Universal Law of Gravitation* menyatakan bahwa gaya tarik-menarik antara dua benda adalah berbanding lurus dengan massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan jarak kuadrat antara pusat massa kedua benda tersebut (Persamaan 3.1 dan Persamaan 3.2).

$$\text{Gaya (Force)} = \text{Konstanta gravitasi} \times \frac{\text{massa bumi } (M) \times \text{massa benda } (m)}{(\text{jarak antar pusat massa})^2} \quad (3.1)$$

$$F = G \times \frac{M \times m}{R^2} \quad (3.2)$$

dengan konstanta gravitasi (G) = $6,67 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$

Sedangkan hukum Newton lainnya adalah *Second Law of Motion* menyatakan bahwa gaya (F) adalah perkalian antara massa (m) dengan percepatan (g) yang dinyatakan oleh persamaan (3.3). Apabila percepatan berarah vertikal, maka percepatan tersebut disebabkan oleh gravitasi (g).

$$F(\text{Gaya}) = m (\text{massa}) \times g (\text{percepatan}) \quad (3.3)$$

Persamaan 3.3 dan Persamaan 3.4 dapat dikombinasikan untuk memperoleh hubungan yang sederhana:

$$F = G \times \frac{M \times m}{R^2} = m \times g \quad (3.4)$$

$$g = G \times \frac{M}{R^2} \quad (3.5)$$

Persamaan 3.5 menunjukkan bahwa besarnya percepatan yang disebabkan oleh gravitasi di bumi (g) adalah berbanding lurus dengan massa (M) dari bumi dan berbanding terbalik dengan kuadrat radius (R) bumi. Dalam teori, percepatan atau gravitasi bumi adalah sama di seluruh permukaan bumi. Pada kenyataannya nilai gravitasi bervariasi di tiap tempat karena bumi berbentuk pepat, berotasi, bentuk topografi permukaannya tidak teratur serta distribusi massanya bervariasi (terutama di dekat permukaan). Pengukuran percepatan yang disebabkan oleh gravitasi bumi dilakukan pertama kali oleh Galileo dalam sebuah eksperimennya dengan menjatuhkan benda dari atas Menara Pisa.

Nilai normal rata-rata percepatan gravitasi (g) pada permukaan bumi adalah 980 cm/s^2 . Satuan c.g.s dari percepatan gravitasi (1 cm/s^2) adalah *Gal*. Percepatan akibat gravitasi diukur dalam satuan SI yaitu $\mu\text{m/s}^2$ dan dijadikan standar sebagai satuan gravitasi (*gravity unit* atau *gu*) dengan nilai $1 \text{ gu} = 0.1 \text{ mGal}$ atau $10 \text{ gu} = 1 \text{ mGal}$. Berikut adalah uraian tentang nilai percepatan gravitasi (g) dalam SI.

Jika $g = 9.80665 \text{ m/s}^2 = 980,665 \text{ miliGal (mGal)}$

Maka $1 \text{ miliGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2 \text{ (SI)}$

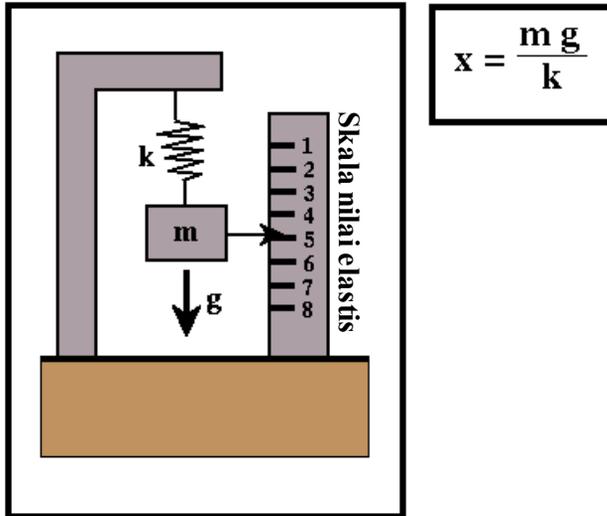
$1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$

$1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m/s}^2 \text{ (SI)}$

$100 \text{ Gal} = 1 \text{ m/s}^2$

3.2 Instrumen Gravimeter

Prinsip dasar instrumen gravimeter adalah penerapan hukum Hooke tentang peristiwa elastisitas pegas akibat adanya gaya yang bekerja pada pegas. Sebuah benda yang memiliki massa (m) tergantung pada pegas dengan konstanta elastik sebesar k , akan mengalami gaya tarik dari Bumi sehingga menyebabkan pegas mengalami perubahan dalam satuan panjang (x) yang diukur pada skala nilai elastis.



Gambar 3.3 Prinsip dasar instrumen gravimeter yang menerapkan hukum Hooke.

Alat gravitasi meter (gravimeter) modern dapat mengukur variasi yang sangat kecil pada percepatan yang disebabkan oleh gravitasi bumi, dengan nilai berkisar $1/10^9$ dari gaya gravitasi (ketelitian ini ekuivalen dengan analogi mengukur jarak dari bumi ke bulan dengan ketelitian 1 meter). Sensitivitas dari instrumen-instrumen modern berkisar 10 per sejuta. Nilai-nilai yang sangat kecil ini mengakibatkan penggunaan sub-satuan seperti milliGal ($1\text{mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$) dan microGal ($1\mu\text{Gal} = 10^{-6} \text{ Gal}$).



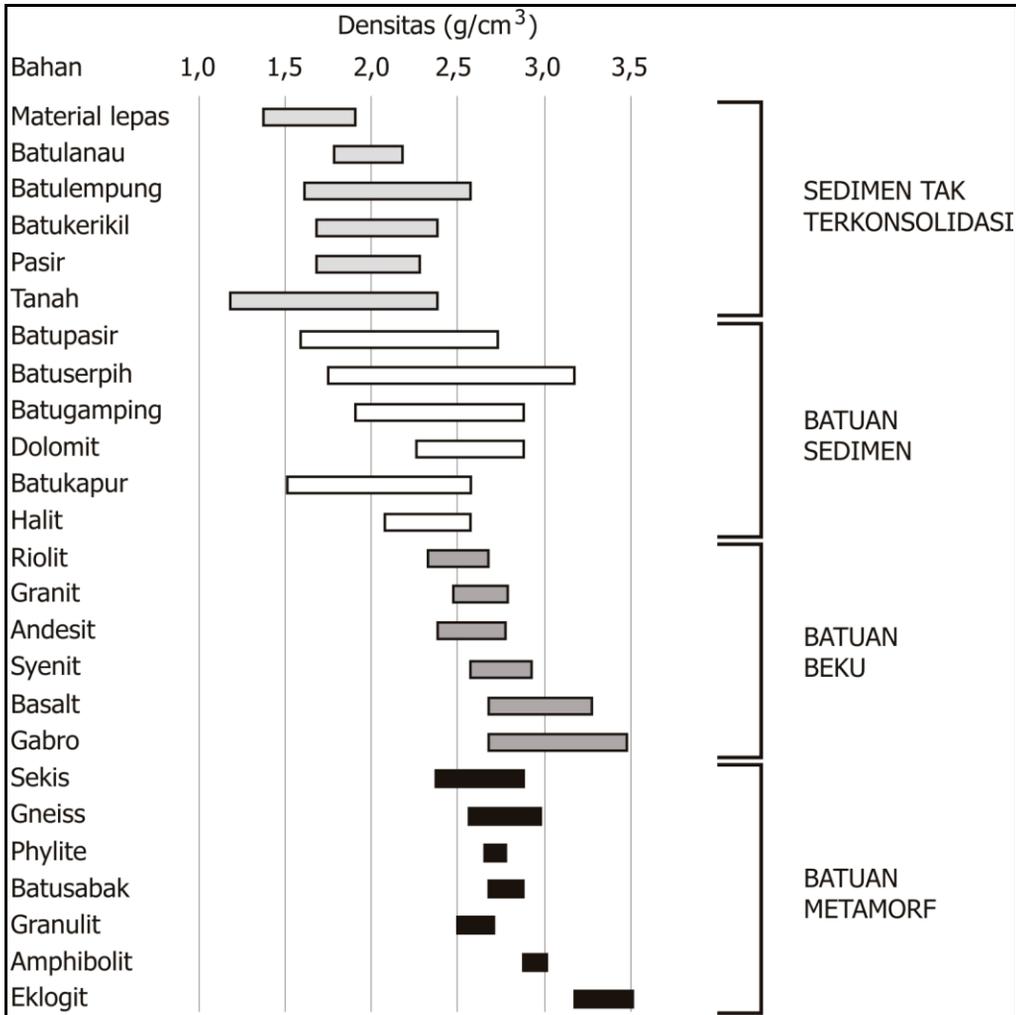
Gambar 3.4 Instrumen gravimeter yang sering digunakan dalam kegiatan eksplorasi seperti Scintrex CG-5 (kiri) dan La Coste & Romberg seri G (kanan).

3.3 Densitas Batuan

Densitas (ρ) adalah jumlah massa (m) dengan satuan berat (kg) per satuan volume (V) dengan satuan meter kubik (m^3).

$$\rho = \frac{m}{V} \tag{3.6}$$

Berdasarkan persamaan 3.5 dan persamaan 3.6 bahwa medan gravitasi (g) memiliki nilai yang dikendalikan oleh nilai massa (m) dan kedalaman massa sehingga metode gravitasi sensitif terhadap nilai densitas batuan dalam permukaan bumi yang menyebabkan variasi nilai medan gravitasi di permukaan bumi. Kisaran nilai densitas batuan yang berbeda jenis ditunjukkan oleh diagram pada gambar berikut. Material sedimen dan batuan sedimen cenderung memiliki densitas yang paling kecil (rata-rata $2,1 \pm 0,5 \text{ g/cm}^3$) dibandingkan dengan batuan beku dan batuan metamorf.



Gambar 3.5 Variasi densitas batuan (dibuat berdasarkan Telford , 1990).

Penentuan densitas batuan secara faktual didasarkan pada batuan yang dapat diambil di permukaan, baik itu batuan yang sudah lapuk maupun terdehidrasi. Alternatif

lain adalah sampel batuan dari sumur pemboran yang telah mengalami penghilangan tekanan dan menjadi lebih terpecah-pecah dibandingkan kondisi semula.

3.3.1 Densitas Batuan Sedimen

Densitas batuan sedimen dipengaruhi oleh berbagai faktor, antara lain

- Komposisi batuan
- Tingkat sementasi
- Umur batuan
- Posisi kedalaman
- Proses tektonik yang terjadi dan yang membentuk batuan
- Tingkat kesarangan/porositas batuan
- Macam atau jenis fluida pengisi pori

Semua faktor ini memengaruhi massa batuan dalam batasan dan kisaran tertentu. Di alam, secara umum dalam situasi normal, kontras nilai densitas antara lapisan batuan sedimen yang bersebelahan berkisar dan jarang melebihi $0,25 \text{ g/cm}^3$. Densitas batuan bervariasi dikontrol oleh bahan pembentuk batuan dan tingkat litifikasi atau konsolidasinya. Empat kelompok batuan dalam lingkungan batuan sedimen disusun dalam urutan densitas yang semakin tinggi pada Tabel 3.1. Bahan-bahan sedimen yang terkubur dalam waktu lama terkonsolidasi dan membatu, menghasilkan porositas yang berkurang sehingga densitasnya bertambah. Batupasir dan batugamping mengalami pemadatan dengan pengisian ruang pori oleh semen alam. Proses yang dominan pada batuserpih dan batulempung adalah kompaksi, dan akhirnya rekristalisasi menjadi mineral-mineral berdensitas lebih tinggi.

Tabel 3.1 Perkiraan densitas rata-rata batuan sedimen (dibuat berdasarkan Reynolds, 2011).

Jenis bahan	Densitas rata-rata (g/cm^3)
Tanah dan aluvial	2,0
Batuserpih	2,3
Batupasir dan konglomerat	2,4
Batugamping dan dolomit	2,6

3.3.2 Densitas Batuan Beku

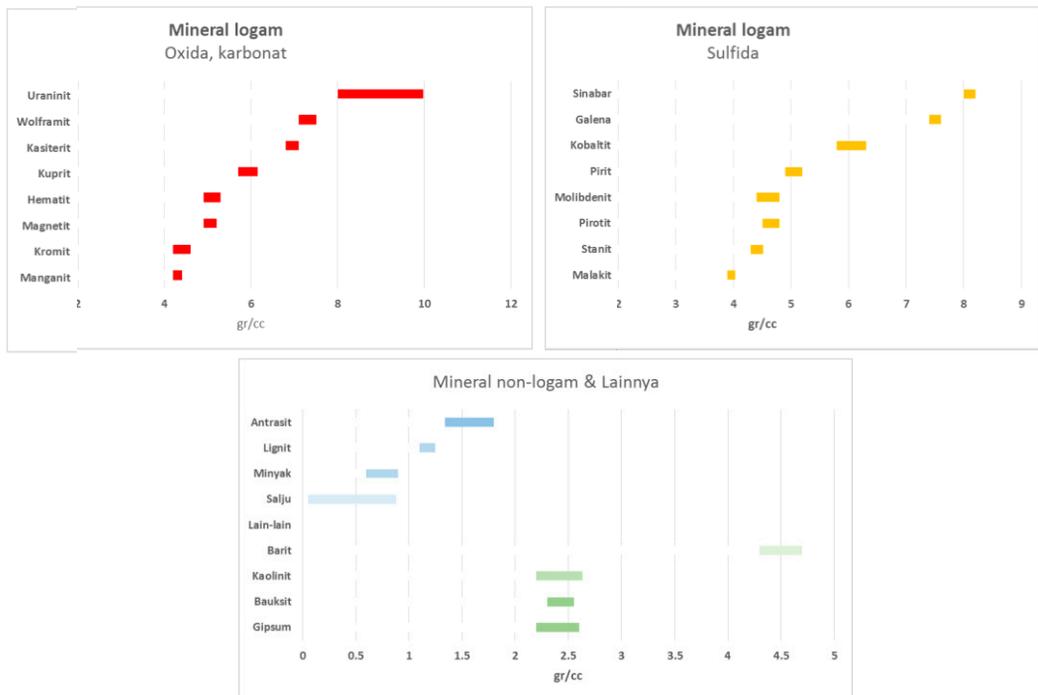
Karakteristik dan sifat alami batuan beku cenderung memiliki tingkat kepadatan yang tinggi dibandingkan dengan batuan sedimen sehingga nilai densitas batuan beku menjadi lebih tinggi. Batuan beku terbentuk dari proses pendinginan magma yang terjadi di dalam bumi atau di permukaan bumi sehingga tersusun atas mineral-mineral yang memiliki tingkat massa mineral yang lebih berat. Secara umum densitas batuan beku meningkat seiring dengan bertambahnya kandungan silika meskipun ada nilai yang tumpah tindih/*overlap*. Batuan beku basa lebih padat dibandingkan batuan beku asam. Demikian juga batuan plutonik cenderung lebih padat daripada batuan vulkanik ekuivalennya (Tabel 3-2).

Tabel 3.2 Variasi densitas terhadap kandungan silika dan ukuran kristal pada batuan beku (dibuat berdasarkan Reynolds, 2011).

Ukuran kristal	Kandungan silika		
	Asam	Intermedier	Basa
Ukuran halus (vulkanik)	Rhyolit	Andesit	Basalt
Rentang Densitas	2,35- 2,70	2,4- 2,8	2,70- 3,30
Densitas Rata-rata	2,52	2,61	2,99
Ukuran kasar (plutonik)	Granit	Syenit	Gabro
Rentang Densitas	2,50- 2,81	2,60- 2,95	2,70- 3,50
Densitas Rata-rata	2,64	2,77	3,03

3.3.3 Densitas Batuan Metamorf

Batuan metamorf termasuk batuan kristalin, serupa dengan batuan beku, hanya saja terbentuk dari proses yang berbeda. Proses metamorfisme batuan yang ditentukan oleh tingkat tekanan dan temperatur yang luar biasa tinggi menjadikan batuan metamorf berkarakter seperti batuan beku. Densitas batuan metamorf cenderung meningkat seiring dengan berkurangnya keasaman dan dengan bertambahnya derajat metamorfisme. Sebagai contoh, sekis (*schist*) mungkin memiliki densitas lebih rendah dibandingkan ekuivalennya, *gneissose*. Walaupun demikian, variasi densitas antara batuan-batuan metamorf cenderung jauh lebih *erratic* dibandingkan batuan sedimen atau batuan beku, serta dapat berubah besar dalam jarak dekat.



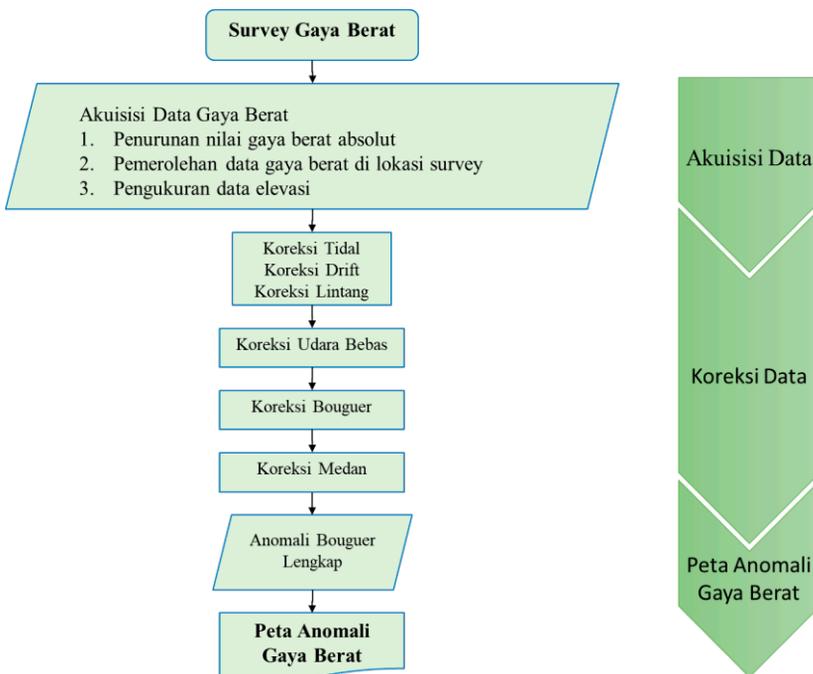
Gambar 3.6 Densitas mineral logam, non-logam, dan lainnya (dibuat berdasarkan Telford et al., 1990).

3.3.4 Mineral dan Bahan Lainnya

Beberapa mineral atau bahan logam yang memiliki nilai komersial tinggi mulai menggunakan metode gravitasi di dalam kegiatan eksplorasinya. Peran survei gravitasi bertambah spesial dan unik sebagai alat eksplorasi bahan-bahan bijih yang memiliki densitas besar karena survei metode gravitasi sangat sensitif pada kontras densitas. Oleh karena itu, sudah selayaknya bila kita mengetahui nilai densitas untuk bahan-bahan tersebut.

3.4 Survei Gravitasi

Survei Gravitasi terdiri atas beberapa tahapan hingga menghasilkan peta anomali gravitasi dalam satuan nilai miliGal bahkan mikroGal (μGal). Survei gravitasi terbagi atas akuisisi data, pengolahan data, penyusunan dan proses pembuatan peta anomali gravitasi. Hal penting yang harus diperhatikan adalah pada saat akuisisi data gravitasi, setiap titik ukur gravitasi juga harus diukur nilai koordinat dan nilai elevasi yang akurat karena di dalam proses pengolahan data gravitasi memerlukan nilai elevasi titik ukur yang dapat menentukan berapa besar nilai koreksi yang akan diberikan padadata hasil titik ukur.

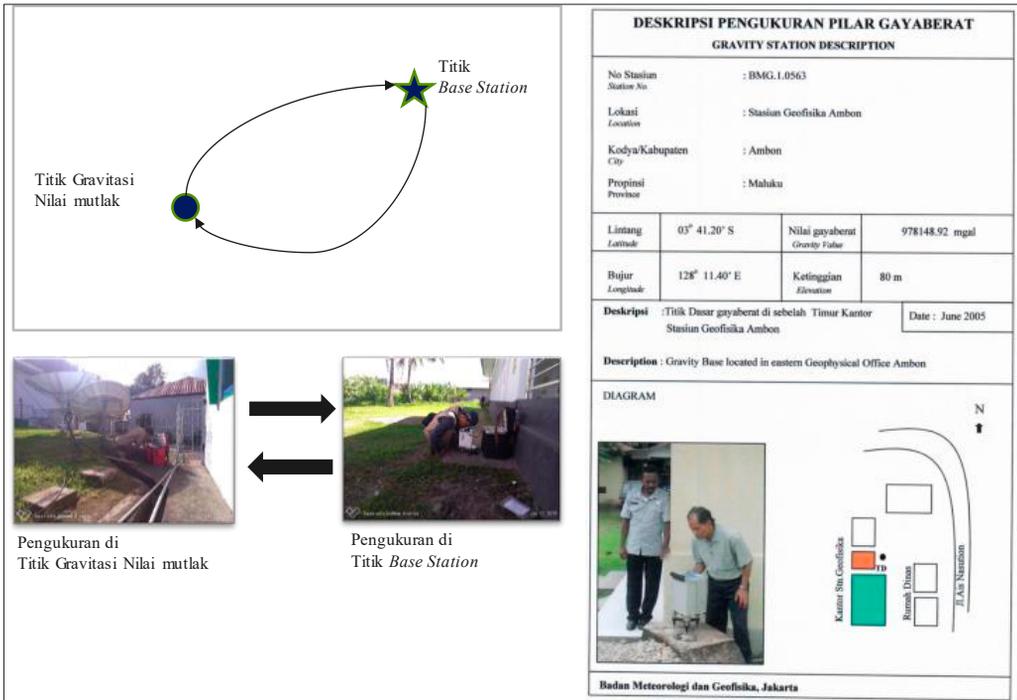


Gambar 3.7 Alur kegiatan survei gravitasi.

3.4.1 Akuisisi Data Gravitasi

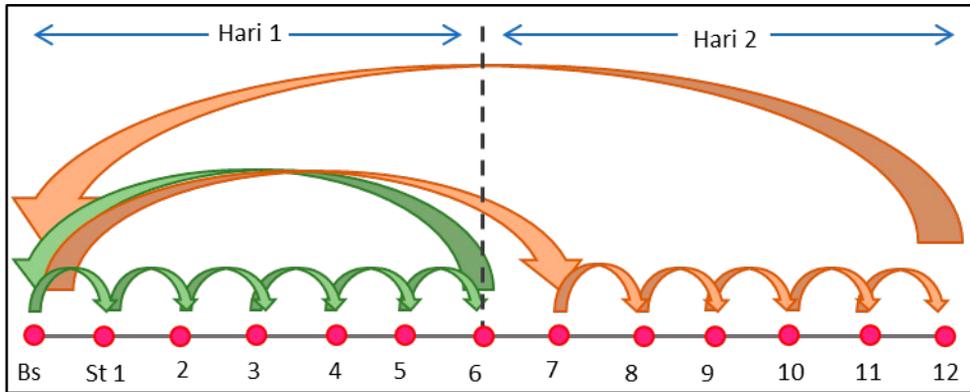
Akuisisi data gravitasi dimulai dari pengukuran nilai mutlak medan gravitasi pada titik *base station* yang selanjutnya akan menjadi acuan titik referensi nilai gravitasi di area eksplorasi. Pengukuran nilai gravitasi absolut (mutlak) titik *base station* tersebut pada suatu

area eksplorasi dilakukan dengan mengukur perbedaan nilai gravitasi relatif pada titik *gravity absolut* (nilai gravitasi mutlak) di titik referensi yang tersedia, terhadap titik *base station* pada area eksplorasi.



Gambar 3.8 Proses penurunan nilai gravitasi absolut dari titik referensi (yang dimiliki oleh lembaga seperti BMKG atau BIG) ke titik *base station*

Berdasarkan perbedaan nilai relatif antara titik gravitasi yang bernilai mutlak dan titik *base station* akan didapat nilai gravitasi mutlak pada titik *base station*. Proses ini dinamakan penurunan nilai gravitasi absolut. Setelah nilai gravitasi absolut pada titik *base station* didapat, kemudian pada jaringan yang terdiri dari titik-titik pengukuran gravitasi dapat dilakukan proses pengukuran nilai gravitasinya. Seluruh data gravitasi yang diperoleh di titik-titik ukur selama survei harus direduksi relatif terhadap titik *base station*. Jika nilai g mutlak tidak diperlukan, maka nilai gravitasi pada titik *base station* dapat diberi nilai sembarang sebagai nol-nya untuk nilai acuannya. Penting untuk diketahui dan dilakukan bahwa kegiatan pengukuran pada survei gravitasi dengan alat gravimeter relatif harus dilakukan secara lingkaran tertutup. Hal ini dilakukan untuk mendapatkan nilai koreksi *drift* dari alat. Pengukuran nilai gravitasi dalam satu hari kegiatan harus dimulai dari pengukuran gravitasi di titik *base station* yang selanjutnya disebut **titik buka**, kemudian dilanjutkan ke titik-titik pengukuran di lokasi, lalu kembali lagi dilakukan pengukuran terakhir di titik *base station* yang selanjutnya disebut **titik tutup**. Gambar 3.9 menunjukkan diagram kerja pengukuran gravitasi pada setiap harinya dengan asumsi jumlah titik ukur gravitasi sebanyak 12 titik.



Gambar 3.9 Prosedur survei pengukuran Gravitasi harian.

Resolusi distribusi nilai gravitasi sangat bergantung pada jarak antar titik ukur karena berperan penting pada interpretasi data selanjutnya. Titik-titik ukur ditempatkan dengan kerapatan 2 titik sampai 3 titik tiap km^2 pada sebuah survei regional, sedangkan dalam eksplorasi hidrokarbon, kerapatan titik ukur ditingkatkan menjadi 8 titik hingga 10 titik per km^2 . Bila dalam sebuah survei gravitasi ingin diperoleh ketelitian $\pm 0,1$ mGal, posisi lintang gravimeter harus diketahui dengan tingkat ketelitian ± 10 m dan ketinggian atau elevasinya diketahui dengan ketelitian ± 10 mm. Dengan demikian, data gravitasi dapat mencapai ketelitian hingga ± 5 μGal . Data hasil akuisisi harus melewati proses koreksi yang cukup banyak untuk menghilangkan pengaruh akibat variasi waktu, variasi posisi, dan kondisi topografi massa di permukaan bumi.

3.4.2 Koreksi Data Gravitasi

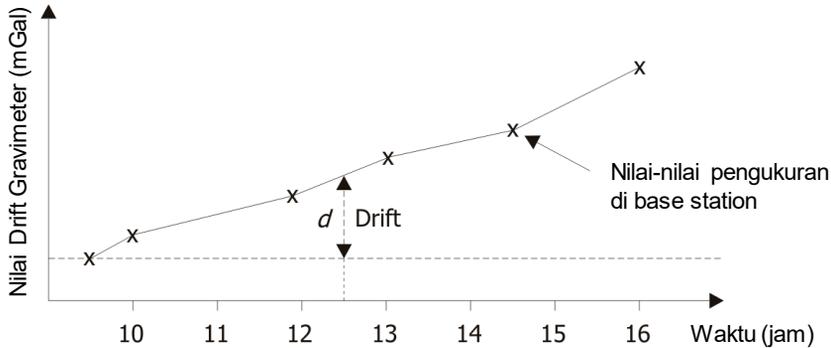
Pembacaan gravimeter yang dilakukan harus dikalikan dengan faktor kalibrasi instrumen untuk menghasilkan nilai gravitasi pengamatan (g_{obs}) dalam satuan miliGal. Pembacaan yang sudah dikonversi selanjutnya diproses dengan beberapa koreksi yang akan dijelaskan pada sub-bab berikut.

3.4.2.1 Koreksi *Instrument Drift*

Pembacaan gravimeter berubah dengan waktu sebagai akibat kelelahan elastik pada pegas, menghasilkan suatu perubahan semu pada nilai gravitasi di stasiun yang sama. *Instrument drift* dapat diamati dengan cara mengukur ulang stasiun yang sama untuk waktu yang berbeda pada hari yang sama setiap 1 atau 2 jam sekali. Pengukuran yang dilakukan di stasiun yang sama pada interval waktu tertentu itu kemudian diplot pada sebuah **kurva drift** (Gambar 3.10). Nilai-nilai gravitasi yang diamati di titik-titik stasiun lainnya dikoreksi dengan menghilangkan perubahan *instrument drift* tersebut pada setiap pengukuran yang dilakukan.

Contoh:

Nilai gravitasi yang diukur pada titik stasiun di lapangan pada jam 12.30 harus dikurangi sebesar d (d adalah nilai *drift* alat gravimeter pada jam tersebut). Nilai *drift* gravimeter ini berkisar mulai dari 0.05 mGal hingga 0.1 mGal tiap jamnya.



Gambar 3.10 Kurva pengamatan nilai gravitasi di *base station* untuk melihat pengaruh *Instrument Drift* (dibuat berdasarkan Reynolds, 1997)

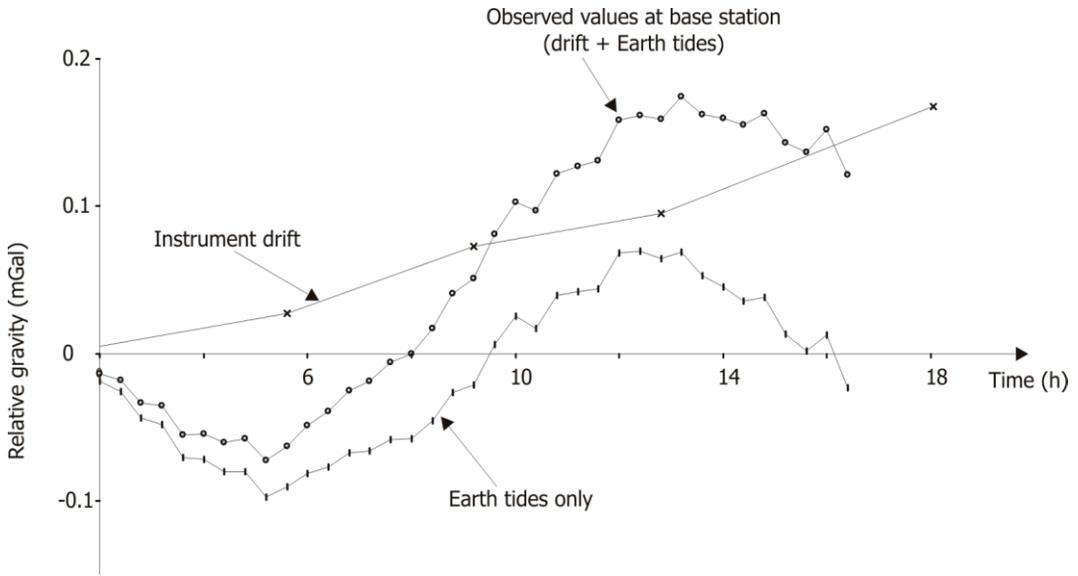
Koreksi drift (D_{sta}) biasanya dilakukan dengan menerapkan metode interpolasi linier pada hasil nilai pengukuran/pengamatan di *base station* pada waktu awal pengukuran di titik buka dan pada akhir pengukuran di titik tutup. Koreksi ini dirumuskan dengan prinsip interpolasi tersebut menjadi sebagai berikut

$$D_{sta} = -\frac{(G_{ak} - G_{aw})}{(T_{ak} - T_{aw})}(T_{sta} - T_{aw}) \quad (3.7)$$

Dengan G_{aw} dan G_{ak} adalah harga gravitasi pengukuran titik acuan pada waktu awal (T_{aw}), yaitu titik buka, dan waktu akhir (T_{ak}) yaitu titik tutup yang telah dihitung koreksinya. Koreksi langsung ditambahkan pada hasil pengukuran titik pengamatan.

3.4.2.2 Koreksi Pasang Surut (*Tidal Correction*)

Pengaruh gerak Bumi, Bulan, dan Matahari menghadirkan gejala pasang surut pada kontinen Bumi dan dapat memberikan kontribusi perubahan nilai gravitasi hingga mencapai 0,3 mGal dengan periode minimal dalam rentang waktu 12 jam. Pengukuran berulang yang dilakukan di stasiun yang sama dapat memberikan perkiraan bagi koreksi yang diperlukan bagi efek pasang surut ini (Gambar 3.11).



Gambar 3.11 Grafik pengaruh pasang surut bumi dan *instrument drift* pada pengukuran gravitasi bumi (Reynolds, 1997)

Nilai hasil pengukuran gravitasi pada titik ukur (Gobs) diterapkan koreksi *drift* dan koreksi tidal untuk menghilangkan variasi nilai medan gravitasi yang berbasis waktu menjadi nilai G_{sta} .

$$G_{sta} = G_{obs} - \text{Koreksi } Drift - \text{Koreksi Tidal} \quad (3.8)$$

3.4.2.3 Koreksi Lintang (*Latitude Correction* – $g(\phi)$)

Perputaran Bumi pada sumbu putarnya menghasilkan gaya sentrifugal. Variasi nilai percepatan gravitasi di permukaan bumi juga sangat dipengaruhi oleh gaya sentrifugal perputaran bumi yang memiliki besar nilai bergantung pada nilai radius permukaan bumi terhadap inti Bumi. Radius bumi di daerah kutub memiliki nilai 6.357 km dan di daerah khatulistiwa memiliki nilai 6.378 km dengan kata lain titik-titik di daerah kutub terletak lebih dekat ke pusat bumi, dengan demikian nilai gravitasi di kutub lebih besar ($\pm 0,7\%$) daripada di khatulistiwa. Percepatan sentrifugal yang terjadi akibat rotasi bumi dengan sumbu utara-selatan memiliki nilai yang terbesar di daerah khatulistiwa, sekitar 1.647 km/jam dan berkurang hingga nol ke arah kutub.

Nilai tersebut menggunakan asumsi distribusi massa homogen berdasarkan formula Gravitasi 1980 yang dirumuskan dalam persamaan 3.8 sebagai berikut:

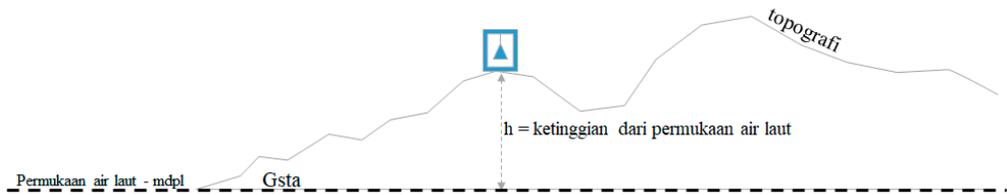
$$g(\phi) = 9,7803267715 (1 + 0,0052790414 \sin^2 \phi + 0,0000232718 \sin^4 \phi + 0,0000001262 \sin^6 \phi + 0,0000000007 \sin^8 \phi), \text{ mgal} \quad (3.9)$$

$g(\phi)$ = Nilai gravitasi pada lintang ϕ

ϕ = Posisi lintang titik pengukuran/observasi gravitasi.

3.4.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free-Air Correction/FAC*)

Penyebab kesalahan paling signifikan dalam survei gravitasi daratan adalah ketidakakuratan nilai elevasi dari titik-titik ukur gravitasi. Koreksi Udara Bebas dilakukan dengan dasar bahwa nilai gravitasi akan berubah akibat pengaruh jarak titik ukur gravitasi dari pusat bumi sehingga sangat diperlukan nilai kompensasi bagi berkurangnya nilai gravitasi akibat jarak titik ukur yang semakin jauh dari geoid (Gambar 3.12).



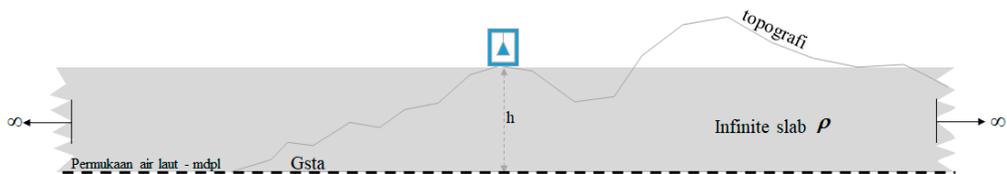
Gambar 3.12 Prinsip koreksi free-air

Nilai FAC bervariasi sedikit terhadap lintang dari 0,3083 mGal/m di khatulistiwa sampai 0,3088 mGal/m di kutub. Dengan ketelitian normal yang dimiliki alat gravimeter modern sekitar 0,01 mGal, maka nilai elevasi atau ketinggian titik ukur gravitasi harus diketahui hingga ketelitian 3 cm sampai 5 cm. Besar nilai koreksi FAC adalah ketinggian dikalikan dengan konstanta 0.3086 seperti pada persamaan (3.9) berikut.

$$FAC = -0,3086 \times h \quad (3.10)$$

3.4.2.5 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction-BC*)

Koreksi Bouguer digunakan untuk memperhitungkan kontribusi massa batuan dengan ketinggian tertentu yang terdapat antara titik pengamatan gravitasi dan titik pengamatan di posisi geoid (Gambar 3.13). Pada tahap ini, ketelitian nilai elevasi dari titik ukur semakin berperan penting.



Gambar 3.13 Koreksi Bouguer

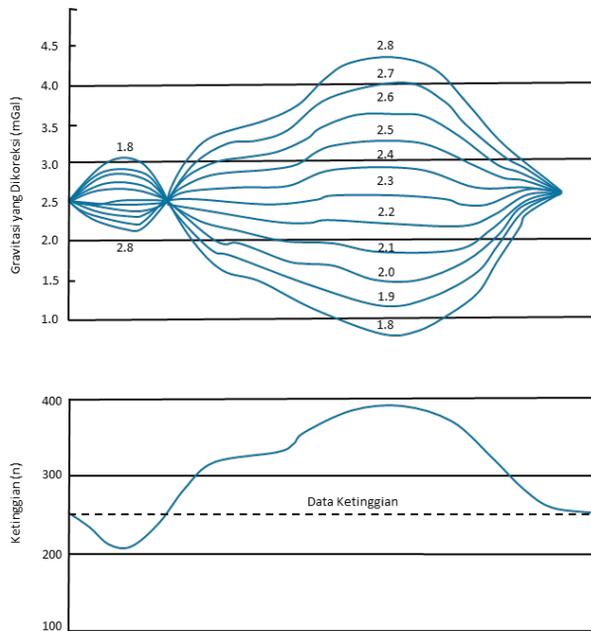
Koreksi Bouguer menghitung kelebihan tarikan gravitasi yang disebabkan oleh batuan dengan ketebalan tertentu (lempeng horizontal semi-tak terbatas), misalnya h meter dan dengan densitas batuan rata-rata ρ g/cm³.

$$BC = 0,04192 \times \rho \times h \quad (3.11)$$

Salah satu masalah utama pada koreksi Bouguer adalah asumsi nilai densitas yang digunakan pada lempeng horizontal. Sebagai contoh, perbedaan sebesar $0,1 \text{ g/cm}^3$ pada pengukuran gravitasi yang dilakukan di ketinggian 250 m akan mengakibatkan ketidakcocokkan lebih dari 0,1 mGal untuk koreksi Bouguernya. Dalam banyak kasus, perkiraan nilai densitas batuan dapat kita peroleh dari sampel permukaan yang representatif, atau dari sampel sumur pemboran apabila memungkinkan.

Namun sampel-sampel yang diperoleh dari sumur akan mengembang secara mekanis akibat perbedaan tekanan awal di bawah permukaan dengan kondisi tekanan di atas permukaan (tekanan pada sampel berkurang). Hal ini akan mengakibatkan perolehan nilai densitas yang lebih rendah dibandingkan kondisi yang sesungguhnya di bawah permukaan. Ada beberapa cara untuk menentukan nilai densitas yang digunakan dalam koreksi Bouguer, antara lain dengan metode grafis Nettleton atau dengan metode garis persamaan.

Nettleton (1971) menemukan cara yang sangat sederhana untuk menentukan densitas yang representatif, dengan cara grafis. Data gravitasi yang telah dikoreksi seharusnya tidak menunjukkan berkorelasi dengan topografi, karena semua pengaruh tersebut telah dihilangkan melalui proses reduksi data. Metode grafis Nettleton dilakukan dengan memilih beberapa nilai densitas dengan kisaran tertentu. Kemudian koreksi ketinggian diplot dalam sebuah penampang gravitasi (dengan menggunakan beberapa nilai densitas yang sudah dipilih). Penampang gravitasi yang paling sedikit berkorelasi dengan topografi adalah yang kita anggap paling 'benar' (Gambar 3.14).

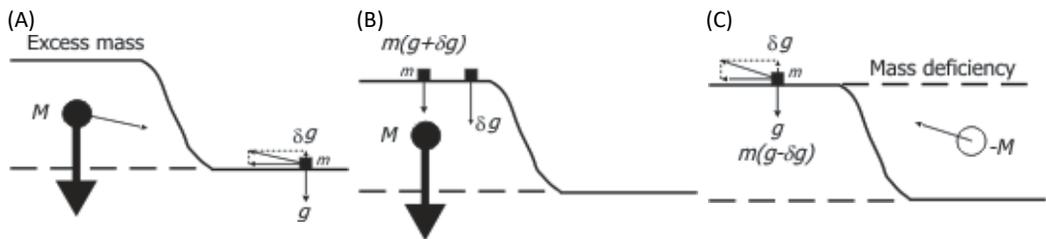


Gambar 3.14 Metode grafis Nettleton (dibuat berdasarkan Reynolds, 1997).

Metode lain yang dapat digunakan untuk menghitung densitas adalah dengan cara memplot grafik antara dengan ketinggian stasiun ($G_{\text{sta}} - g(\phi) + 0,3086h$) dengan $\left(0,04193\Delta h - \frac{TC}{\rho}\right)\rho$. Kemiringan garis lurus (regresi linier) adalah rapat massa rata-rata daerah yang disurvei.

3.4.2.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction- TC*)

Koreksi ketinggian (kombinasi koreksi *free-air* dan Bouguer) di daerah survei yang datar biasanya sudah cukup untuk mengatasi pengaruh topografi pada percepatan gravitasi. Tetapi pada daerah yang ketinggiannya sangat bervariasi jauh di dekat stasiun pengukuran, suatu *koreksi topografi* yang khusus harus diterapkan atau dikenal dengan istilah koreksi medan. Koreksi Bouguer mengasumsikan adanya suatu lapisan horizontal batuan dengan densitas tertentu dengan jarak lateral tak terhingga di antara stasiun pengukuran dengan permukaan air laut. Dalam koreksi tersebut tidak diperhitungkan adanya bukit dan lembah, inilah sebabnya mengapa koreksi medan diperlukan. Pengaruh topografi terhadap nilai g diilustrasikan pada Gambar 3.15. Misalnya terdapat sebuah stasiun gravitasi di samping bukit (Gambar 3.15(A)).

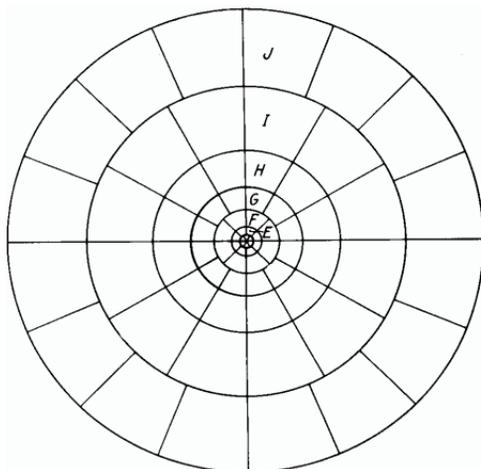


Gambar 3.15 Pengaruh bukit dan lembah terhadap pengukuran gravitasi (Reynolds, 1997)

Lapisan batuan yang mewakili bukit (bermassa M) memiliki pusat massa di atas bidang di mana gravimeter diletakkan. Terjadi gaya tarik-menarik antara dua massa tersebut. Bila gaya tersebut diuraikan komponen horizontal dan vertikalnya, dan komponen vertikal adalah yang kita perlukan, dapat kita lihat bahwa pengukuran nilai g pada stasiun pengukuran berkurang sejumlah δg . Demikian juga apabila stasiun pengukuran terletak bersebelahan dengan sebuah lembah (Gambar 3.15C). Lembah menandakan kekosongan massa, diwakili oleh massa negatif ($-M$). Kekosongan massa ini akan mengakibatkan pengukuran g pada stasiun pengukuran berkurang sejumlah δg .

Pengukuran gravitasi yang dilakukan bersebelahan dengan bukit maupun lembah memerlukan suatu koreksi yang harus ditambahkan untuk mengkompensasi distribusi massa yang bervariasi. Koreksi tersebut menghilangkan efek topografi secara efektif untuk memenuhi pengandaian lempeng horizontal semi-tak terbatas pada koreksi Bouguer. Metode konvensional untuk menghitung koreksi medan adalah dengan menggunakan *Hammer Chart* dan peta topografi berskala tertentu. Cara perhitungan seperti itu sangat memakan waktu selain tingkat ketelitiannya rendah. Sekarang ini

perhitungan koreksi terrain dilakukan dengan bantuan komputer. Namun perhitungan zona yang paling dekat (B dan C) tetap dilakukan secara manual dengan menggunakan *Hammer chart* dan koreksi seperti terlihat pada Gambar 3.16 dan Tabel 3-3.



Gambar 3.16 Grafik koreksi medan yang didesain oleh Hammer digunakan berdasarkan Tabel 3.3 untuk zona hingga J dengan skala 1/175000 (Dobrin dan Savit, 1988)

Tabel 3.3 Koreksi Medan Zona B dan C

Zone B, 4 compartments, radius 6.56-54.6 ft		Zone C, 6 compartments radius 54.6-175 ft	
$\pm h, ft$	T	$\pm h, ft$	T
0-1.1	0	0-4.3	0
1.1-1.9	0.1	4.3-7.5	0.10
1.9-2.5	0.2	7.5-9.7	0.20
2.5-2.9	0.3	9.7-11.5	0.30
2.9-3.4	0.4	11.5-13.1	0.40
3.4-3.7	0.5	13.1-14.5	0.50
3.7-7	1	14.5-24	1
7-9	2	24-32	2
9-12	3	32-39	3
12-14	4	39-45	4
14-16	5	45-51	5
16-19	6	51-57	6
19-21	7	57-63	7
21-24	8	63-68	8
24-27	9	68-74	9
27-30	10	74-80	10
		80-86	11
		86-91	12
		91-97	13
		97-104	14
		104-110	15

3.4.3 Anomali Bouguer Lengkap (*Complete Bouguer Anomaly – CBA*)

Anomali Bouguer Lengkap adalah selisih antara harga gravitasi pengamatan dengan gravitasi teoritis terkoreksi yang seharusnya teramati pada suatu titik. Nilai Anomali Bouguer Lengkap dirumuskan sebagai berikut

$$CBA = G_{sta} - (g(\phi) - FAC + BC - TC) \quad (3.12)$$

Dengan FAC, BC, dan TC masing-masing adalah koreksi udara bebas, koreksi Bouguer dan koreksi medan. **Anomali Bouguer** merupakan suatu representasi dari nilai medan gravitasi yang paling umum untuk memperkirakan gambaran kondisi bawah permukaan berdasarkan kontras rapat massa batuan, namun esensi yang mendasarinya masih sering disalahartikan oleh banyak penggunanya. Pentingnya MSL (*Mean Sea Level*) sebagai bidang datum hanyalah sebagai batas bahwa semua massa di bawah MSL memengaruhi harga anomali Bouguer, sedangkan untuk massa di atas MSL hanya yang terdeviasi dari keadaan ideal.

3.5 Interpretasi Data Gravitasi

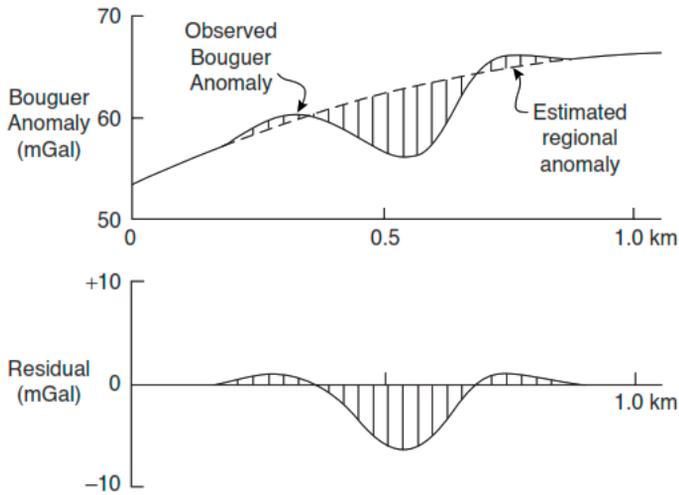
Hasil peta nilai gravitasi (Anomali Bouguer) setelah melewati berbagai proses koreksi selanjutnya memasuki tahap interpretasi. Populer dan lebih mudah karena bersifat kualitatif, biasanya pada Anomali Bouguer dilakukan proses pemisahan anomali yaitu anomali regional dan anomali residual. Proses lainnya yang dapat membantu interpretasi data gravitasi biasanya dilakukan analisis gradien atau derivatif. Interpretasi kuantitatif dapat dilakukan setelah mendapatkan banyak informasi lain seperti data dari hasil survei geokimia, data peta geologi permukaan, data pemboran, dan data geosains lainnya dalam bentuk *forward modelling* dan *inverse modelling*.

3.5.1 Separasi (Pemisahan) Anomali Gravitasi Regional dan Residual

Anomali Bouguer pada dasarnya terdiri atas Anomali Gravitasi Regional dan Anomali Gravitasi Residual (Gambar 3.17). Formulasi Anomali Bouguer Lengkap (CBA) adalah sebagai berikut

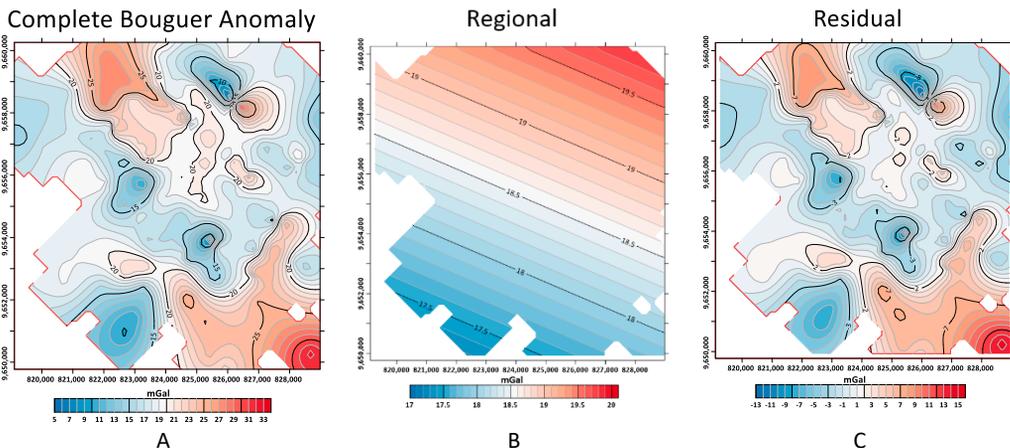
$$CBA = \text{Anomali Regional} + \text{Anomali Residual} \quad (3.13)$$

Anomali regional merupakan representasi dari kondisi struktur atau objek geologi yang bersifat regional atau tren geologi, sumber objek ada di nilai kedalaman yang besar, dicirikan dari kenampakan nilai gravitasi yang memiliki karakter gelombang panjang. Anomali residual adalah representasi keberadaan objek geologi yang dangkal, dekat permukaan, dapat dicirikan dari kenampakan nilai gravitasi yang memiliki karakter gelombang pendek. Teknik pemisahan anomali regional dan residual dapat dilakukan dengan berbagai macam metode antara lain menggunakan regresi linier, polinomial orde dua, tapis lolos bawah (*Low pass filter/LPF*), dan kontinuasi ke atas (*upward continuation*).



Gambar 3.17 Pemisahan anomali regional dan anomali residual (Reynolds, 1997)

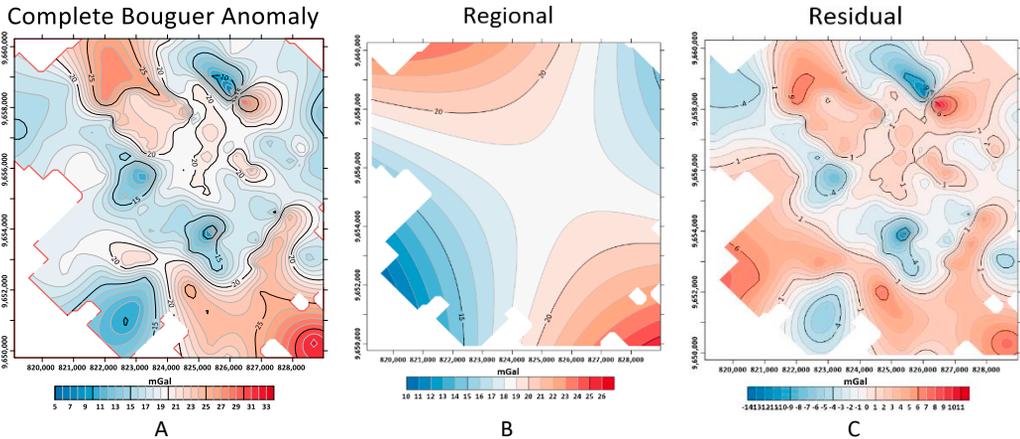
Gambar 3.18 menunjukkan hasil anomali regional yang menggunakan regresi linier. Pendekatan metode regresi linier diterapkan untuk menganalisis data anomali gravitasi secara kualitatif dalam waktu cepat dan di awal tahap interpretasi. Kondisi batuan geologi regional (biasanya batuan basemen) diasumsikan bersifat menyebar lateral dengan sifat yang linier, dan secara umum berdasarkan kenampakan dari permukaan tidak banyak fitur-fitur struktur geologi yang berubah dengan cepat pada arah lateral. Hal ini biasanya terdapat pada area survei gravitasi yang tidak terlalu luas dan berada di lingkungan cekungan batuan sedimen, dan hasil anomali residual biasanya memperlihatkan fitur-fitur anomali frekuensi tinggi yang mirip dengan fitur-fitur pada CBA.



Gambar 3.18 Pemisahan anomali regional gravitasi menggunakan metode regresi linier

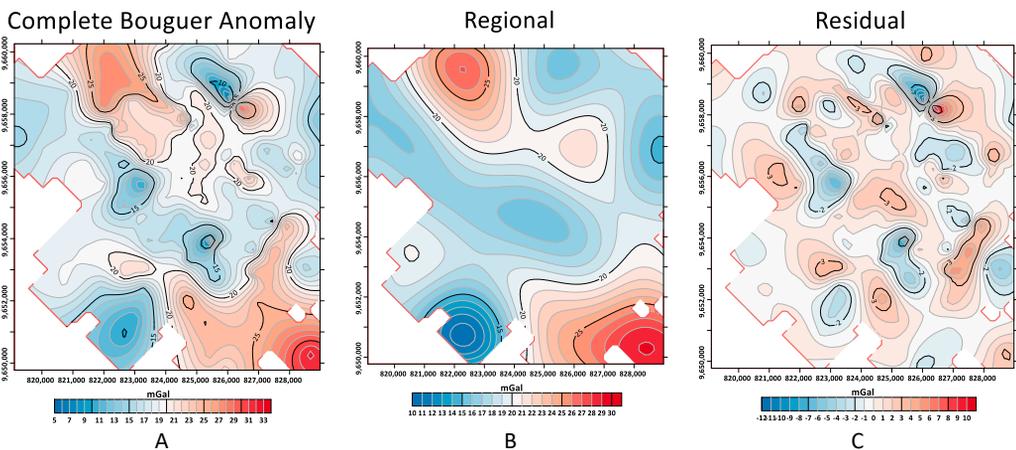
Gambar 3.19 adalah contoh pemisahan anomali menggunakan polinomial orde dua. Teknik ini digunakan dengan asumsi geologi regional di daerah survei memiliki geometri konvergensi kurvatur, seperti di daerah yang mencakup suatu cekungan

regional. Anomali residual hasil separasi anomali biasanya akan memunculkan anomali-anomali berfrekuensi tinggi dengan populasi yang lebih banyak dibandingkan dengan data CBA. Dua tipe teknik separasi anomali regional dan residual biasanya jarang digunakan pada daerah survei yang belum memiliki banyak data penyelidikan kebumihan yang lainnya karena asumsi yang digunakan harus memiliki kedudukan yang kuat.

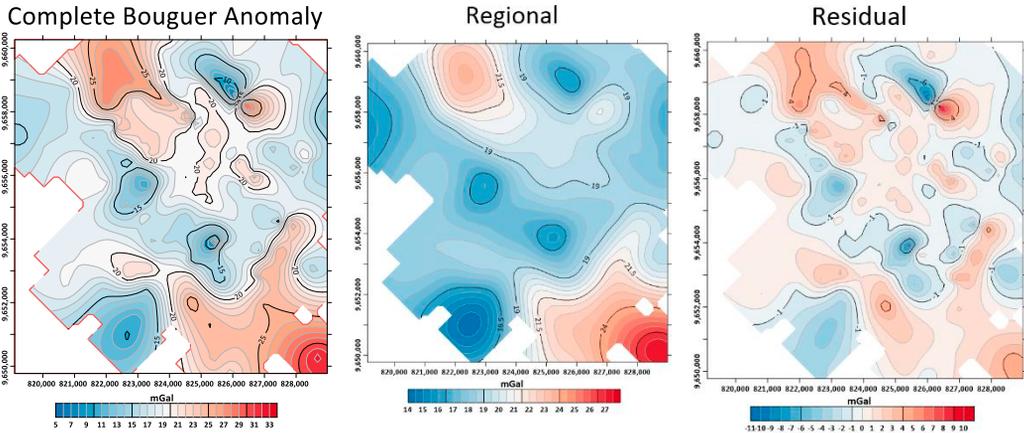


Gambar 3.19 Pemisahan anomali regional gravitasi menggunakan polinomial orde dua (*2nd order polinomial*)

Teknik separasi anomali regional residual yang banyak digunakan adalah teknik *LPF* dan kontinuitas ke atas, karena anomali gravitasi memang tersusun atas anomali frekuensi tinggi yang berasal dari kondisi geologi dangkal dan frekuensi rendah yang berasal dari kondisi geologi yang dalam. Gambar 3.20 memperlihatkan hasil pemisahan anomali regional residual menggunakan *LPF* dan Gambar 3.21 menggunakan teknik kontinuitas ke atas di level 500 m. Pola anomali regional dari kedua teknik separasi tersebut memperlihatkan pola yang mirip dan serupa. Hal ini terjadi karena teknik kontinuitas ke atas adalah teknik penapisan yang menggunakan level ketinggian sama dengan menerapkan nilai bilangan gelombang yang semakin kecil.



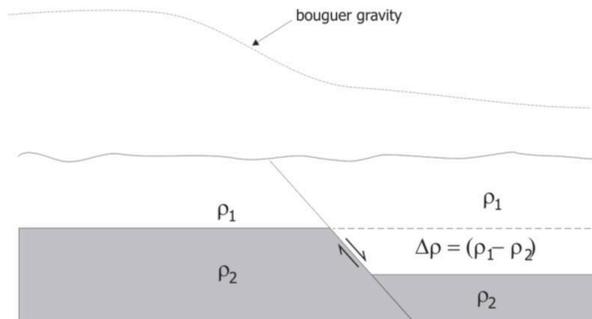
Gambar 3.20 Pemisahan anomali regional residual menggunakan teknik *LPF*



Gambar 3.21 Pemisahan anomali gravitasi regional residual menggunakan teknik kontinuasi ke atas.

3.5.2 Gradien atau Derivatif

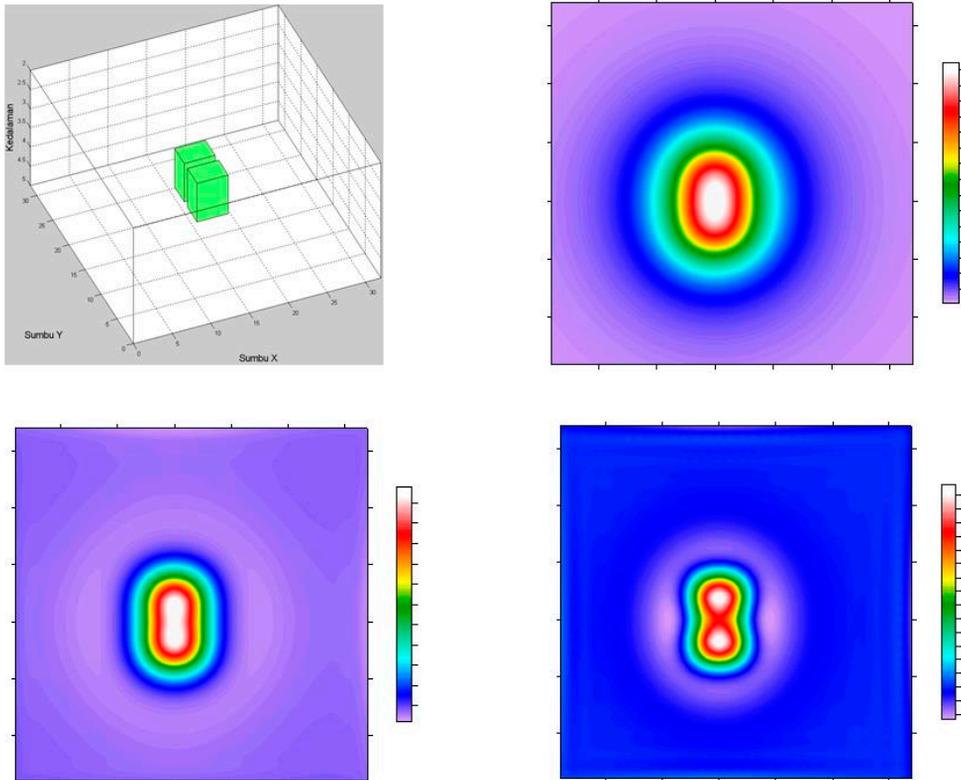
Kontras nilai gravitasi adalah respons dari kehadiran objek geologi. Nilai gravitasi akan mengalami perubahan dengan cepat bila mendekati posisi sumber anomali atau objek geologi karena adanya kontras densitas, dan perubahan maksimum berada pada posisi batas objek geologi atau tepi anomali. Salah satu metode yang dapat dijadikan acuan awal dalam penentuan batas sebaran suatu tubuh batuan adalah dengan menggunakan gradien horizontal dan gradien vertikal.



Gambar 3.22 Sebaran litologi bawah permukaan dengan kondisi diskontinuitas yang menjadi faktor penyebab variasi nilai gravitasi

Peningkatan ketajaman pola anomali pada data medan potensial khususnya data gravitasi dan geomagnet dapat dilakukan dengan melakukan proses transformasi data seperti kontinuasi ke atas, kontinuasi ke bawah, derivatif atau turunan berarah, serta sinyal analitik (Grandis & Yudistira, 2001), transformasi logaritmik dan variansi (Sianturi, 2002). Proses penajaman anomali bertujuan untuk mendelineasi posisi anomali secara lebih tepat dan juga untuk pemisahan anomali yang saling berdekatan. Satu jenis metode yang dapat dijadikan acuan awal dalam penentuan batas sebaran suatu objek bawah permukaan adalah dengan menggunakan teknik gradien horizontal dan gradien vertikal. Gambar 3.23 menunjukkan dua buah model sintetik yang berada di bawah permukaan (kiri atas) memiliki respons anomali gaya berat (kanan atas). Proses derivatif

orde ke satu menghasilkan anomali yang lebih memanjang (kiri bawah), dan prose derivatif orde ke dua terlihat anomali yang agak terpisah (kanan bawah).

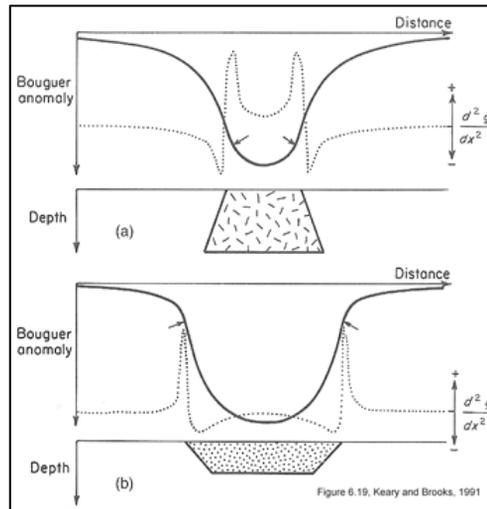


Gambar 3.23 Ilustrasi model objek bawah permukaan yang identik dan berdekatan melalui proses derivatif

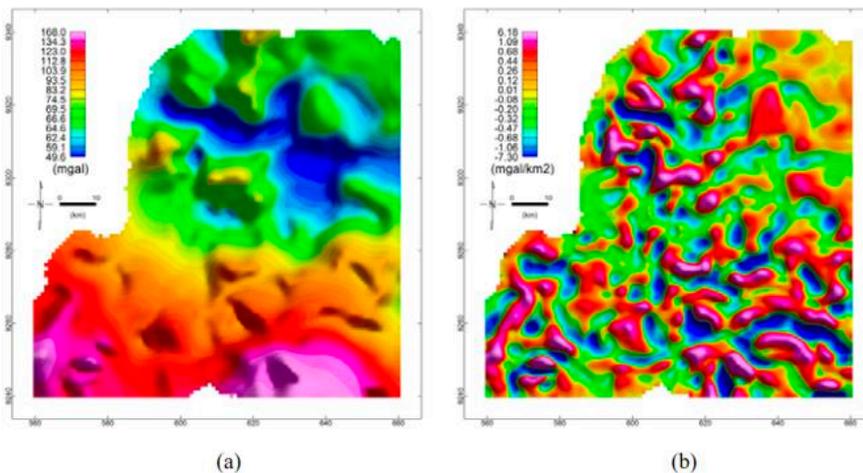
Perubahan nilai gravitasi terhadap arah horizontal (x, y) disebut sebagai gradien horizontal gravitasi dan terhadap arah vertikal atau ketinggian disebut gradien vertikal. Turunan atau gradien pada data medan potensial (gravitasi dan geomagnet) adalah teknik olahan data lanjut yang bertujuan mempertajam data dan mendelineasi sumber anomali bawah permukaan. Proses penajaman anomali gravitasi dilakukan untuk mendapatkan batas-batas tubuh anomali dan untuk memisahkan anomali yang saling berdekatan (Cooper dan Cowan, 2003). Blakely (1995) menyatakan bahwa gradien horizontal dari anomali gaya berat yang disebabkan oleh suatu tubuh batuan akan cenderung teramati pada bidang batasnya, dan gradien vertikal dari anomali gaya berat menggambarkan amplifikasi respons gaya berat yang disebabkan oleh suatu tubuh anomali massa (batuan). Turunan horizontal data medan potensial dapat langsung dihitung karena data diukur pada titik yang tersebar secara spasial (x, y) atau spasial timur-barat dan spasial utara selatan.

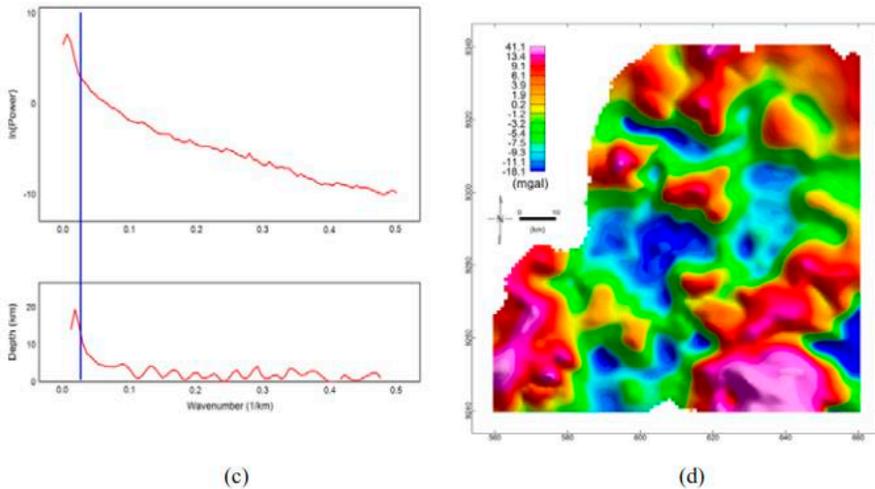
Batas anomali pada gradien horizontal ditandai dengan nilai gradien puncak, yaitu nilai maksimal dan minimal (Saad, 2006). Gradien vertikal merupakan perubahan nilai

gravitasi terhadap jarak arah vertikal sehingga sangat sensitif untuk menentukan puncak-puncak anomali/sumber anomali karena adanya kontras yang sangat kuat dari sifat fisis anomali dan bersifat penapis frekuensi tinggi (*high-pass filter/HPF*). Gradien vertikal sangat sensitif terhadap keberadaan anomali dangkal yang dekat di permukaan atau yang lebih sering diterjemahkan sebagai anomali dangkal atau berupa objek-objek di atas batuan dasar. Gambar 3.24 menunjukkan anomali gravitasi dan gradien gravitasi pada model kubah garam dan cekungan sedimen. Titik infleksi ditandai dengan panah. Garis putus-putus mewakili turunan horizontal atau laju perubahan gradien dari anomali gravitasi, yang maksimum pada titik-titik infleksi. Gambar 3.25 (a) adalah Peta anomali Bouguer daerah Jawa Barat untuk menerapkan teknik derivative orde-2 atau SVD (b), spektrum rata-rata radial untuk menentukan *cut-off* bilangan gelombang (c), dan anomali residual setelah ditapis dengan Panjang gelombang *cut-off* 50 km (d).



Gambar 3.24 Perbandingan nilai gravitasi dan gradien gravitasi pada model anomali geologi profil anomali Bouguer di (a) kubah garam, dan (b) cekungan sedimen



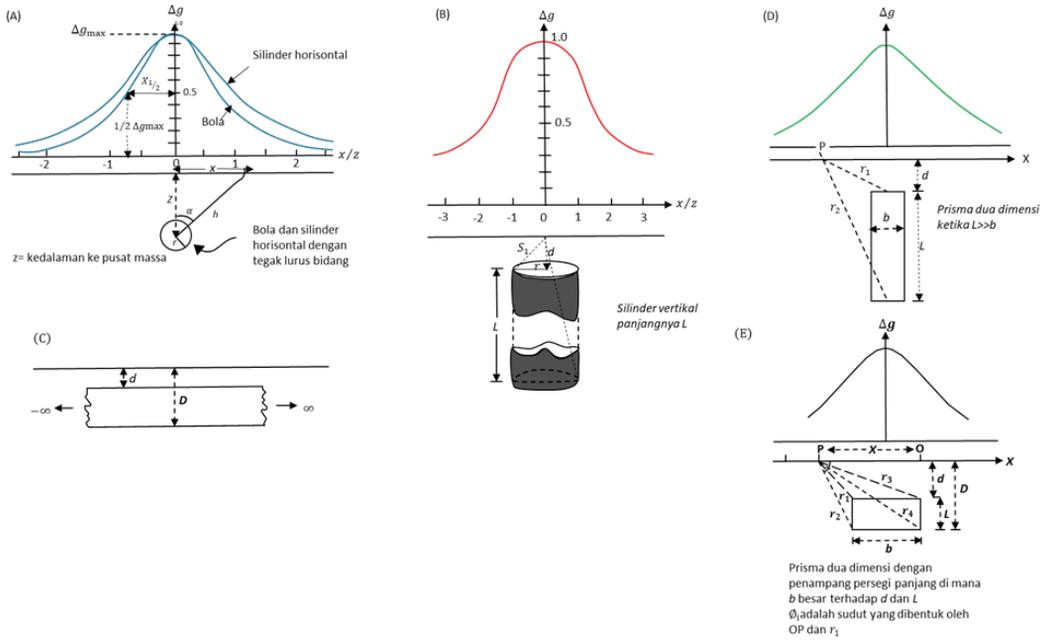


Gambar 3.25 Penerapan SVD pada Peta anomali Bouguer (Sumintadireja, P., *et al.*, 2018)

3.5.3 Model Geometri Dua Dimensi Sederhana

Model anomali gravitasi dari suatu geometri model objek bawah permukaan memiliki sifat atau karakter ambiguitas, suatu ketidakunikan dari solusi objek bawah permukaan terhadap nilai anomali gravitasi. Artinya, data medan gravitasi dapat menghasilkan solusi suatu bentuk objek bawah permukaan yang tidak tunggal, dengan kata lain bahwa dua jenis geometri objek yang berbeda dapat menghasilkan data medan gravitasi dengan pola yang sama. Penting untuk diketahui bahwa dalam membangun model objek subsurface dari data medan gravitasi tidak dapat dilakukan tanpa ada informasi geologi atau model geologi hipotetik. Variabel geologi di area data medan gravitasi menjadi kunci utama dalam menciptakan kerangka model objek dari anomali, seperti kerangka geologi regional, struktur dan morfologi daerahnya, sejarah geologi yang terjadi dan perkembangannya, dan lebih lanjut dapat berupa hasil pembaran eksplorasi yang telah dilakukan di area tersebut.

Model bawah permukaan bumi dapat didekati dengan model berbentuk geometri sederhana seperti model bola pejal, tabung pejal, dan beberapa blok prisma tegak atau horizontal seperti pada Gambar 3.26. Model bola dapat diinterpretasi sebagai tubuh kompak geologi atau kubah garam. Bentuk punggungan atau lembah dapat didekati dengan model silinder horizontal. Leher vulkanik dimodelkan sebagai silinder vertikal. Cekungan sedimen atau pluton dapat dimodelkan sebagai slab horizontal tak hingga. Model prisma persegi berhingga memodelkan blok basement atau kenampakan topografi. Tabel 3.4 merupakan formulasi respons anomali gravitasi dari model-model tersebut sebagaimana terlihat pada Gambar 3.26. Gambar (A) adalah respons anomali gravitasi terhadap sebuah bola atau silinder horizontal dengan sumbu panjang tegak lurus terhadap kertas; (B) silinder vertikal; (C) slab horizontal semi-tak terbatas ketika $d=0$; (D) prisma persegi panjang vertikal; dan (E) sebuah prisma persegi panjang mendatar



Gambar 3.26 Respons anomali gravitasi terhadap berbagai bentuk geometri.

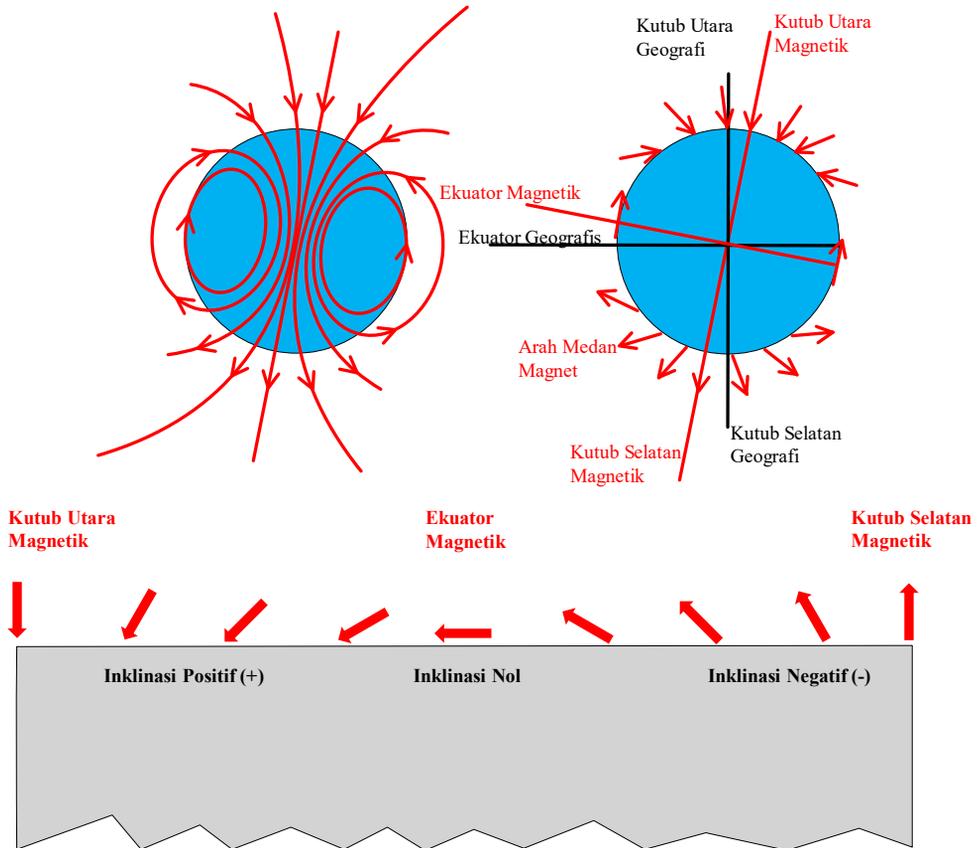
Tabel 3.4 Formulasi anomali gravitasi terhadap berbagai model geometri 2D.

Model	Respon Anomali gravitasi maksimal	Catatan
Bola	$\Delta g_{\max} = (4/3)\pi G\delta\rho r^3/z^2$	$z = 1.305x_{1/2}$ (m)
Silinder horizontal	$\Delta g_{\max} = 2\pi G\delta\rho r^2/z$	$z = x_{1/2}$ (m)
Silinder Vertikal	$\Delta g_{\max} = 2\pi G\delta\rho(s_1 - d)$ $\Delta g_{\max} = 2\pi G\delta\rho r$	Jika $L \rightarrow$ ketakterbatasan If $d = 0$
Lempengan terkubur (pelat bouguer)	$\Delta g_{\max} = 2\pi G\delta\rho L$	untuk $L = 1$ km dan $\delta\rho = 0.1$ Mg/m
Lempengan Takterbatasan	$\Delta g_{\max} = 2\pi G\delta\rho(D - d)$	
Prisma persegi panjang mendatar	$\Delta g_{\max} = 2G\delta\rho \left[x \ln \left(\frac{r_1 r_4}{r_2 r_3} \right) + b \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + D(\phi_2 - \phi_3) \right]$	
Prisma persegi panjang vertical	$\Delta g_{\max} = 2G\delta\rho [b \ln(d/L)]$	$L \gg b$
Step	$\Delta g_{\max} = 2G\delta\rho [x \ln(r_4/r_3) + \pi(D - d) - D\phi_4 + d\phi_3]$	

Semua jarak dalam meter kecuali dinyatakan lain; Δg_{\max} dalam mGal dan $\delta\rho$ dalam Mg/m^3 , dan faktor

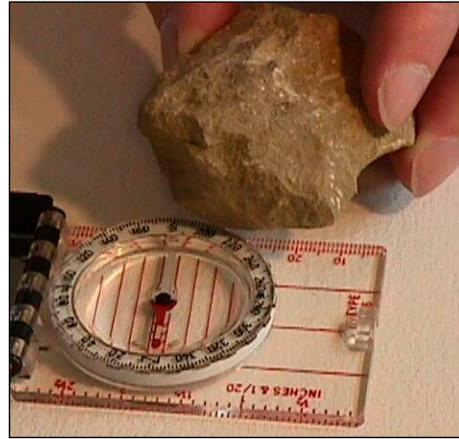
Bab 4 Geomagnet

Bumi memiliki medan magnet alami yang terbentuk akibat adanya pergerakan arus listrik bumi di inti Bumi dengan besar dan arah penunjam (inklinasi) yang berbeda-beda bergantung pada lintang magnetik bumi. Medan magnet (Gambar 4.1) bumi pada bagian utara memiliki arah menunjam/inklinasi positif dan pada bagian selatan memiliki arah mendongak ke atas/inklinasi negatif.



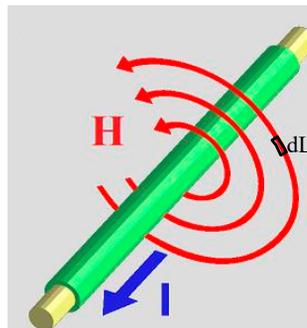
Gambar 4.1 Medan magnet bumi dan garis vektor pada permukaan bumi.

Metode geomagnet merupakan salah satu metode geofisika yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan berdasarkan sifat kemagnetan batuan. Batuan yang tersusun atas bermacam-macam mineral yang memiliki unsur Fe akan mudah menjadi materi yang memiliki medan magnet akibat adanya induksi dari medan magnet bumi (Gambar 4.2). Kemudahan batuan untuk menjadi magnet apabila ada induksi magnet bumi disebut kerentanan magnetik. Berdasarkan sifat ini, metode geomagnet sangat bergantung pada kondisi kerentanan magnet batuan sehingga efektifitas metode ini bergantung pada kontras magnetik batuan di bawah-permukaan.

Magnetite**Sandstone****Gambar 4.2** Perbedaan jenis batuan yang memiliki respon berbeda terhadap medan magnet (SEG, 1998)

4.1 Teori Dasar

Medan magnet dapat dijelaskan menggunakan hukum Ampere. Medan magnet di dalam ruang di sekitar arus listrik berbanding lurus dengan arus listrik tersebut yang berfungsi sebagai sumbernya. Hukum Ampere menjelaskan apabila sebuah kabel konduktor dialiri oleh arus listrik (I), akan menimbulkan medan magnet (H) yang melingkari kabel (Gambar 4.3).

**Gambar 4.3** Hukum Ampere yang menjelaskan fenomena medan magnet akibat adanya arus listrik yang mengalir pada kawat

Jumlah total (integral) dari medan magnetik H pada elemen panjang dL , secara matematik adalah sama nilainya dengan nilai arus yang dikelilingi/dilingkupinya (I_{enc}).

$$\oint H \cdot dL = I_{enc} \quad (4.1)$$

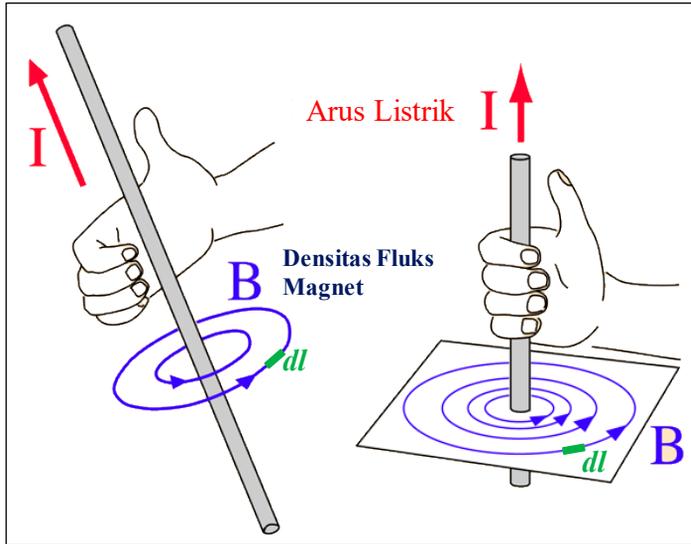
Panjang jalur jalur merah sama dengan nilai keliling lingkaran yang berjari-jari r

$$\oint H \cdot dL = 2\pi rH = I_{enc} \quad (4.2)$$

$$H = \frac{I_{enc}}{2\pi r} \text{ ampere/meter} \quad (4.3)$$

4.1.1 Medan Magnet (H) dan Densitas Medan Magnet (B)

Berdasarkan persamaan (4.3) satuan nilai untuk besaran medan magnet H adalah ampere/meter. Lebih lanjut, persamaan yang digunakan untuk menghitung kerapatan medan magnet yang dihasilkan oleh arus listrik dikenal sebagai hukum Biot-Savart (Jean Baptiste Biot dan Felix Savart) yang menderivasi ekspresi matematika untuk kerapatan fluks magnet (B) pada suatu titik karena konduktor pembawa arus di dekatnya.



Gambar 4.4 Densitas fuks magnetik yang terbentuk pada kawat yang berarus berdasarkan hukum Biot-Savart

Hukum Biot Savart menjelaskan bahwa jumlah total elemen panjang (dl) dari densitas fluks magnetik (B) yang melingkari kawat (I) adalah berbanding lurus dengan arus yang mengalir di kawat

$$\oint B \cdot dl = \mu_0 i_{enc} \quad (4.4)$$

$$B = \frac{\mu_0 i_{enc}}{2\pi r} \quad (4.5)$$

Berdasarkan persamaan (4.3), maka

$$B = \mu_0 H \quad (4.6)$$

keterangan

B = Densitas medan magnet/fluks magnetik pada ruang hampa (Tesla)

H = kuat medan magnet pada ruang hampa, (ampere/meter)

μ_0 = konstanta permeabilitas magnetik pada ruang hampa = $4\pi \cdot 10^{-7}$ Tesla.meter/ampere

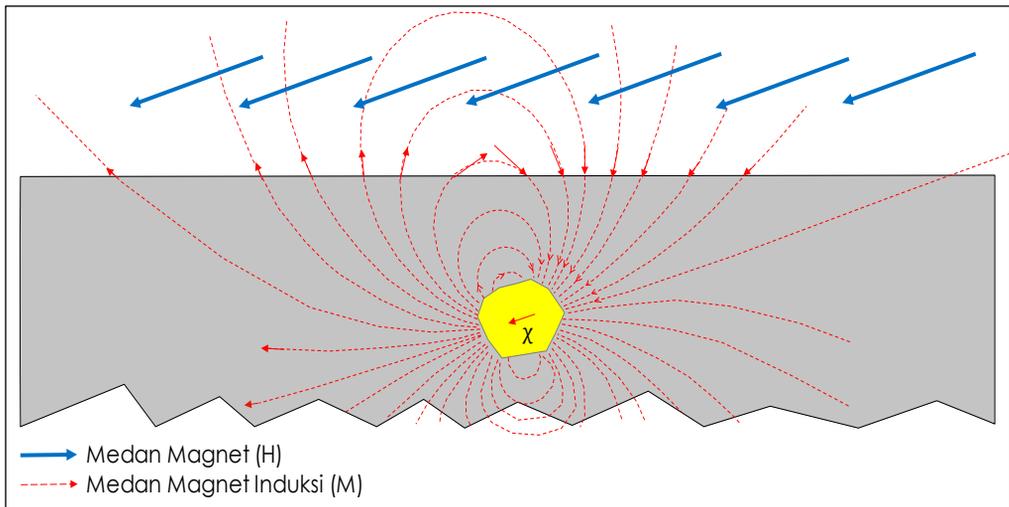
Apabila suatu gejala medan magnet tidak terjadi di ruang hampa, tetapi terjadi pada suatu benda atau objek, maka permeabilitas magnetik dari benda tersebut adalah μ . Permeabilitas magnetik yang disimbolkan dengan huruf Yunani " μ ", adalah ukuran

seberapa mudah medan magnet dapat melewati suatu media/benda sehingga dapat menjadi sebuah diagnosa tentang sifat fisik benda yang mencirikan tingkat magnetisme terinduksi dari benda apabila berada di suatu kawasan medan magnet (H).

$$B = \mu H \quad (4.7)$$

4.1.2 Permeabilitas Magnetik dan Suseptibilitas Magnetik

Bila suatu benda atau objek berada di area suatu medan magnet utama (H), maka pada benda atau objek tersebut akan terjadi proses induksi magnetik sehingga benda menjadi magnet yang memiliki medan magnet induksi (M). Proses ini disebut magnetisasi (Gambar 4.5). Berdasarkan peristiwa tersebut, dapat diuraikan nilai densitas medan magnet utama (H) dan nilai medan magnet induksi (M).



Gambar 4.5 Medan magnet bumi (panah biru) menginduksi batuan (warna kuning) di bawah permukaan yang memiliki suseptibilitas magnetik (χ) sehingga menghasilkan medan magnet magnetisasi (panah merah putus-putus)

Total densitas magnetik (B) pada peristiwa magnetisasi tersebut adalah hasil penjumlahan densitas magnetik dari medan magnet utama (B_H) dan medan magnetisasi benda (B_M).

$$B = B_M + B_H = \mu_0 M + \mu_0 H = \mu_0 (M + H) \quad (4.8)$$

Persamaan (4.8) dapat dibuat dalam bentuk sebagai berikut

$$B = \mu_0 H (1 + M/H) \quad (4.9)$$

dan

$$\chi = M/H \quad (4.10)$$

sehingga diperoleh

$$B = \mu_0(1 + \chi)H \quad (4.11)$$

Mensubstitusikan persamaan (4.7) ke dalam persamaan (4.11) menghasilkan

$$\mu = \mu_0 (1 + \chi) \quad (4.12)$$

Jika perbandingan permeabilitas magnetik benda (μ) terhadap permeabilitas magnetik ruang hampa (μ_0) adalah nilai permeabilitas magnetik relatif suatu benda (μ_r).

$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0}$, maka

$$\mu = \mu_0 \mu_r \quad (4.13)$$

Mensubstitusikan persamaan (4.12) ke dalam persamaan (4.13) menghasilkan

$$\mu_r = (1 + \chi) \quad (4.14)$$

Sehingga suseptibilitas magnetik benda dipenuhi dengan persamaan

$$\chi = \mu_r - 1 \quad (4.15)$$

keterangan:

μ_0 = permeabilitas magnetik di ruang hampa = $4\pi \cdot 10^{-7}$ Tesla.meter/ampere

μ = permeabilitas magnetik benda (Tesla. Meter/ampere)

μ_r = permeabilitas magnetik relatif benda (tidak memiliki satuan)

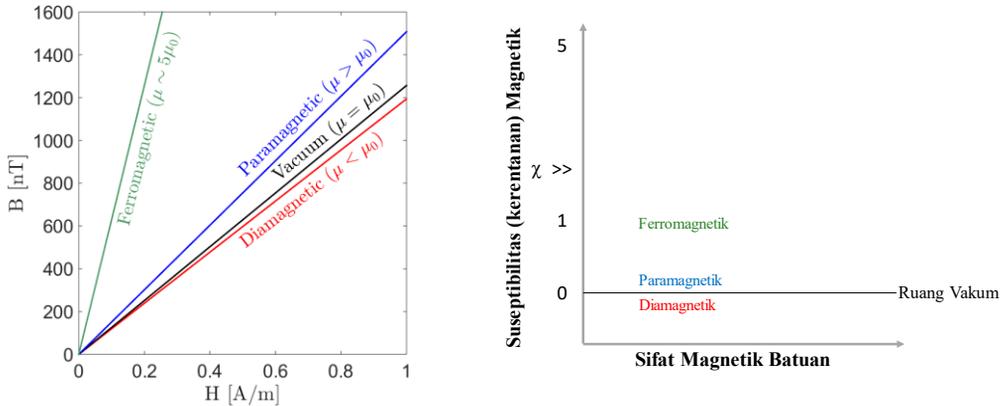
χ = Suseptibilitas magnetik benda (tanpa satuan).

4.2 Magnetisme Batuan

Sifat magnetik batuan secara umum dapat diklasifikasikan menjadi tiga kelas berdasarkan nilai permeabilitas magnetik relatif dan suseptibilitas magnetiknya seperti pada Gambar 4.6, yaitu:

- **Ferromagnetik**, dimiliki sebagian kecil batuan. Magnetisasi terinduksi paralel dengan medan luar (medan penginduksi) dan memiliki nilai yang sangat besar, dapat mencapai dua sampai lima kali lebih besar dari medan penginduksi sehingga **menambah nilai kerapatan fluks magnet batuan sangat besar**, permeabilitas relatif $\mu_r \gg 1$, suseptibilitas $\chi \gg 1$
- **Paramagnetik**, umumnya dimiliki sebagian besar batuan. Magnetisasi terinduksi paralel dengan medan luar (medan penginduksi) sehingga **menambah nilai kerapatan fluks magnet batuan**, permeabilitas relatif $\mu_r > 1$, suseptibilitas $\chi > 0$

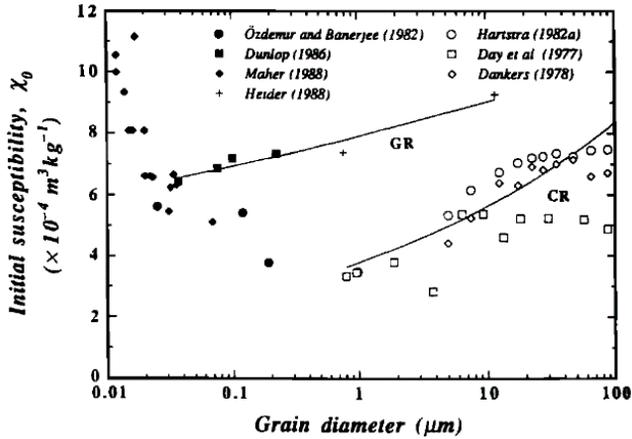
- **Diamagnetik**, permeabilitas magnetis $\mu < 1$, susceptibilitas $\chi < 0$, dalam kasus yang jarang terjadi. Magnetisasi terinduksi yang sangat kecil dapat terbentuk pada batuan yang memiliki arah medan berlawanan dengan medan penginduksi sehingga mengurangi kerapatan fluks magnet internal batuan



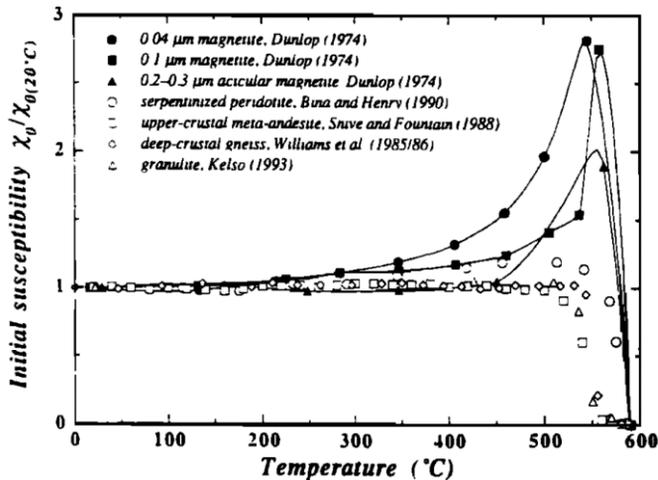
Gambar 4.6 Tipe jenis kemagnetan batuan berdasarkan nilai medan magnetik dan permeabilitas serta kerentanan magnetiknya

4.2.1 Faktor Utama Magnetisme Batuan

Suseptibilitas magnetik adalah penentu besar atau kecilnya kemagnetan batuan, dan semua batuan memiliki suseptibilitas magnetik yang dapat bernilai positif bagi material paramagnetik (batuan magnetik) dan bernilai negatif untuk material diamagnetik (batuan *non-magnetik*). Hunt dkk. (1995) menjelaskan bahwa ada tiga faktor utama yang dapat menentukan besar atau kecilnya gejala magnetisme pada batuan, yaitu ukuran besar butir batuan, temperatur lingkungan batuan, dan kandungan mineral di dalam batuan. Data hasil uji coba pada mineral magnetit dalam bentuk butiran hancuran (*Crushed Grains-CR*) yang disimbolkan warna hitam, dan kristal tumbuh (*Grown Crystal*) yang disimbolkan warna putih dan tanda plus (+), memperlihatkan nilai suseptibilitas magnetik (diwakili garis kurva pada grafik) yang meningkat seiring bertambahnya ukuran besar butir. Temperatur sangat memengaruhi kemagnetan batuan karena nilai suseptibilitas batuan magnetik mengalami penurunan nilai ketika memasuki temperatur *Curie*, temperatur tinggi yang menurunkan suseptibilitas batuan. Ada gejala khusus yang disebut "*Hopkinson Peak*" di beberapa batuan magnetik, yaitu adanya peningkatan nilai suseptibilitas yang cukup tinggi pada nilai temperatur sedikit di bawah temperatur *Curie*.



Gambar 4.7 Nilai seuptibilitas magnetik pada butiran hancuran (CR) dan kristal tumbuh berbanding lurus terhadap besar butir (Hunt et al., 1995)



Gambar 4.8 Suseptibilitas magnetik batuan mengalami penurunan nilai pada temperatur tinggi atau temperatur Curie (Hunt et al., 1995).

Gejala penurunan kekuatan magnetisme batuan akibat temperatur banyak terdapat di daerah lokasi panas bumi dan vulkanik. Panas dari larutan magma dan larutan hidrotermal dapat menimbulkan perubahan sifat fisis dan kimia batuan. Perubahan fisik ini antara lain adalah pada saat batuan mengalami pelapukan kimiawi dan alterasi oleh fluida hidrotermal, sifat kemagnetan batuan akan menurun atau bahkan hilang akibat terpapar oleh temperatur tinggi. Peristiwa ini disebut fenomena demagnetisasi batuan dan telah dikenal dipakai sebagai dasar pengetahuan dalam eksplorasi panas bumi pada saat ini.

Gejala magnetisme pada batuan menjadi karakter utama terutama bila dikaitkan dengan kandungan *iron-bearing minerals* pada batuan, mineral-mineral yang memiliki unsur besi (*Fe*). Mineral magnetik umumnya merupakan bagian dari kelompok mineral besi-titanium-oksida atau besi-sulfida (Tabel 4-1).

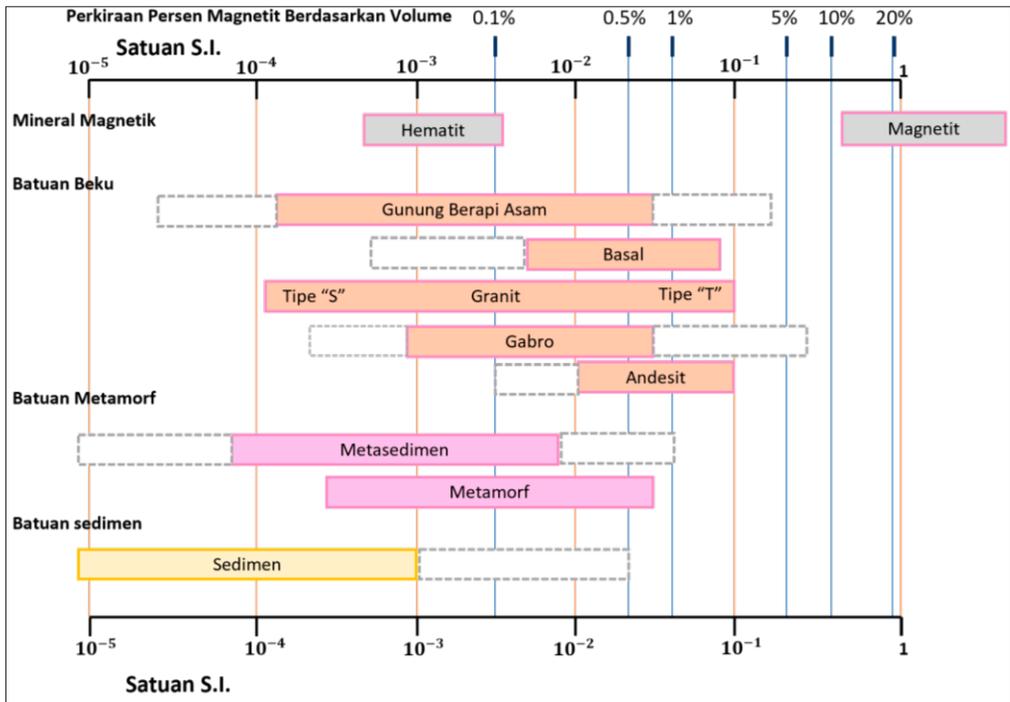
Tabel 4.1 Tabel suseptibilitas magnetik mineral terkait unsur Fe (Hunt et al., 1995)

Rock/Mineral	Chemical Formula	Density (10^3 kg m^{-3})	Volume k (10^{-6} SI)	Mass χ ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
Iron-Bearing Minerals				
garnets	$\text{A}_3\text{B}_2(\text{SiO}_4)_3$	3.90	2,700	69
illite	clay w/1.4% FeO, 4.7% Fe_2O_3	2.75	410	15
montmorillonite	clay w/ 2.8% FeO, 3.0% Fe_2O_3	2.50	330–350	13–14
biotites	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	3.00	1,500–2,900	52–98
siderite	FeCO_3	3.96	1,300–11,000	32–270
chromite	FeCr_2O_4	4.80	3,000–120,000	63–2,500
orthoferrosilite	FeSiO_3	4.00	3,700	92
orthopyroxenes	$(\text{Fe},\text{Mg})\text{SiO}_3$	3.59	1,500–1,800	43–50
fayalite	Fe_2SiO_4	4.39	5,500	130
olivines	$(\text{Fe},\text{Mg})_2\text{SiO}_4$	4.32	1,600	36
jacobsite	MnFe_2O_4	4.99	25,000	500
franklinites	$(\text{Zn},\text{Fe},\text{Mn})(\text{Fe},\text{Mn})_2\text{O}_4$	5.21	450,000	8,700
Iron Sulfides				
chalcopyrite	CuFeS_2	4.20	23–400	0.55–10
arsenopyrite	FeAsS	6.05	3,000	50
troilite	FeS	4.83	610–1,700	13–36
pyrrhotites	Fe_{1-x}S	4.62	460–1,400,000	10–30,000
pyrrhotite	$\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$	4.62	1,200	25
pyrrhotite	$\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$	4.62	1,700	38
pyrrhotite	Fe_9S_{10}	4.62	170,000	3,800
pyrrhotite	Fe_7S_8	4.62	3,200,000	69,000
pyrite	FeS_2	5.02	35–5,000	1–100
Iron-Titanium Oxides				
hematite	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	5.26	500–40,000	10–760
maghemite	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	4.90	2,000,000–2,500,000	40,000–50,000
ilmenite	FeTiO_3	4.72	2,200–3,800,000	46–80,000
magnetite	Fe_3O_4	5.18	1,000,000–5,700,000	20,000–110,000
titanomagnetite	$\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, $x=0.60$	4.98	130,000–620,000	2,500–12,000
titanomaghemite	$\text{Fe}_{(3-x)\text{R}}\text{Ti}_x\text{O}_4$, $\text{R}=8/[8+z(1+x)]$	4.99	2,800,000	57,000
ulvöspinel	Fe_2TiO_4	4.78	4,800	100
Other Iron-Bearing Minerals				
iron	Fe	7.87	3,900,000	50,000
goethite	$\alpha\text{-FeOOH}$	4.27	1,100–12,000	26–280
lepidocrocite	$\gamma\text{-FeOOH}$	4.18	1,700–2,900	40–70
limonite	$\text{FeOOH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$	4.20	2,800–3,100	66–74

4.2.2 Litologi dan Suseptibilitas/Kerentanan Magnetik

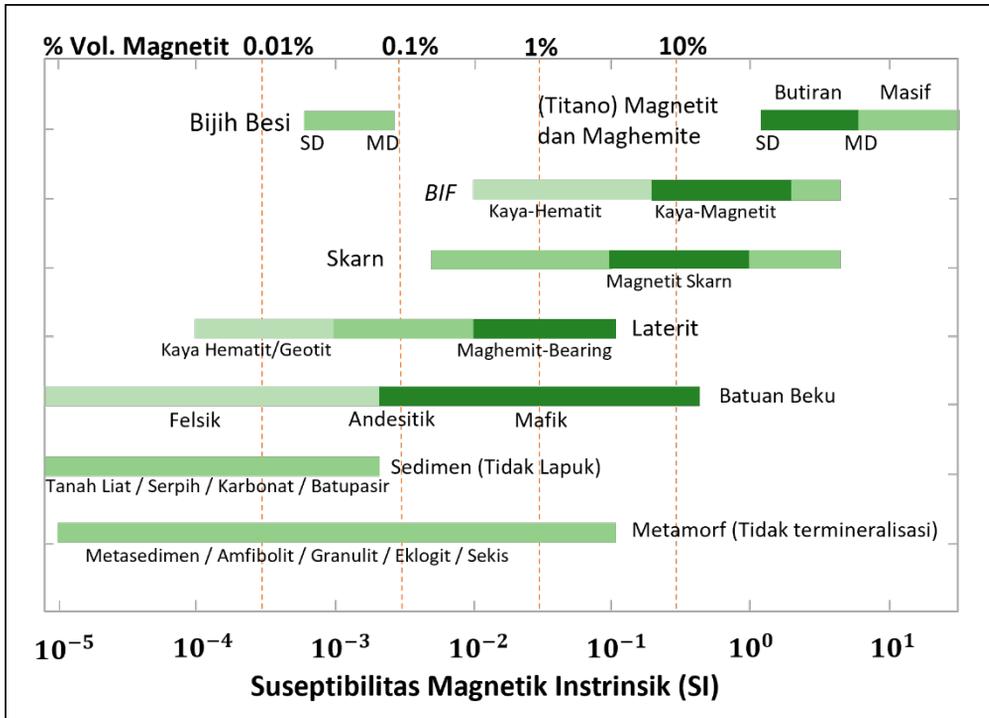
Kerentanan magnet batuan beku bergantung pada suhu, tekanan, dan komposisi magma induk. Parameter-parameter ini menentukan kelimpahan dan jenis *mineral yang memiliki unsur Fe* yang ada setelah magma mendingin. Batuan beku felsik secara umum dicirikan memiliki kandungan besi yang lebih rendah daripada batuan mafik (Gambar 4.9). **Kerentanan magnetik batuan sedimen** tergantung pada mineralogi bahan induknya, serta sejarah pelapukannya. Batulempung, batuserpih, batugamping, dan batupasir adalah batuan yang memiliki kerentanan magnetik yang buruk. *Banded-iron formations* (BIF) adalah kelas batuan sedimen yang dicirikan oleh lapisan rijang/serpih yang mengandung lapisan oksida besi dan silikat dengan magnetit/hematit yang berselang-seling dengan karakter sebaran lapisan secara lateral sangat panjang akibat

proses sedimentasi. Formasi batuan ini adalah salah satu jenis batuan yang memiliki kerentanan magnetik yang cukup baik. **Kerentanan magnetik batuan metamorf** bergantung pada derajat metamorfisme yang mengubah komposisi mineral batuan yang sudah ada sebelumnya dengan memasok panas, tekanan, dan fluida aktif secara kimiawi. Beberapa batuan diperkaya dengan magnetit dan pirhotit selama metamorfosis, membuatnya lebih *suseptibel secara magnetik*. Skarn dan vena termineralisasi sering menunjukkan kerentanan magnetik yang tinggi. Secara umum, batuan metamorf yang tidak demineralisasi menunjukkan berbagai nilai kerentanan magnetik yang variatif. Batuan tersebut, antara lain, metasedimen, amfibolit, granulit, eklogit dan sekis.



Gambar 4.9 Kerentanan magnetik pada jenis batuan berbeda (dibuat berdasarkan Clark dan Emerson, 1991)

Kerentanan magnetik batuan paramagnetik dan diamagnetik umumnya sangat kecil dan merupakan material yang terbanyak pada lapisan kerak bumi. Besar dan kecil nilai kerentanan magnet suatu batuan bergantung pada jenis dan kelimpahan mineral magnetik yang dikandungnya. Mineral magnetik umumnya merupakan bagian dari kelompok mineral besi-titanium-oksida atau besi-sulfida. Mineral magnetik terpenting dalam magnet batuan adalah magnetit, umumnya ditemukan pada batuan beku dan metamorf, dan terdapat setidaknya dalam jumlah kecil di sebagian besar sedimen. Clark dan Emerson 1991 memberikan kisaran nilai suseptibilitas magnetik untuk beberapa jenis batuan yang berbeda berdasarkan persentase kandungan volume mineral magnetit dalam batuan.

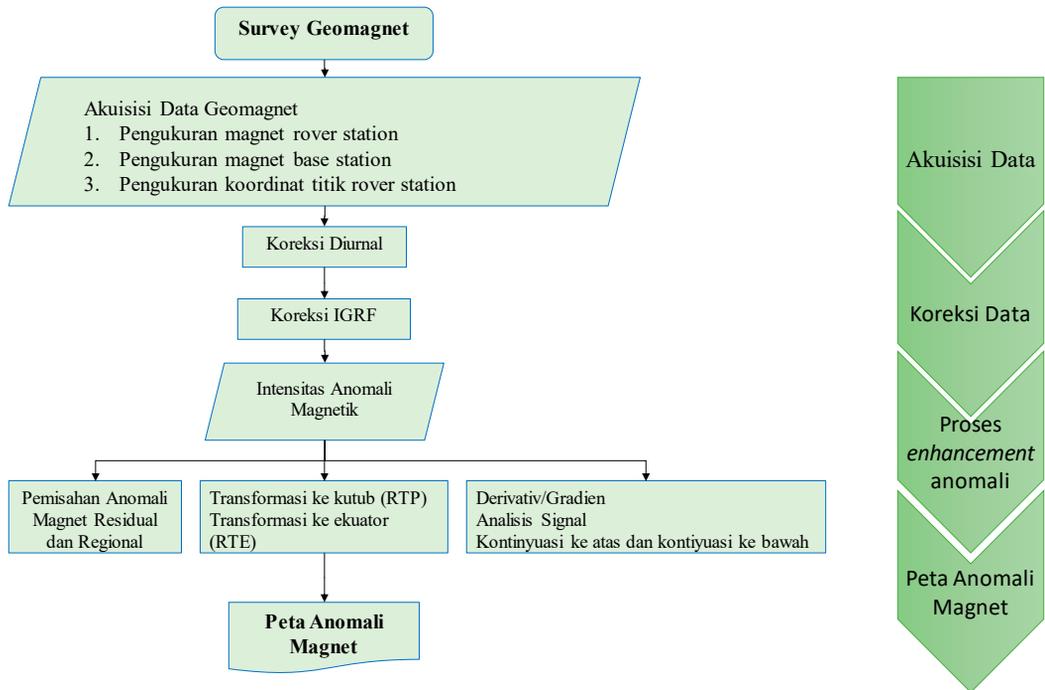


Gambar 4.10 Kerentanan magnetik pada jenis batuan yang terkait dengan persentase kandungan mineral magnetit (dibuat berdasarkan Clark dan Emerson, 1991)

Batuan dengan kandungan mineral magnetit yang banyak (diperlihatkan oleh garis merah vertikal merah yang menunjukkan persentase kandungan magnetit) memiliki nilai kerentanan magnetik yang paling tinggi. Hematit dan magnetit adalah mineral oksida besi, tetapi hanya mineral magnetit yang memiliki nilai kerentanan magnetik sangat tinggi. Batuan hasil proses mineralisasi seperti skarn dan BIF. Batuan beku mafik lebih tinggi kerentanan magnetiknya dibandingkan dengan batuan beku felsik. Batuan beku dan batuan metamorf cenderung memiliki kerentanan magnetik yang lebih tinggi dibandingkan batuan sedimen.

4.3 Survei Geomagnet

Secara umum survei geomagnet terdiri atas tiga tahapan penting, yaitu pengamatan (akuisisi) data geomagnet; pengolahan data geomagnet yang terdiri dari koreksi data; dan proses penajaman anomali magnetik dari hasil pengolahan data (Gambar 4.11).



Gambar 4.11 Diagram alir sederhana untuk kegiatan survei geomagnet

4.3.1 Akuisisi Data Geomagnet

Instrumen yang digunakan dalam kegiatan survei geomagnet adalah magnetometer yang memiliki kemampuan untuk mengukur besaran/nilai intensitas medan magnet total pada suatu daerah. Proses pengamatan medan magnet yang ideal memerlukan kondisi yang bebas dari gangguan benda-benda yang mudah termagnetisasi di sekitar instrumen. Akuisisi data geomagnet dilakukan dengan menggunakan minimal dua instrumen magnetometer. Satu instrumen digunakan untuk pengukuran *rover* yang mengukur nilai medan magnet bumi berdasarkan perbedaan posisi spasial, dan satu instrumen digunakan untuk mengukur nilai magnet *base station* (Gambar 4.12) pada posisi yang tetap. *Base station* merekam nilai magnet bumi berdasarkan perbedaan waktu di satu titik tetap dalam jangkauan sekitar area titik-titik pengukuran rover. Perekaman data magnet di *base station* diatur untuk interval waktu tertentu, misalnya setiap 10 menit di mana semakin kecil interval waktu akan semakin baik.



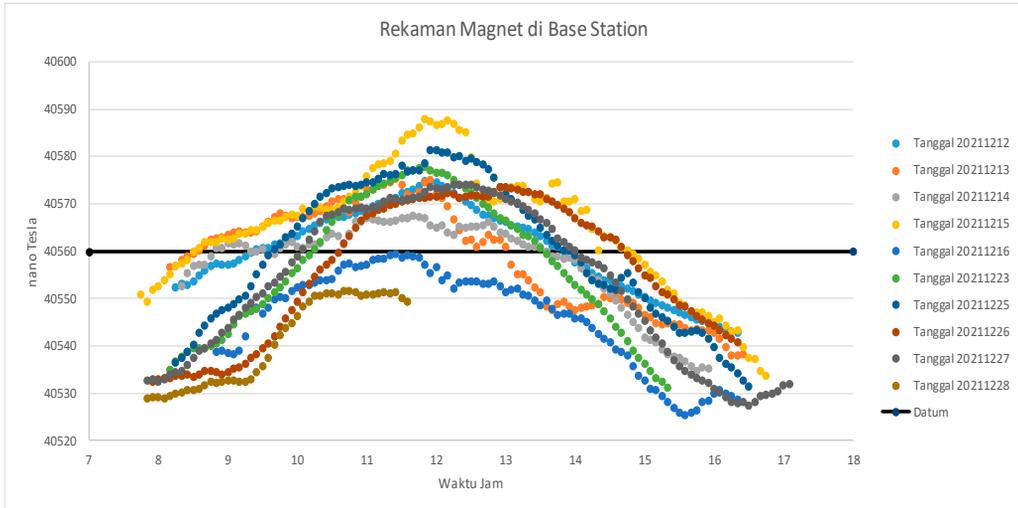
Gambar 4.12 Akuisisi data geomagnet memerlukan pengukuran medan geomagnet di *base station* (dokumentasi Lab. Eksplorasi Geologi Geotermal ITB di Gunung Tampomas, 2022)

4.3.2 Koreksi Data Geomagnet

Koreksi data hasil pengukuran geomagnet hanya terdiri atas dua jenis koreksi yaitu koreksi harian dan koreksi magnet global. Koreksi harian (koreksi diurnal) dilakukan untuk mengeliminasi atau menghilangkan gangguan akibat perubahan harian medan magnet terhadap data hasil pengukuran. Koreksi magnet global yaitu koreksi yang dilakukan terhadap pengaruh medan magnetik utama bumi atau medan magnetik global atau disebut sebagai *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)*.

4.3.2.1 Koreksi Diurnal

Hasil perekaman nilai magnet di *base station* memperlihatkan nilai medan magnet yang berubah terhadap waktu. Perubahan harian medan magnet paling utama disebabkan oleh gangguan matahari yang berkaitan dengan berubahnya besar dan arah sirkulasi arus listrik dalam lapisan ionosfer (Milsom, 2003). Radiasi ultraviolet matahari menyebabkan terjadinya ionisasi pada lapisan ionosfera, dan juga adanya elektron atau muatan yang terlepas dari matahari menimbulkan fluktuasi arus sehingga menjadi sumber medan magnet. Sifat variasi medan magnetik harian bersifat acak dan periodik berkisar pada nilai rata-rata 10-30 gamma.



Gambar 4.13 Data magnet pada *base station* digunakan dalam proses koreksi harian

Koreksi harian merupakan eliminasi penyimpangan nilai medan magnetik bumi terhadap datum, nilai acuan medan magnetik di titik *base station*, akibat adanya perbedaan waktu dan efek radiasi matahari dalam satu hari. Waktu yang dimaksudkan harus mengacu atau sesuai dengan waktu pengukuran data medan magnetik di setiap titik lokasi (stasiun pengukuran) yang akan dikoreksi. Apabila nilai variasi harian negatif, maka koreksi harian dilakukan dengan cara menambahkan nilai variasi harian yang terekam pada waktu tertentu terhadap data medan magnetik yang akan dikoreksi. Sebaliknya, apabila variasi harian bernilai positif, maka koreksinya dilakukan dengan cara mengurangi nilai variasi harian yang terekam pada waktu tertentu terhadap data medan magnetik yang akan dikoreksi. Koreksi ini dapat dituliskan dalam persamaan

$$H_{\text{corr}} = H_{\text{rover}} - \Delta H_{\text{diurnal}} \quad (4.16)$$

dengan:

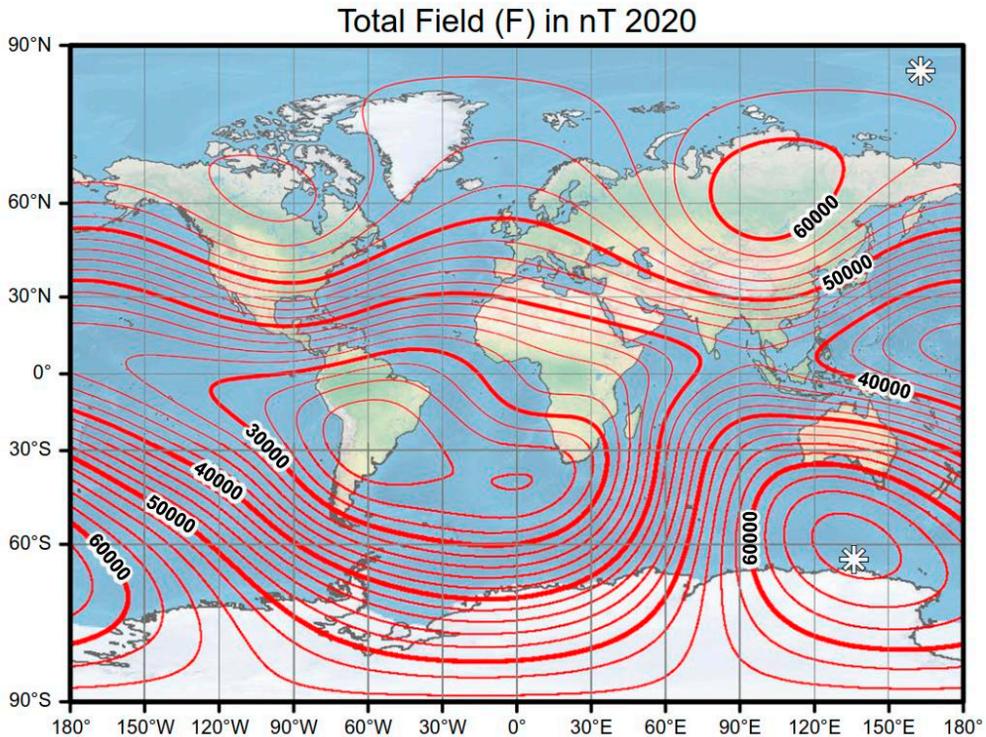
H_{corr} = Medan magnet terkoreksi

H_{rover} = Bacaan medan magnet di lapangan

$\Delta H_{\text{diurnal}}$ = Nilai koreksi diurnal

4.3.2.2 Koreksi IGRF

Data hasil pengukuran medan magnetik pada dasarnya adalah kontribusi dari tiga komponen dasar, yaitu medan magnetik utama bumi, medan magnetik luar dan medan anomali. Nilai medan magnetik utama tidak lain adalah nilai IGRF (Gambar 4.14). Jika nilai medan magnetik utama dihilangkan dengan koreksi harian, maka kontribusi medan magnetik utama dihilangkan dengan koreksi IGRF, yaitu dengan cara mengurangi nilai IGRF terhadap nilai intensitas medan magnetik total yang telah terkoreksi harian pada setiap titik pengukuran pada posisi geografis yang sesuai.



Gambar 4.14 Besaran nilai IGRF berdasarkan Alken dkk. (2021)

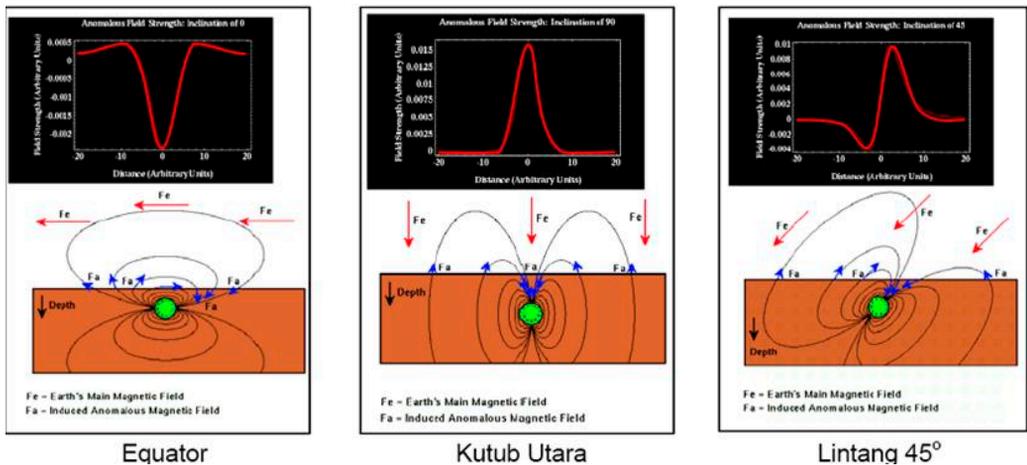
4.3.3 Transformasi Data Geomagnet

Hasil survei geomagnet berupa distribusi nilai medan magnet pada suatu area, yang kemudian dapat diproses berdasarkan perhitungan matematika atau ditransformasikan ke dalam format peta medan magnet tingkat lanjut. Secara umum metode magnetik dan gravitasi memiliki kesamaan, namun metode magnetik cenderung lebih kompleks. Magnet bersifat *dipole* (dwikutub) sehingga interpretasi hasil pengukuran anomali magnetik relatif lebih sulit jika dibandingkan dengan anomali gravitasi yang bersifat *monopole* (satu anomali satu pola nilai). Posisi horizontal anomali magnetik tidak berkorelasi langsung dengan posisi benda penyebab anomali tersebut, jika terdapat inklinasi vektor medan magnet bumi.

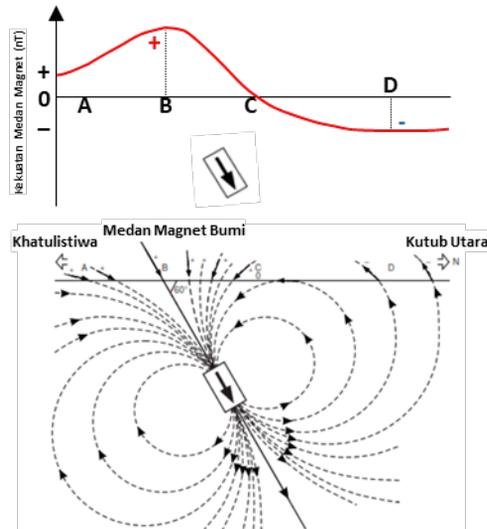
4.3.3.1 Reduksi ke Kutub dan Ekuator

Proses untuk memudahkan interpretasi data magnetik dwikutub agar menghasilkan pola anomali yang bersifat seperti ekakutub, dilakukan dengan mentransformasi data seolah-olah berada di kutub utara magnetik (inklinasi = 90°) dan juga seolah-olah di ekuator magnetik (inklinasi = 0°). Proses ini dikenal dengan istilah *reduce to pole* atau reduksi ke kutub yang disingkat sebagai RTP dan *reduce to equator*. RTP memiliki pola nilai yang positif sebagai respons dari anomali magnetik, sedangkan RTE memiliki pola sebaliknya. Prinsip reduksi ke kutub dan ke ekuator adalah perkalian anomali magnetik dengan fungsi transfer filter pada ranah frekuensi. Untuk daerah yang memiliki posisi dekat

dengan ekuator magnetik, reduksi ke ekuator relatif lebih stabil jika dibandingkan dengan reduksi ke kutub. Jadi, secara sederhana dapat disimpulkan bahwa dalam penginterpretasian data magnetik diperlukan pereduksian tersebut. Hal ini diperlukan karena suatu material di bumi akan merespons semua medan magnet yang ada, baik positif maupun negatif. Respons anomali magnetik yang berasal dari objek yang sama tetapi berada di tiga lintang yang berbeda yaitu di ekuator, kutub utara, dan nilai lintang 45° diperlihatkan pada Gambar 4.15. Tanpa pereduksian ke salah satu kutub, akan muncul suatu data yang lebih rumit untuk diinterpretasi. Gambar 4.16 menunjukkan respons suatu material di lintang 60° .



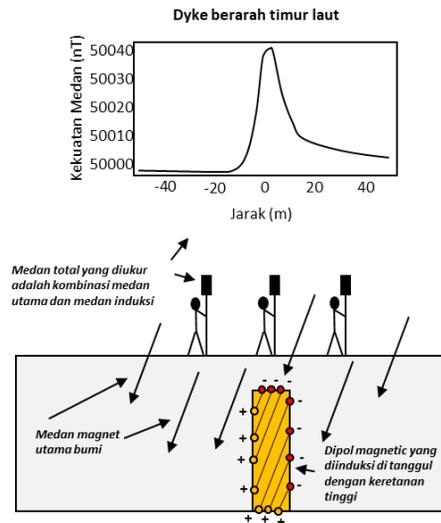
Gambar 4.15 Respons magnetik dari objek bawah permukaan terhadap variasi inklinasi (von Frese, 2003)



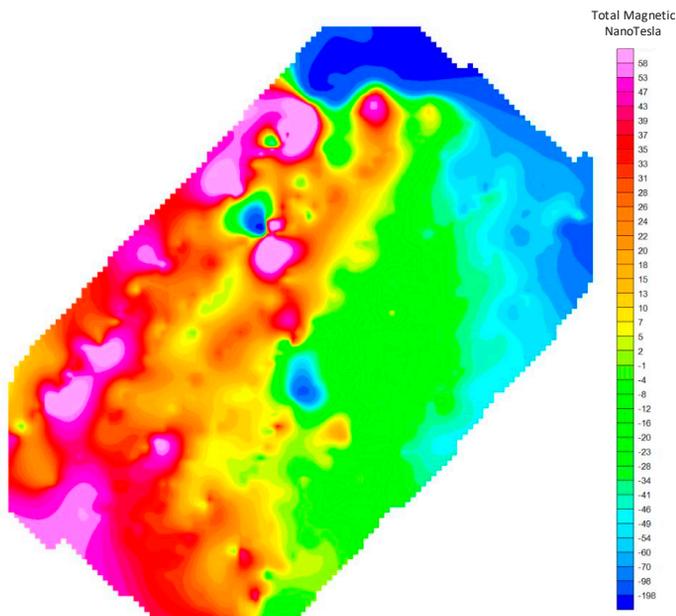
Gambar 4.16 Respons magnetik terhadap variasi inklinasi 60° (dibuat berdasarkan Reynolds, 1997)

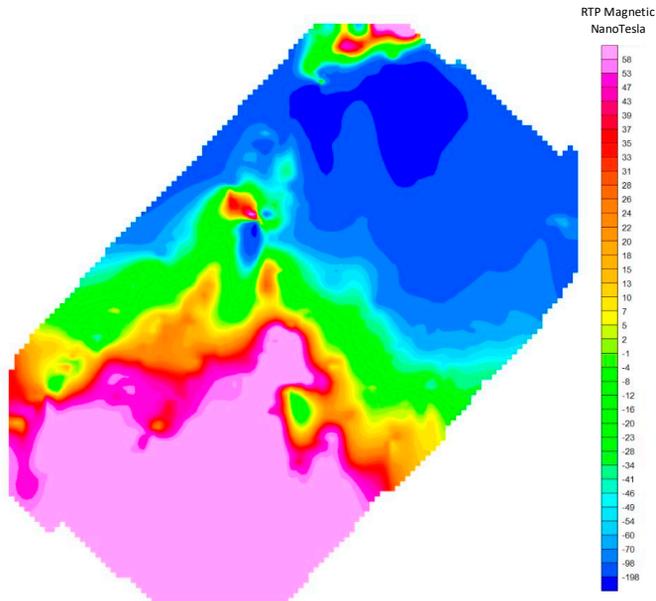
Gambar prisma dengan tanda panah di atas mengilustrasikan suatu benda di dalam bumi yang letaknya membentuk sudut terhadap kutub utara. Ini berarti benda tersebut tidak tepat di kutub. Kurva pada gambar di bawahnya merupakan respons magnetik dari

benda tersebut. Kurva ini apabila dibuat suatu kontur akan menimbulkan dua "bull's eye" padahal bendanya sama. Hal ini bisa menyebabkan kesulitan pada saat menginterpretasi. Untuk menghilangkan efek dwikutub ini diperlukan suatu metode yang disebut RTP. Secara sederhana metode ini berarti membuat seolah-olah pengukuran dilakukan di daerah kutub, di mana puncak hasil anomalnya tepat di atas benda penyebabnya. Seperti terlihat pada Gambar 4.17, anomali di kutub cenderung lebih mudah diinterpretasi, mengingat efek magnetik mengindikasikan anomali tepat di bawahnya. Setelah data magnetik diolah dan dilakukan proses RTP, maka interpretasinya dapat dilakukan seperti menginterpretasi data gravitasi.



Gambar 4.17 Respons magnetik model geologi dyke (von Frese, 2003)





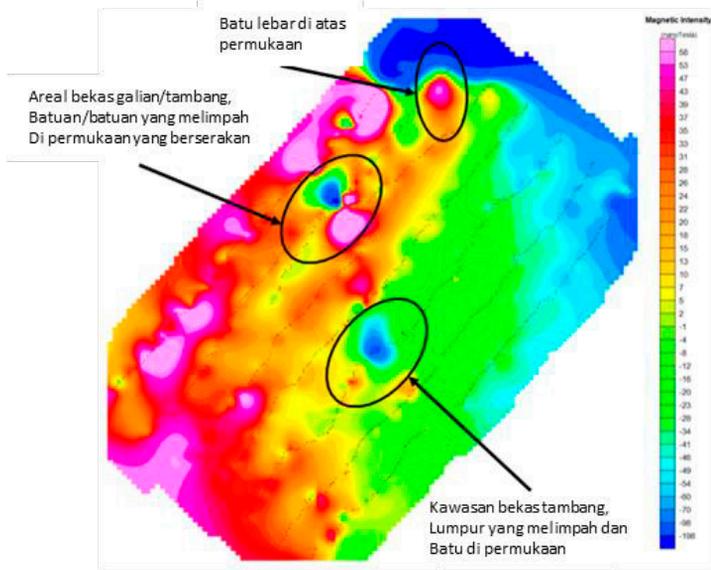
Gambar 4.18 Perbandingan nilai magnetik sebelum dan setelah dilakukan proses RTP

4.4 Interpretasi Data Geomagnet

Interpretasi data geomagnet tidak berbeda dengan data gravitasi karena berada dalam domain data medan potensial. Interpretasi awal dan cepat dapat dilakukan secara kualitatif pada peta anomali magnetik, dan untuk interpretasi yang lebih lanjut dan rinci, model bawah permukaan dapat dibuat dengan menggunakan perhitungan matematis berupa pemodelan menggunakan perhitungan pemodelan inversi.

4.4.1 Pemisahan Anomali Residual dan Regional

Metode pemisahan anomali regional dan residual diterapkan pada data geomagnet sama seperti pada data gravitasi, hanya saja data geomagnet harus melewati proses transformasi RTP terlebih dahulu. Interpretasi kualitatif dalam bentuk anomali dipol juga harus dilakukan, terutama sebelum dilakukan langkah-langkah transformasi data lainnya untuk melihat kualitas data dan kualitas anomali geomagnet yang terdapat di peta Geomagnet. Beberapa anomali dwikutub yang kuat dan kecil (frekuensi tinggi) biasanya muncul di lokasi di mana terdapat aktivitas pertambangan, sisa bangunan, atau bongkah-bongkah batuan yang cukup besar yang ada di permukaan yang memiliki konsentrasi unsur *Fe* cukup tinggi dibandingkan lingkungan sekitarnya (Gambar 4.19). Beberapa panduan tentang interpretasi kualitatif pada data geomagnet disajikan pada Tabel 4.2.



Gambar 4.19 Interpretasi kualitatif terhadap data magnetik dalam pola dwikutub

Tabel 4.2 Panduan interpretasi kualitatif data magnetik

Terapan	Karakter nilai Magnetik	Interpretasi
Segmen profil-lintasan, dan/atau area pada peta	Anomali tenang, tidak bersifat eratik, tidak banyak terlihat/muncul	Batuan bersuseptibilitas rendah tersebar/berada di dekat permukaan
	Anomali bersifat eratik, terlihat seperti banyak noise	Batuan bersuseptibilitas tinggi berada di dekat permukaan
Anomali	Panjang Gelombang = Pendek	Fitur dekat permukaan
	Panjang Gelombang = Panjang	Fitur dalam yang menghampar
	Amplitudo	Indikasi dari Intesitas magnetisasi
Profile	Bentuk dan Struktur anomali	Mengindikasikan kemungkinan dip dan arah dip
		Magnetisasi terimbas diindikasikan oleh negatif di utara dan positif di selatan (utk daerah utara), dan kebalikannya untuk di daerah selatan. Bila terjadi di luar hal tersebut berarti ada/hadi magnetisasi remanen yang sangat signifikan atau mengagumkan
Profil Lintasan dan Peta	Gradien Nilai Magnetik	Kontras suseptibilitas, dan/atau magnetisasi atau arah magnetisasi
Peta	Anomali bersifat linier	kemungkinan indikasi strike/jurus dari fitur magnetik
	Dislokasi kontur	lateral offset akibat adanya sesar/fault
	Interval kontur yang meluas/melebar	sesar normal atau downthrow

4.4.2 Gradien dan Sinyal Analisis

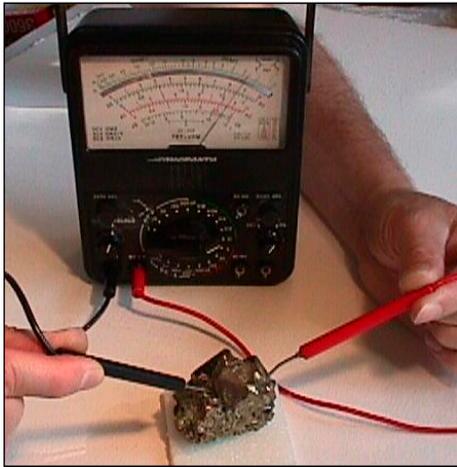
Aplikasi teknik derivatif atau gradien pada data geomagnet tidak jauh berbeda dengan data gravitasi. Penerapan teknik derivatif memiliki tujuan mendapat batas-batas anomali serta lokasi sumber anomalnya. Analisis perbandingan perbedaan nilai magnetik terhadap perbedaan posisinya, atau dalam arti fisisnya adalah perubahan nilai medan magnet terhadap perubahan ruang spasial. Penting untuk diingat bahwa teknik derivatif adalah penajaman anomali yang sangat bergantung pada frekuensi anomali, semakin tinggi nilai frekuensi anomali maka akan semakin meningkatkan nilai derivatifnya,

sehingga perlu proses analisis sebelum diterapkan. Penentuan target anomali yang hendak dipertajam harus mengerucut ke arah apakah anomali berasal dari objek di kedalaman dangkal atau objek di kedalaman yang besar. Proses derivatif meningkatkan kemunculan adanya anomali medan magnet. Sinyal analitik adalah akar kuadrat dari jumlah kuadrat turunan dalam arah x , y , dan z . Sinyal analitik berguna dalam menemukan tepi badan sumber magnetik, di mana remanen dan/atau lintang magnetik rendah mempersulit interpretasi.

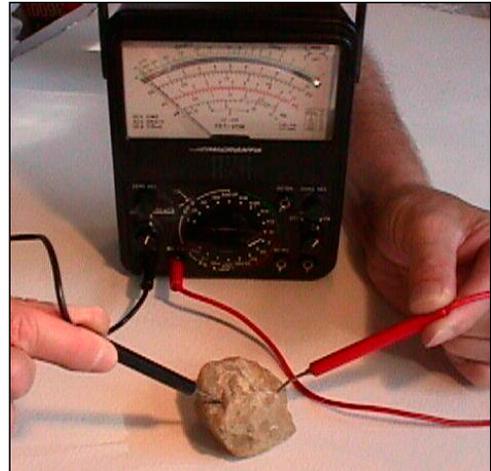
Bab 5 Geolistrik Arus Searah DC (Geolistrik DC)

Geolistrik DC adalah sebuah metode dalam ilmu geofisika yang digunakan untuk penyelidikan dan eksplorasi penyelidikan objek geologi di bawah permukaan berdasarkan sifat kelistrikan batuan. Sifat fisika tersebut berupa resistivitas dan chargeabilitas dari batuan tersebut (Gambar 5.1), sehingga efektivitas metode ini bergantung pada kontras nilai resistivitas elektrik dan chargeabilitas dari batuan atau lapisan bawah permukaan.

Pyrite



Sandstone



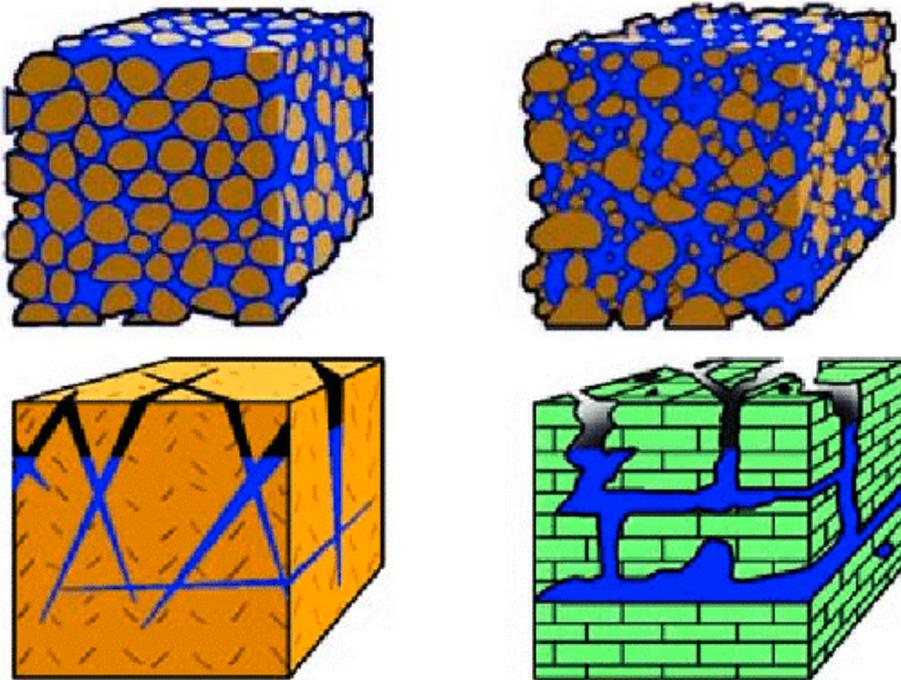
Gambar 5.1 Dua jenis batuan yang berbeda memiliki sifat kelistrikan yang juga berbeda (SEG, 1998)

Prinsip metode geolistrik DC adalah menginjeksikan arus ke dalam bumi, kemudian mengukur nilai beda potensial pada titik-titik tertentu, ketika arus sedang diinjeksi atau setelah arus injeksi dihentikan. Nilai beda potensial yang terukur bergantung pada sifat kelistrikan batuan atau lapisan bawah permukaan, dalam hal ini adalah sifat resistivitas/hambatan jenis dan chargeabilitas. Metode geolistrik sudah dikembangkan sejak awal tahun 1900-an tetapi pemanfaatannya secara intensif baru mulai tahun 1970-an. Pengembangan dan aplikasi metode geolistrik didukung oleh perkembangan teknologi yang pesat, baik dalam aspek perangkat keras (instrumen pengukuran) maupun perangkat lunak pemodelan.

5.1 Resistivitas Batuan

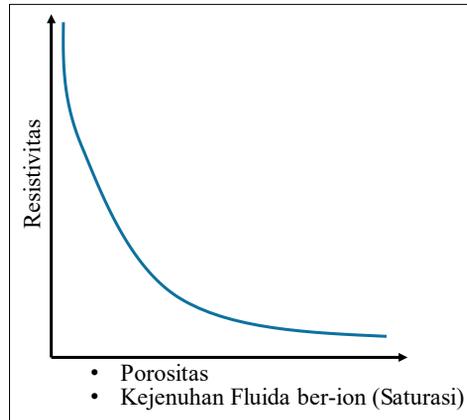
Umumnya mineral pembentuk batuan memiliki karakter isolator, yaitu sulit mengalirkan arus listrik. Proses geologi yang terjadi pada batuan dapat menghadirkan ruang pori di dalam batuan yang disebut **porositas**, baik yang terbentuk pada saat batuan terbentuk seperti pada batuan sedimen maupun yang terbentuk setelah batuan terbentuk, seperti *fracture* dan *crack*, pada granit atau seperti pelarutan pada batuan karbonat. Ruang pori

yang terbentuk dalam tubuh batuan akan terisi oleh fluida yang berasal dari proses presipitasi air meteorik yang menginfiltrasi permukaan bumi dan juga dapat terisi oleh fluida air tanah yang terdapat di dalam lapisan batuan. Proses kimiawi alam pada unsur-unsur mineral dalam batuan yang mudah menjadi ion dan mudah terlarut ke dalam fluida menjadikan fluida mengandung ion-ion. Fluida ber-ion di ruang pori batuan memiliki nilai resistivitas yang lebih rendah dibandingkan dengan kebanyakan mineral penyusun batuan sehingga arus listrik akan lebih mudah mengalir melalui ruang pori tersebut.



Gambar 5.2 Ruang pori yang terdapat dalam tubuh batuan terisi oleh fluida ber-ion yang menjadi media pengalir arus listrik di dalam batuan

Berdasarkan hal tersebut secara umum porositas batuan memiliki hubungan nilai yang berbanding terbalik terhadap nilai resistivitasnya. Porositas memiliki peran yang penting dalam menurunkan nilai resistivitas karena adanya fluida ber-ion, sehingga semakin besar nilai porositas batuan maka akan semakin kecil nilai resistivitas batuan tersebut. Tingkat kejenuhan (saturasi) fluida ber-ion juga sangat menentukan nilai resistivitas batuan. Di dalam proses geologi sering terjadi sebagian atau bahkan keseluruhan porositas batuan terisi oleh fluida gas atau udara yang memiliki sifat sulit untuk mengalirkan arus listrik. Oleh karena itu, semakin banyak porositas terisi oleh fluida ber-ion, semakin tinggi nilai saturasinya, maka semakin rendah nilai resistivitasnya.



Gambar 5.3 Hubungan antara resistivitas, porositas, dan saturasi fluida air

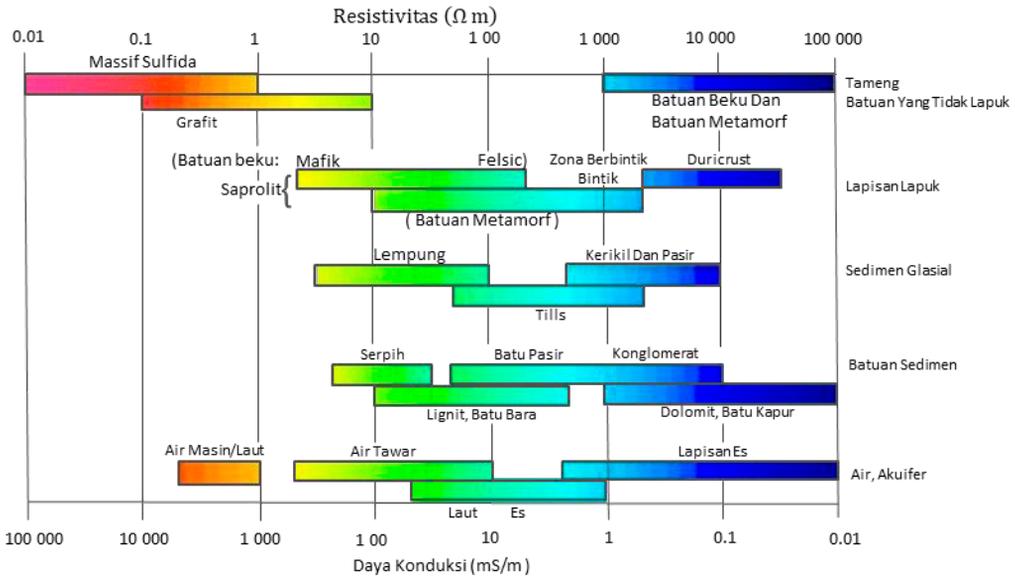
Palaky (1987) menjelaskan batuan beku dan batuan metamorf merupakan batuan kristalin dengan karakter tanpa porositas alami sehingga memiliki nilai resistivitas yang sangat tinggi bila dibandingkan dengan batuan sedimen (Gambar 5.3). Proses pelapukan pada batuan kristalin menghadirkan celah-celah rekahan pada tubuh batuan, dan terjadi proses gradasi ukuran butir batuan menjadi lebih kecil atau lebih halus yang selanjutnya menciptakan porositas yang dapat terisi oleh fluida. Hal ini menjadikan nilai resistivitas akan semakin mengecil seiring tingginya tingkat pelapukan yang terjadi. Komposisi mineral mafik pada batuan beku yang mengalami pelapukan juga menjadi faktor utama yang menurunkan nilai resistivitas batuan seperti pada lapisan saprolit yang berasal dari batuan beku mafik dibandingkan dengan batuan beku felsik.

Deposit mineral porfiri tertentu yang memiliki karakter kristal mineral yang konduktif seperti pada batuan yang mengandung bijih oksida logam (contoh: magnetit, ilmenit, hematit *specular*), logam-sulfida (contoh: pirit, pirhotit, galena), dan logam murni seri Au-Ag-Cu (emas-perak-tembaga) menjadikan arus lebih mudah mengalir pada jaringan mineral tersebut dibandingkan dengan ruang pori, sehingga nilai resistivitas pada batuan ini akan bernilai rendah dibandingkan dengan batuan sekitarnya.

Batuan sedimen merupakan batuan yang memiliki nilai resistivitas paling kecil dibandingkan dengan batuan beku dan batuan metamorf karena faktor porositas dan saturasi fluidanya. Porositas batuan sedimen sangat dipengaruhi oleh ukuran butir dan keseragaman butir fragmen penyusun batuan. Ukuran butir batuan yang semakin halus dan seragam menyediakan porositas yang lebih baik dibandingkan dengan ukuran butir yang kasar dan besar sehingga nilai resistivitas akan semakin mengecil.

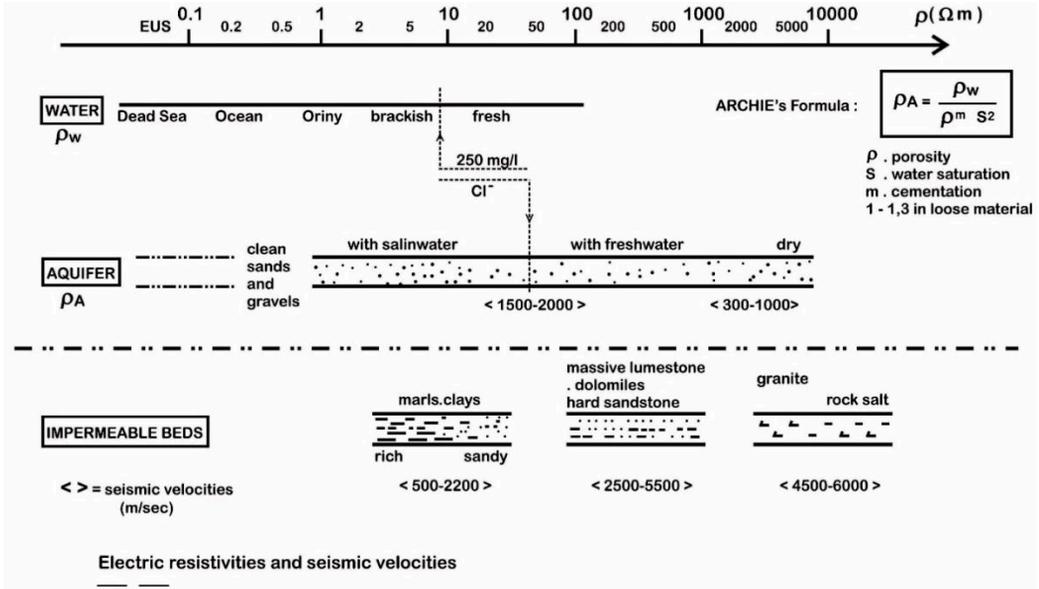
Sedimen lempung memiliki nilai resistivitas yang kecil karena ukuran butir yang halus menciptakan porositas yang baik dan saturasi fluida yang tinggi dibandingkan dengan sedimen pasir dan sedimen *gravel*. Karakter butir halus dan saturasi tinggi menjadikan sedimen lempung sebagai material lunak yang sering digunakan sebagai

indikasi lapisan yang gampang terdeformasi dan mengakomodir pergerakan tanah pada daerah bertopografi miring.



Gambar 5.4 Variasi nilai resistivitas batuan (modifikasi dari Palacky, 1987)

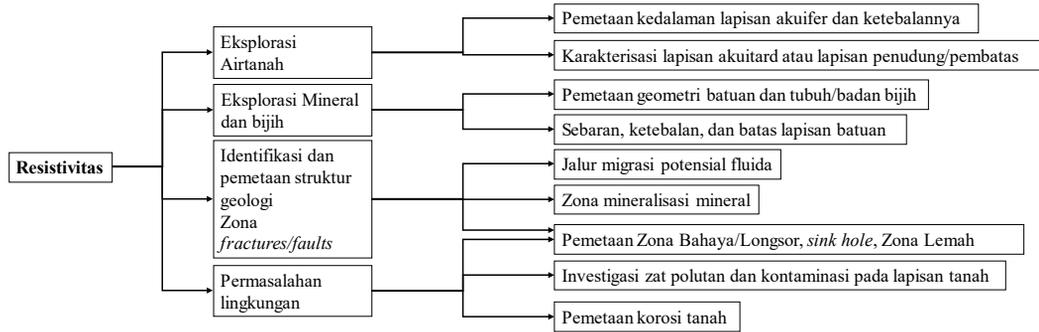
Beberapa gejala fluida khusus pada porositas batuan, seperti fluida ber-ion dengan konsentrasi tinggi, fluida nonpolar, dan fluida isolator juga sangat menentukan nilai resistivitas batuan secara signifikan. Di dalam ruang pori batuan, konsentrasi ion terlarut dalam fluida menjadi faktor utama penentu nilai resistivitas batuan, semakin tinggi konsentrasi ion terlarut maka akan semakin kecil nilai resistivitasnya. Air laut memiliki nilai resistivitas yang paling kecil (kurang dari 1 ohm.meter) di bawah nilai resistivitas lempung dan air tawar karena sifat konduktivitas air laut yang tinggi seperti konduktivitas mineral logam. Lapisan batuan yang mengandung air laut ataupun air formasi dengan salinitas tinggi dapat terdeteksi dengan mudah melalui nilai resistivitasnya yang unik. Larutan ionik pada aktivitas industri seperti asam sulfat atau larutan ionik lainnya yang masuk ke dalam tanah dan batuan akan sangat mudah terdeteksi dengan metode geolistrik. Fluida nonpolar seperti hidrokarbon dalam bentuk minyak bumi merupakan zat yang tidak dapat menghantarkan arus listrik seperti udara, bersifat isolator, sehingga bila fluida tersebut mengisi porositas batuan akan menyebabkan nilai resistivitas batuan menjadi sangat tinggi.



Gambar 5.5 Hubungan nilai resistivitas air dan akuifer (Flathe, 1979)

Berdasarkan penjelasan di atas, dapat diketahui bahwa beberapa faktor yang dapat menentukan nilai resistivitas batuan antara lain: porositas dalam bentuk rekahan atau pori-pori batuan; kejenuhan pori-pori batuan yang terisi oleh fluida air, udara, atau gas; kandungan dan saturasi fluida hidrokarbon; salinitas atau kandungan *Total Dissolved Solid* (TDS); komposisi kandungan mineral lempung, kandungan mineral logam sulfida, temperatur fluida dalam batuan; dan resistivitas intrinsik dari mineral penyusun batuan.

Berdasarkan faktor-faktor tersebut metode geolistrik resistivitas DC banyak digunakan dalam kegiatan eksplorasi geologi terutama dalam kegiatan: pemetaan kedalaman dan ketebalan akuifer; karakterisasi akuitard atau lapisan pembatas akuifer; investigasi keberadaan struktur geologi; zona rekahan/patahan; eksplorasi mineral dan bijih; serta beberapa isu sensitif dan masalah lingkungan, seperti pencemaran bahan kimia terlarut, intrusi air laut, dan korosi tanah.

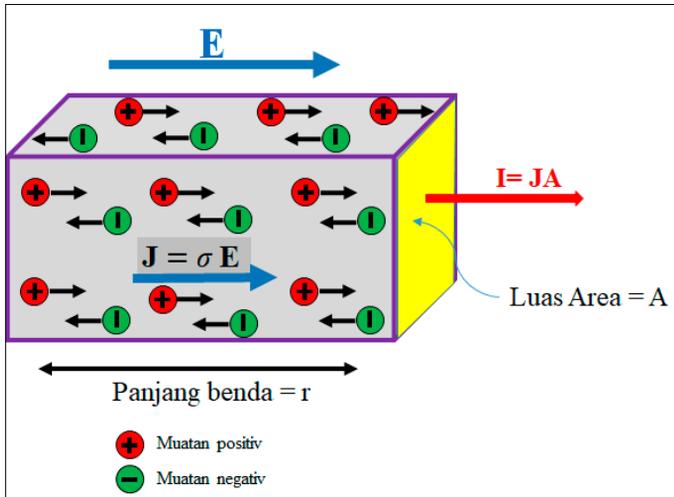


Gambar 5.6 Berbagai macam penerapan metode geolistrik resistivitas DC dalam eksplorasi geologi

Eksplorasi air tanah sangat umum menggunakan metode geolistrik resistivitas DC karena nilai resistivitas batuan bawah sangat sensitif terhadap porositas batuan dan keberadaan fluida dalam batuan (hukum Archie). Karakteristik lapisan batuan yang mudah atau sulit menyimpan air pada porositasnya merupakan acuan awal dalam eksplorasi potensi air tanah. Nilai resistivitas batuan berbanding terbalik dengan porositas batuan. Resistivitas yang rendah berasosiasi dengan porositas yang baik dan mengandung fluida air di dalam batuan tersebut. Sebaliknya, nilai resistivitas tinggi berasosiasi dengan porositas yang buruk atau tanpa porositas.

5.2 Resistivitas DC

Hukum Ohm menyatakan bahwa jika pada suatu material diberikan medan listrik E , maka akan terjadi gejala gaya Coulomb yang menyebabkan muatan listrik di dalam material bergerak dan berpindah, muatan positif bergerak searah medan E dan muatan negatif bergerak melawan arah medan E . Kelancaran perpindahan muatan listrik di dalam material bergantung pada nilai konduktivitas elektrik material. Konduktivitas elektrik material (σ) adalah rasio atau nilai perbandingan antara Densitas arus (J) dalam material terhadap Medan listrik (E) yang bekerja.



Gambar 5.7 Kemampuan benda yang memiliki panjang r dan luas A untuk mengalirkan muatan listrik ketika ada medan listrik.

$$\sigma = \frac{J}{E} \quad (5.1)$$

resistivitas elektrik material (ρ) adalah nilai kebalikan dari konduktivitas

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad (5.2)$$

Densitas arus (J) adalah banyaknya arus (I) yang mengalir pada satuan luas (A)

$$J = \frac{I}{A} \quad (5.3)$$

Berdasarkan penurunan hukum Coulomb didapat bahwa

$$E = \frac{Q}{4\pi\epsilon_0 r^2} \quad (5.4)$$

$$V = \frac{Q}{4\pi\epsilon_0 r} \quad (5.5)$$

Keterangan

E = Medan listrik (Newton/Coulomb)

V = Potensial listrik (Volt)

Q = muatan listrik (Coulomb)

r = jarak dari muatan (meter)

ϵ_0 = Permittivitas ruang hampa = $8,854 \times 10^{-12}$ farads/meter

Maka

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{E}{J} = \frac{V/r}{I/A} = \frac{V.A}{I.r} \quad (5.6)$$

Di dalam rangkaian listrik, hukum Ohm mengatakan bahwa perbandingan nilai potensial listrik (V) terhadap arus listrik (I) adalah resistansi listrik (R) dengan satuan ohm.

$$\frac{V}{I} = R \quad (5.7)$$

Maka resistivitas elektrik pada benda dengan panjang r dan luas penampang alirnya adalah A menjadi

$$\rho = R \frac{A}{r} \quad (5.8)$$

ρ = resistivitas benda (ohm.meter)

R = resistansi benda (ohm)

A = luas benda (m^2)

r = panjang benda (m)

Prinsip dasar Geolistrik DC adalah menginjeksikan arus listrik (I) ke dalam bumi pada titik-titik tertentu dan mengukur beda potensial listrik (V). Nilai beda potensial yang diukur tergantung pada sifat listrik lapisan atau batuan bawah permukaan. Pada kasus medium homogen isotropik setengah ruang, resistivitas yang terukur merupakan resistivitas medium yang sebenarnya. Pada kenyataannya bumi terdiri dari lapisan-lapisan dengan variasi resistivitas, baik secara lateral maupun vertikal, sehingga potensial yang

terukur dipengaruhi lapisan-lapisan tersebut. Harga resistivitas yang terukur bukan merupakan harga resistivitas sebenarnya dan didefinisikan sebagai resistivitas semu (*apparent resistivity*). Untuk jarak antar elektroda arus dan potensial yang relatif dekat, maka hasil pengukuran mengandung informasi mengenai resistivitas yang dekat permukaan atau dangkal. Sebaliknya, semakin lebar jarak elektroda, maka informasi yang diperoleh menggambarkan kondisi pada kedalaman yang lebih jauh dari permukaan. Apabila arus tunggal I diinjeksikan (Gambar 5.8) ke dalam bumi yang homogen isotropik dengan konduktivitas σ ($1/\rho$) dan permukaan yang dilalui arus I merupakan ruang setengah bola ($2\pi r^2$), maka potensial di suatu titik yang berjarak r dari sumber arus tunggal adalah:

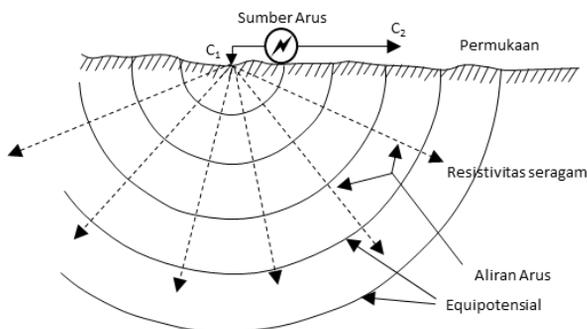
$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (5.9)$$

atau

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (5.10)$$

keterangan:

- V : potensial arus listrik (volt)
- I : arus listrik (ampere)
- ρ : tahanan-jenis batuan (ohm meter)
- r : jarak antara satu titik dengan sumber (meter)



Gambar 5.8 Arus tunggal di permukaan homogen isotropik (dibuat berdasarkan Telford, 1976)

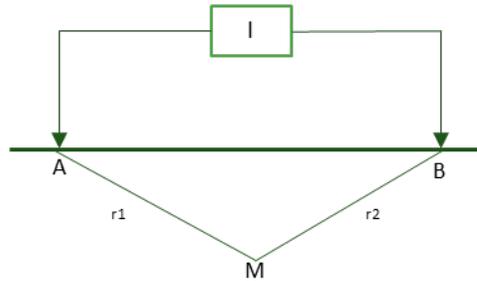
Persamaan (5.9) dapat diperluas untuk dua elektroda arus yang ditempatkan di permukaan bumi dengan jarak tertentu antara dua elektroda tersebut terbatas. Potensial pada titik-titik di permukaan dipengaruhi oleh kedua elektroda arus tersebut (Gambar 5.9). Besarnya potensial di titik M merupakan superposisi/penjumlahan potensial akibat kedua elektroda arus, sehingga persamaan potensialnya dapat ditulis:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (5.11)$$

Keterangan:

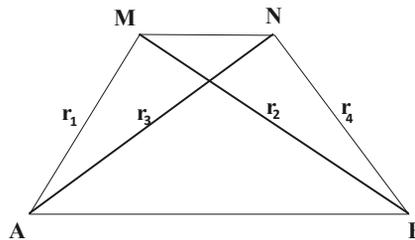
r_1 = jarak titik M dengan elektroda arus + (A)

r_2 = jarak titik M dengan elektroda arus - (B)



Gambar 5.9 Potensial dua elektroda arus pada satu titik.

Pada umumnya, metode geolistrik resistivitas DC, mengukur beda potensial antara dua titik elektroda potensial ketika ada injeksi dua elektroda arus (Gambar 5.10).



Gambar 5.10 Dua elektroda arus (A dan B) dengan dua elektroda potensial (M dan N)

Jika A dan B adalah elektroda arus C_1 dan C_2 , sedangkan M dan N adalah elektroda potensial (P_1 dan P_2) dengan posisi seperti Gambar 5.10, maka beda potensial antara M dan N adalah:

$$V_{M \cdot N} = V_M - V_N = \Delta V \quad (5.12)$$

$$V_{M \cdot N} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right) \quad (5.13)$$

Untuk medium tak homogen, resistivitas semu (ρ_a) dirumuskan sebagai:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (5.14)$$

$$\frac{1}{K} = \frac{1}{2\pi} \left(\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right) \quad (5.15)$$

Keterangan: ρ_a = Resistivitas semu

K = Konstanta/Faktor geometri

r_1 = jarak elektroda arus A ke elektroda potensial M

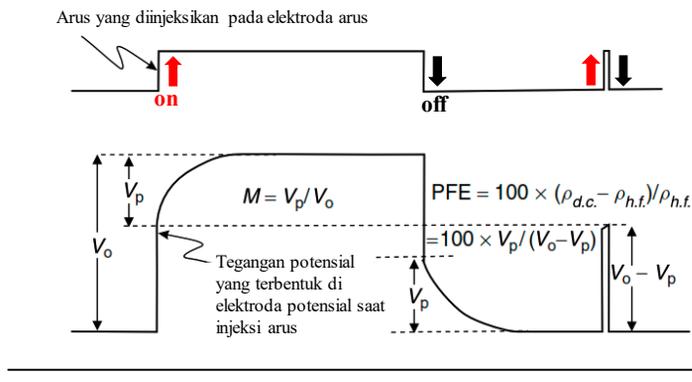
r_2 = jarak elektroda arus B ke elektroda potensial M

r_3 = jarak elektroda arus A ke elektroda potensial N

r_4 = jarak elektroda arus B ke elektroda potensial N

5.3 Polarisasi Terimbas atau *Induced Polarization DC*

Metode Polarisasi Terimbas (*Induced Polarization/IP*) adalah suatu cara untuk mendeteksi respons bumi ketika diberikan aliran arus listrik, kemudian diukur nilai beda potensial listriknya setelah injeksi arus listrik dihentikan. Pada saat pengukuran resistivitas arus DC ketika arus diinjeksikan ke tubuh bumi melalui elektroda arus, maka akan terbentuk beda tegangan potensial yang meningkat secara gradual atau bertahap sampai nilai maksimal, begitu juga ketika arus diputuskan (secara tiba-tiba), tegangan yang terukur di elektroda potensial tidak langsung turun ke nilai nol. Pada awal waktu memang terjadi penurunan tegangan potensial yang besar, tetapi kemudian tegangan mengalami penurunan secara bertahap dan memerlukan waktu sepersekian detik untuk mencapai nilai nol volt. Fenomena ini menjelaskan adanya kemampuan batuan untuk menyimpang energi listrik seperti kapasitor, yang disebut chargeabilitas. Chargeabilitas bergantung pada jenis material dan selang waktu pengaliran arus. Seluruh fenomena polarisasi yang terjadi di dalam medium dan menghalangi aliran arus yang melaluinya dapat direpresentasikan dengan sebuah distribusi volume dari dipol arus listrik (miniatur baterai sel) dengan besarnya rapat arus (arus persatuan luas) pada pusat elemen volume.



Gambar 5.11 Kurva arus yang diinjeksikan (atas); Tegangan potensial yang terbentuk di elektroda P1- P2 (bawah) (Milsom, 2003).

Perhatikan Gambar 5.11, arus yang diinjeksikan ke tubuh bumi pada elektroda C1-C2 dalam rentang waktu tertentu, ketika arus mulai diberikan (*on*), maka pada elektroda potensial akan terbentuk tegangan potensial yang meningkat dalam waktu itu dan selanjutnya mencapai nilai maksimal (V_o) secara bertahap dalam selang waktu tertentu. Peningkatan nilai tegangan potensial secara bertahap (V_p) adalah tegangan potensial polarisasi. Ketika arus secara tiba-tiba diputuskan (*off*), maka tegangan maksimal (V_o) yang sudah terbentuk akan turun dengan tiba-tiba. Tidak langsung berada di nilai nol

volt, tetapi turun secara bertahap dalam rentang waktu tertentu dari nilai besar tegangan V_p sampai dengan nol volt di waktu akhir.

5.3.1 Chargeabilitas Listrik Batuan

Dasar pengukuran IP dalam domain waktu (periode waktu) adalah mengamati peluruhan tegangan potensial terhadap waktu setelah arus listrik dihentikan. Potensial bumi langsung turun ke tingkat potensial polarisasi di nilai V_p kemudian akan meluruh selama selang waktu tertentu, sampai ke level nol volt bergantung pada tingkat chargeabilitas batuanya. Semakin lama waktu potensial polarisasi meluruh, semakin besar nilai chargeabilitas batuanya. Chargeabilitas (M) batuan adalah sifat fisik batuan yang sangat berhubungan dengan kemampuan batuan dalam menyimpan energi listrik (menyimpan muatan). Chargeabilitas (M) merupakan perbandingan nilai tegangan polarisasi (V_p) terhadap tegangan maksimal (V_o), dapat dihitung dengan formula:

$$M = \frac{V_p}{V_o} \quad (5.16)$$

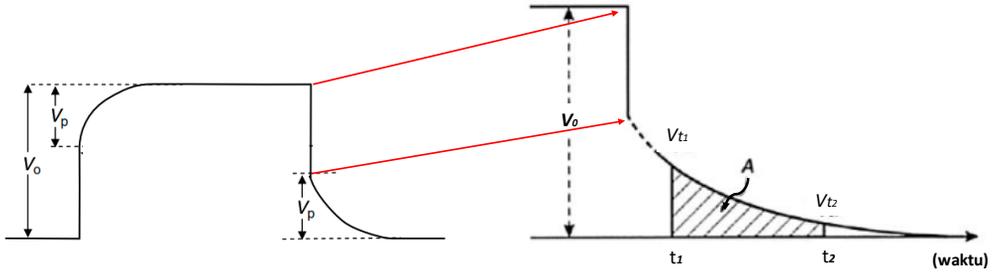
Dalam realitanya, nilai tegangan polarisasi sangat sulit untuk dapat diketahui dan diukur pada saat arus listrik injeksi diputuskan (*off*). Pengukuran IP yang paling sederhana dan sering dilakukan adalah dengan mengukur tegangan residual pada waktu tertentu setelah arus dihentikan. Pengukuran tegangan yang tepat harus merupakan perbandingan tegangan luruh fungsi waktu (V_t) pada waktu (t) tertentu setelah arus diputus dengan tegangan maksimal (V_o) pada saat arus mengalir. Oleh karena itu, chargeabilitas (M) dapat didefinisikan sebagai luas daerah di bawah kurva V_t (Gambar 5.12). Kurva peluruhan tegangan (V_t) dinyatakan sebagai skala dari waktu dan ditentukan dua daerah batas di bawah kurva. Hasilnya dinyatakan dalam satuan miliVolt detik, yang apabila dibagi dengan tegangan maksimal V_o (biasanya dalam volt) diperoleh integral waktu pengukuran IP (mv sec/V).

$$M = \frac{A}{V_o} = \frac{1}{V_o} \int_{t_1}^{t_2} V_t dt \quad (5.17)$$

Keterangan

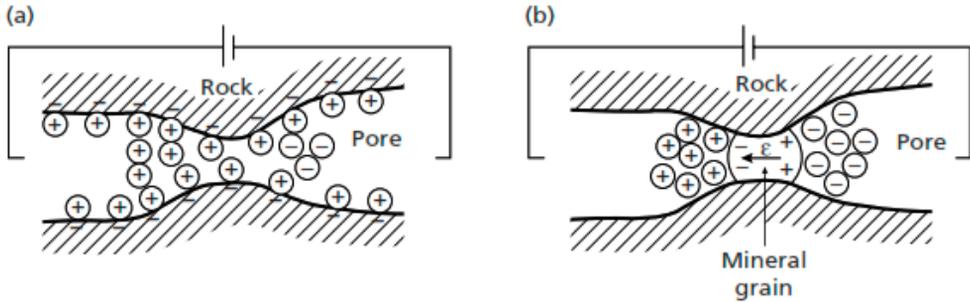
- V_o = tegangan yang terbentuk ketika arus diinjeksikan ke bumi
- V_t = tegangan sisa yang meluruh dalam selang waktu
- t = waktu
- t_1 = waktu awal peluruhan tegangan yang diukur
- t_2 = waktu akhir peluruhan tegangan yang diukur

Tegangan luruh demikian kecil sehingga umumnya dinyatakan dalam millivolt (mV), sedangkan tegangan normal dalam volt (V). Akibatnya, efek IP sering dinyatakan dalam milliVolt per volt (mV/V). Jika V_t dan V_o keduanya dinyatakan dalam millivolt dan perbandingannya dikalikan faktor 100, maka akan diperoleh polarisasi dalam persen (% IP) yang disebut PFE (*percent frequency effect*).



Gambar 5.12 Konsep pengukuran chargeabilitas listrik batuan memanfaatkan prinsip integral-waktu dari peluruhan nilai potensial (Lowrie, 2007)

Metode polarisasi-terimbas mendeteksi terjadinya polarisasi muatan pada permukaan mineral di bawah permukaan bumi karena pengaruh medan listrik (E) yang terbentuk. Sifat polarisasi ini dimiliki oleh suatu bahan yang bersifat konduktif, dan gejala polarisasi dalam batuan ditentukan terutama oleh reaksi elektrokimia pada bidang batas antara-muka mineral dan larutan pori (Telford, 1976). Gejala ini dapat diketahui atau dideteksi dengan mengalirkan arus listrik terkontrol kedalam bumi dan mengamati beda potensial yang terjadi setelah arus listrik yang kita alirkan dihentikan. Ketika ada medan listrik yang bekerja pada batuan, ion-ion bermuatan listrik yang terlarut di dalam air yang berada di ruang pori batuan menjadi bergerak di bawah kerja dan pengaruh medan listrik sehingga menghasilkan arus listrik. Sebagian besar mineral pembentuk batuan memiliki muatan negatif pada permukaan luarnya yang bersentuhan dengan fluida pori, dan menarik ion positif ke permukaan luarnya ini sehingga ion-ion di dalam pori batuan banyak yang mengalami akumulasi maksimal pada batas permukaan pori tersebut yang bersifat kedap air. Penumpukan muatan ionik ini biasanya disebut sebagai polarisasi terimbas karena dapat menghasilkan momen dipol listrik di dalam batuan (lihat subbab Permittivitas Listrik pada Bab 7). Akumulasi maksimal ini menyebabkan kekuatan medan listrik dari injeksi arus menjadi lemah dan menjadi hambatan bagi arus untuk mengalir pada batuan. Dan ketika arus listrik diputuskan (*off*), maka ion-ion yang terakumulasi tadi akan kembali ke tempatnya semula sehingga menghasilkan tegangan dalam rentang waktu tertentu. Fenomena *IP* ini dikenal dengan *membrane polarization* atau *electrolytic polarization* (Gambar 5.13a). Kehadiran mineral konduktif pada batuan membuat arus yang mengalir pada batuan menjadi lancar sehingga jika ada arus yang mengalir akan menjadikan akumulasi ion pada batuan terakumulasi pada sisi berlawanan mineral konduktif. Dan ketika arus diputuskan, maka tegangan akan tercipta akibat pergerakan ion-ion yang kembali pada posisi semula. Fenomena *IP* ini disebut *electrode polarization* atau *overtoltage polarization* (Gambar 5.13b). Polarisasi membran dominan terjadi pada daerah batuan yang memiliki kandungan mineral lempung yang banyak, dan polarisasi elektroda terjadi pada batuan yang memiliki kandungan mineral logam sulfide dan logam oksida.

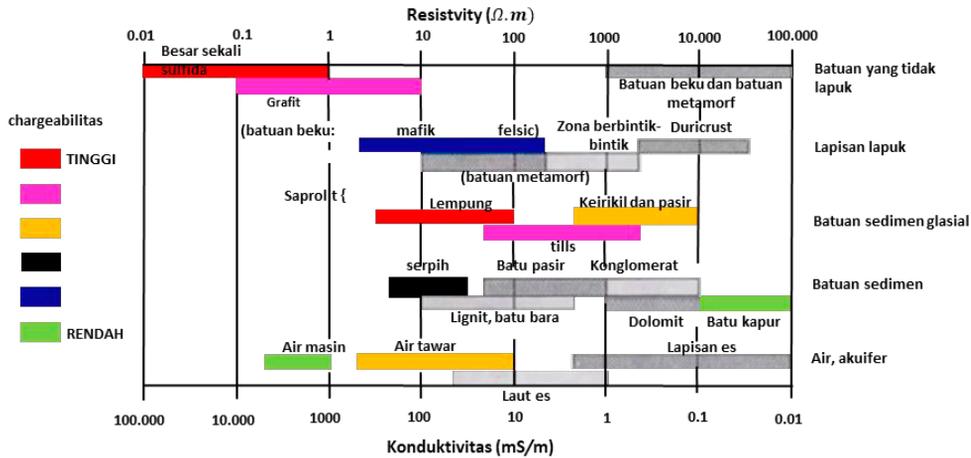


Gambar 5.13 Fenomena IP akibat akumulasi ion di dinding pori batuan porous kead air dan akibat akumulasi ion karena kehadiran mineral konduktif (Lowrie, 2007)

Tabel 5.1 memberikan panduan nilai chargeabilitas yang sangat umum untuk beberapa jenis batuan dan material yang bervariasi. Kelimpahan mineral sulfide dan juga porositas pada batuan dapat meningkatkan nilai chargeabilitas. Beberapa faktor yang dapat meningkatkan nilai chargeabilitas elektrik batuan yaitu kelimpahan mineral lempung, kelimpahan mineral logam sulfide, dan salinitas fluida pori di dalam batuan. Gambar 5.14 memperlihatkan tingkat chargeabilitas dari beberapa jenis batuan.

Tabel 5.1 Kisaran interval nilai chargeabilitas umum batuan (dibuat berdasarkan Telford, 1976)

Material	Chargeabilitas (milliseconds)
Airtanah	0 -
Alluvium	1 - 4
Gravels	3 - 9
Sekis	5 - 20
Batupasir	3 - 12
Argilit	3 - 10
Kwarsit	5 - 12
Konsentrat mineral dan bijih	Chargeabilitas (milliseconds)
Pyrite	13.4
Chalcocite	13.2
Native Copper	12.3
Grafit	11.2
Chalcopyrite	9.4
Bornite	6.3
Galena	3.7
Magnetite	2.2
Malachite	0.2
Hematetie	0
Limestone, Dolomite	10 - 20
Granite, Granodiorite	10 - 50
shale	50 - 100
2-8% Sulfides	500 - 1000
8%-20% Sulfides	1000 - 2000
20% Sulfides	2000 - 3000



Gambar 5.14 Kisaran tingkatan chargeabilitas batuan

5.3.2 Metal Factor (MF)

Dalam pengukuran *IP* terkadang ditampilkan data *Metal Factor* (MF). Data MF dapat dihitung dari pengukuran *IP* dengan ranah waktu atau frekuensi. Pada *IP* dengan ranah waktu seperti pada pengukuran ini, nilai MF dirumuskan dengan persamaan:

$$MF = 1000 (IP)/\rho \quad (5.18)$$

Satuan nilai *IP* hasil pengukuran dalam millisecond (Witherly dan Vyselaar, 1990). Secara umum nilai MF merupakan perpotongan antara nilai resistivitas rendah dengan nilai *IP* yang tinggi. Pola dasar ini umumnya mencerminkan keberadaan anomali tubuh bijih dibandingkan dengan batuan sekitarnya.

5.4 Survei Geolistrik dan IP

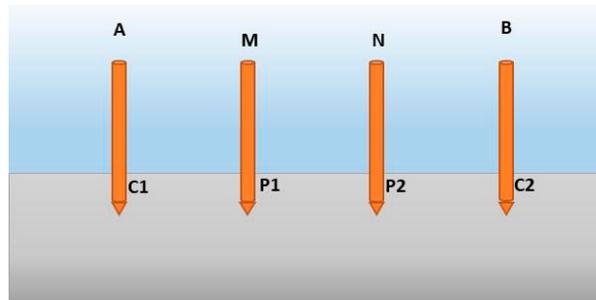
Survei geolistrik terdiri dari akuisisi data, pengolahan data, dan interpretasi data. Akuisisi data geolistrik memerlukan perencanaan dan desain yang baik karena target kegiatan survei berupa objek eksplorasi harus tergambar dengan cukup baik melalui data hasil survei. Salah satu penentu kualitas data geolistrik yang baik adalah pemilihan konfigurasi elektroda dan teknik pengukuran yang akan dikerjakan terkait dengan jenis objek eksplorasi.

5.4.1 Konfigurasi Elektroda

Nilai faktor geometri (*K*) merupakan konstanta yang dapat berubah-ubah dan ditentukan oleh geometri atau susunan elektroda arus dan potensial yang membentuk konfigurasi elektroda (Gambar 5.10). Konfigurasi elektroda terdiri dari dua elektroda sumber arus (*C1* dan *C2*) yang dilambangkan *A* sebagai *C1* dan *B* sebagai *C2*, dan elektroda penerima tegangan potensial (*P1* dan *P2*) yang dilambangkan dengan *M* sebagai *P1* dan *N* sebagai *P2* (Gambar 5.15). Dalam survei geolistrik dikenal beberapa tipe konfigurasi elektroda yang

terdiri dari 4 elektroda (seperti *Wenner*, *Schlumberger*, *Dipole-dipole*), 3 elektroda seperti pole dipole, dan 2 elektroda yaitu pole-pole. Tipe konfigurasi elektroda digunakan untuk mendapatkan hasil yang sesuai dengan target eksplorasi, seperti jenis objek/target geologi yang akan dicari dan tingkat penetrasi atau kedalaman yang diinginkan. Untuk mendapatkan target kedalaman penetrasi dapat digunakan nilai rasio (z_e/R) antara target kedalaman dan panjang bentangan (*array*) yang disarikan dari Szalai (2009) seperti pada Tabel 5-2 dan dapat dituliskan formulasinya sebagai berikut.

$$z_e/R = \frac{\text{target kedalaman}}{\text{panjang bentangan (array)}} \quad (5.19)$$



Gambar 5.15 Konfigurasi elektroda yang terdiri dari elektroda sumber arus C1 dan C2, dan elektroda penerima tegangan potensial P1 dan P2.

Tabel 5.2 Tabel rasio target penetrasi kedalaman terhadap panjang bentangan (disarikan dari Sandor et al., 2009 dan Loke, 2022)

Jenis Bentangan	Rasio Target kedalaman terhadap Panjang bentangan
Schlumberger	0.19
Wenner A	0.175
Wenner B	0.14
Wenner C	0.2
Dipole-dipole	0.24
Pole-pole	0.8
Pole Dipole	0.365

Dalam survei geolistrik dikenal beberapa tipe konfigurasi elektroda, di antaranya konfigurasi elektroda Wenner, Schlumberger, dipole-dipole, dan pole-pole.

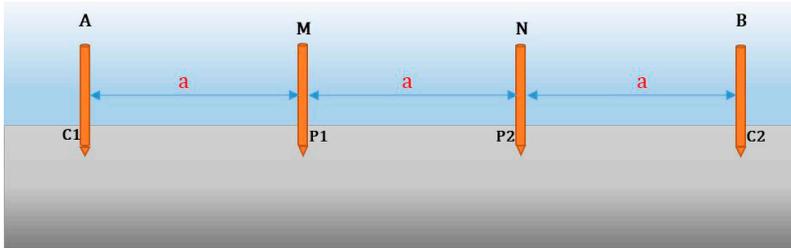
5.4.1.1 Wenner

Konfigurasi Wenner menempatkan semua elektroda dengan jarak yang serupa atau sama yaitu “a”. Elektroda sumber arus (A dan B) berada di bagian terluar, dan elektroda penerima tegangan potensial (M dan N) berada di bagian dalam. Konfigurasi Wenner sering digunakan dalam pengukuran geolistrik 2-D. Keteraturan dalam memindahkan posisi elektroda menjadi keunggulan dalam pengukuran multi elektroda, yaitu hanya mengubah koefisien “a” untuk mendapatkan sebaran data ke arah vertikal dan menggeser

konfigurasi tersebut untuk mendapatkan sebaran ke arah horizontal dan resistivitas semu mudah dihitung.

Resistivitas semu untuk konfigurasi elektroda *Wenner* dinyatakan oleh:

$$\rho_a = 2\pi a \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (5.20)$$



Gambar 5.16 Konfigurasi elektroda Wenner.

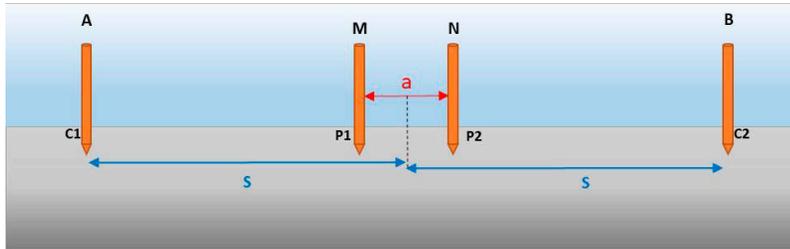
Konfigurasi Wenner memiliki *signal-to-noise ratio* (S/N) yang baik dengan arus yang tidak terlalu besar dapat menghasilkan tegangan potensial yang mudah terukur. Konfigurasi Wenner memiliki sensitivitas relatif sensitif terhadap perubahan nilai resistivitas bawah permukaan pada arah vertikal dan kurang sensitif terhadap perubahan resistivitas bawah permukaan pada arah horizontal (lihat di Loke, 2000). Secara umum konfigurasi Wenner sangat tepat digunakan pada model bawah permukaan yang horizontal dan karena memiliki level sinyal yang baik, maka sangat tepat digunakan pada daerah yang memiliki *noise* lingkungan yang cukup ramai.

5.4.1.2 Schlumberger

Konfigurasi elektroda bentangan *Schlumberger* menempatkan elektroda sumber arus (*A* dan *B*) pada bagian terluar, dan elektroda potensial (*M* dan *N*) pada bagian dalam seperti pada gambar berikut. Jika jarak elektroda *A* dan *B* adalah “2*S*” dan jarak elektroda *MN* adalah “*a*” dan $S > a$, maka resistivitas semu (ρ_a) untuk konfigurasi elektroda *Schlumberger* dinyatakan oleh:

$$\rho_a = \frac{\pi \left(\frac{S^2 - a^2}{4} \right)}{a} \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (5.21)$$

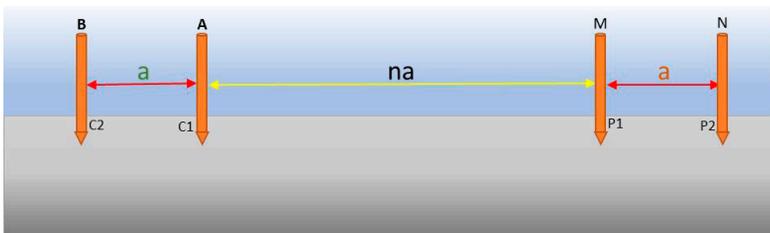
Teknik pengambilan data dengan konfigurasi Schlumberger relatif lebih efisien karena perubahan elektroda untuk mendapatkan informasi yang lebih dalam hanya diutamakan pada perubahan elektroda terluar (arus) saja, yaitu *A* dan *B*. Kemudahan ini yang menjadi alasan konfigurasi Schlumberger sangat cocok dan umum digunakan pada pengukuran VES (Reynolds, 1997). Jika kita menginginkan target kedalaman sebesar 100 meter, maka jika menggunakan konfigurasi elektroda Schlumberger harus memiliki bentangan 526 meter.



Gambar 5.17 Konfigurasi elektroda Schlumberger.

5.4.1.3 Dipole-dipole

Berdasarkan namanya, *dipole* adalah set elektroda yang berpasangan dengan elektroda yang terletak relatif dekat satu sama lain dengan jarak “ a ” dan hal ini menjadikan efek “*EM Coupling*” pada konfigurasi dipole-dipole menjadi sangat kecil atau minim. Konfigurasi dipole-dipole adalah menempatkan pasangan elektroda dengan jarak tertentu yang relatif besar, yaitu “ na ”. Pasangan elektroda arus A dan B diletakkan dengan elektroda B berada di sisi bagian luar dan elektroda A pada bagian dalam, sedangkan pasangan elektroda tegangan potensial diletakkan dengan elektroda M pada bagian dalam dan elektroda N di bagian terluar seperti pada Gambar 5.18.



Gambar 5.18 Konfigurasi elektroda *dipole-dipole*

Resistivitas semu untuk konfigurasi elektroda *dipole-dipole* dinyatakan oleh:

$$\rho_a = \pi na(n+1)(n+2) \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (5.22)$$

Konfigurasi dipole-dipole sangat sensitif terhadap perubahan resistivitas secara horizontal dan relatif tidak sensitif terhadap perubahan resistivitas secara vertikal, sehingga sangat baik dalam pemetaan struktur vertikal, seperti intrusi dyke, guha, dan rongga, dan relatif buruk dalam pemetaan struktur horizontal seperti lapisan sedimen datar. Konfigurasi Dipole-dipole memisahkan pasangan arus dan potensial dengan jarak perkalian koefisien “ na ” (Gambar 5.8). Semakin besar “ n ” akan memberikan informasi kedalaman yang lebih dalam, tetapi menghasilkan S/N yang rendah, sehingga memerlukan sumber arus yang lebih besar, seperti genset, untuk menghasilkan tegangan potensial yang dapat terukur.

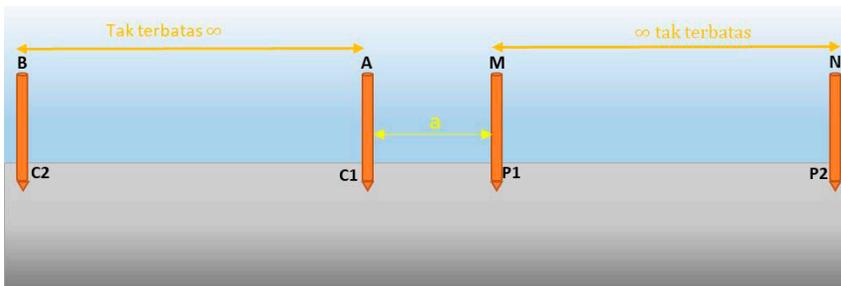
5.4.1.4 Pole-pole

Konfigurasi pole-pole hanya menerapkan satu elektroda arus dan satu elektroda potensial tegangan. Satu elektroda arus B ($C2$) dan satu elektroda potensial N ($P2$) ditempatkan

berada di jarak yang sangat jauh (∞), pada praktiknya sekitar 10 kali jarak target kedalaman maksimal atau 20 kali jarak elektroda A dan elektroda M . Konfigurasi pole-pole terlihat pada Gambar 5.19 dengan nilai resistivitas semu (ρ_a) dinyatakan oleh:

$$\rho_a = 2\pi a \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad (5.23)$$

Konfigurasi pole-pole memiliki hasil penetrasi yang paling dalam dan sensitif terhadap perubahan resistivitas arah horizontal, tetapi besarnya jarak antara elektroda M dan elektroda N menjadikan *noise* tellurik dari lingkungan terekam dan dapat menurunkan kualitas pengukuran. Hal penting dalam menentukan konfigurasi elektroda adalah taget kedalaman; pemahaman kondisi geologi dalam hipotesis perubahan resistivitas yang bersifat vertikal atau horizontal; ketersediaan waktu, biaya, dan tenaga kerja. Jika survei geolistrik berada di area yang banyak *noise* dan memerlukan resolusi vertikal yang baik serta ketersediaan waktu survei yang terbatas, maka lebih baik menggunakan konfigurasi Wenner. Jika yang diperlukan adalah resolusi horizontal dan cakupan data yang baik, dan kondisi daerah survei memiliki kontak *ground* yang baik, penggunaan array dipole-dipole adalah yang terbaik. Jika tingkat ketidakpastian tinggi, atau memerlukan resolusi horizontal dan vertikal yang cukup baik, maka dapat digunakan konfigurasi kombinasi *Wenner-Schlumberger* dengan tingkat data yang tumpang tindih. Jika sistem memiliki jumlah elektroda terbatas, jarak elektroda kecil, dan cakupan horizontal yang baik, dengan penetrasi yang dalam, maka konfigurasi pole-pole merupakan pilihan yang cocok.



Gambar 5.19 Konfigurasi elektroda pole-pole

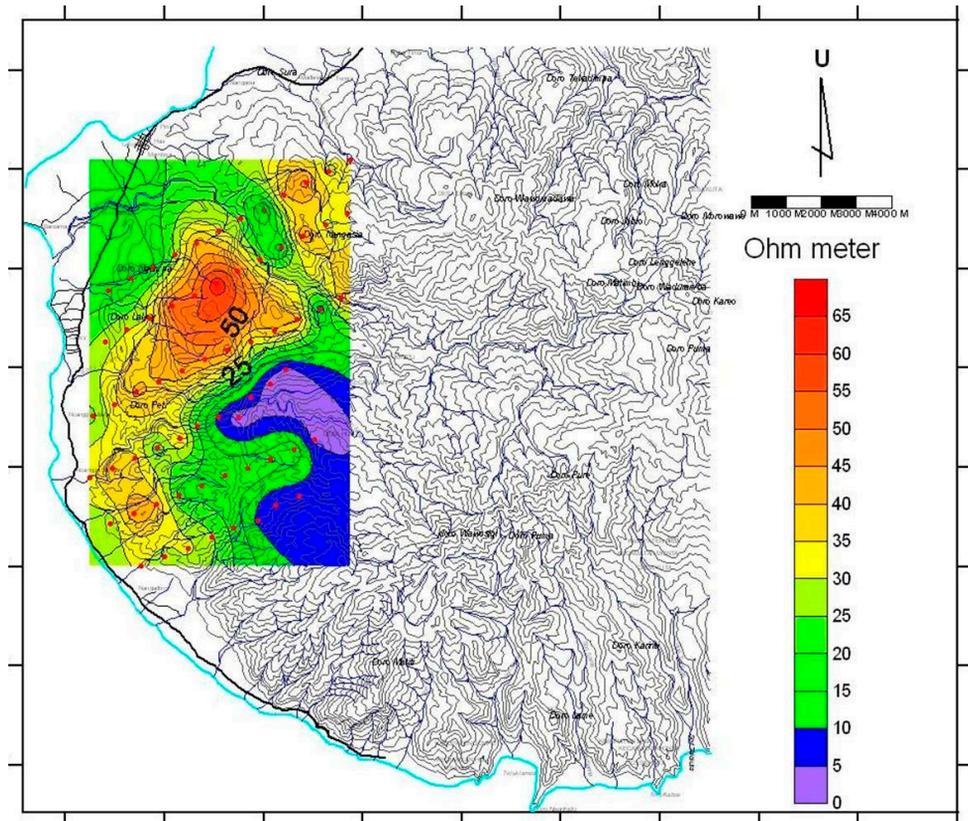
5.4.2 Teknik Pengukuran

Survei geolistrik memiliki tipe yang berbeda tergantung pada tipe objek yang hendak dieksplorasi. Tipe resolusi yang diinginkan sangat menentukan teknik pengukuran/akuisisi data.

5.4.2.1 Mapping

Survei geolistrik metode *mapping* bertujuan untuk mengetahui variasi resistivitas semu secara lateral. Metode ini dapat dilakukan dengan teknik *traversing*, mengukur dengan interval jarak elektroda A dan elektroda B yang konstan pada setiap titik/stasiun

pengukuran, atau memakai teknik pengukuran 2 dimensi pada beberapa lintasan dan kemudian diolah berdasarkan berbagai variasi panjang bentangan elektroda arus tertentu.

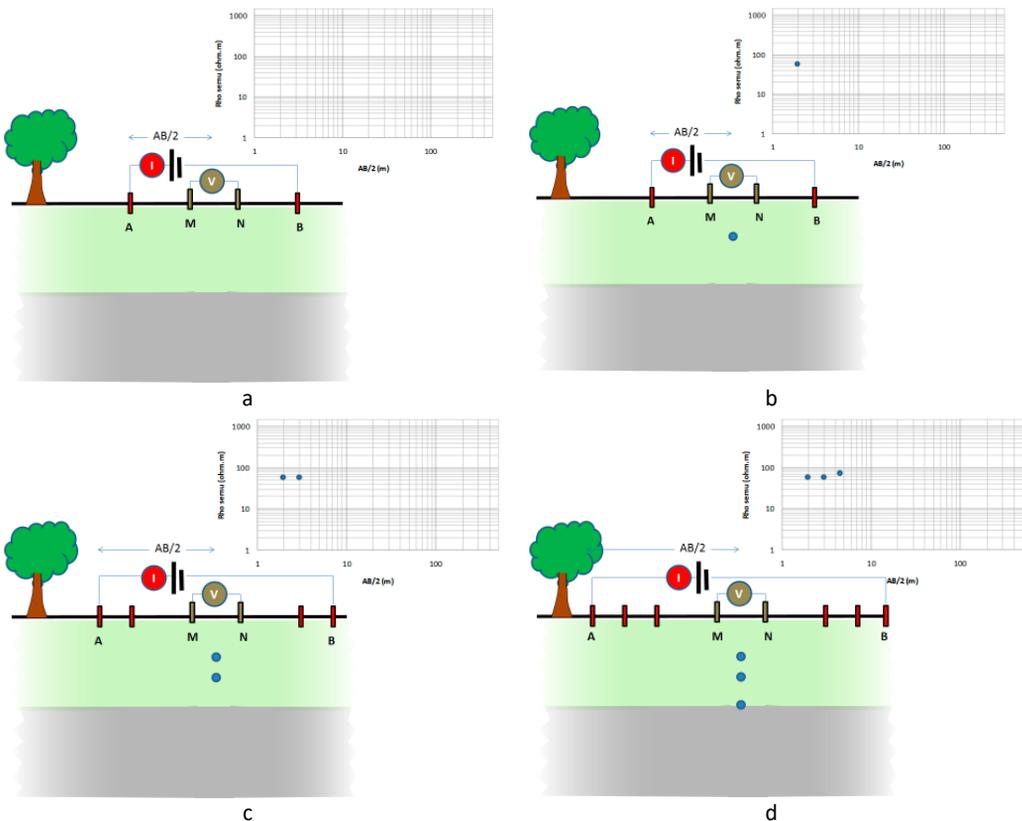


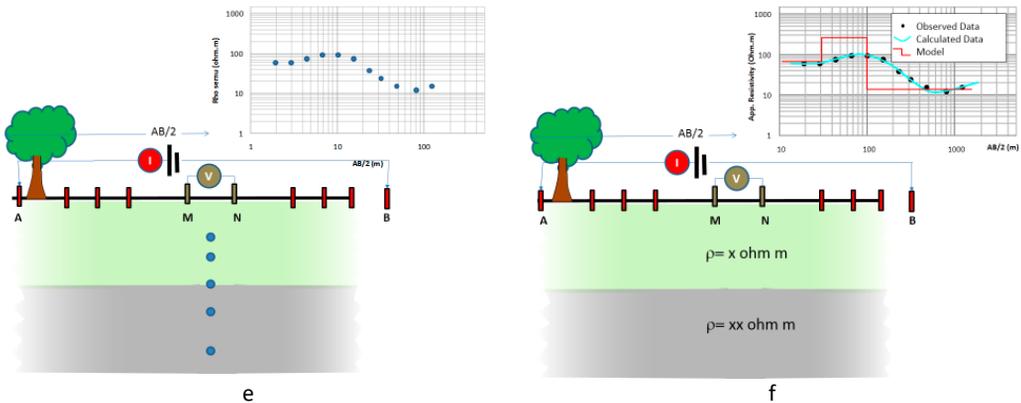
Gambar 5.20 Contoh peta anomali tahanan jenis semu metode mapping pada bentangan $AB/2 = 250\text{m}$.

Hasil survei geolistrik mapping ini adalah peta sebaran resistivitas semu untuk berbagai variasi bentangan elektroda arus. Gambar 5.20 merupakan contoh hasil survei geolistrik metode mapping pada daerah potensi panas bumi. Cara ini dipakai dengan mengasumsikan bahwa resistivitas lapisan batuan pada besar bentangan (jarak) A dan B menggambarkan sebaran resistivitas litologi pada kedalaman nilai AB dibagi dua atau $AB/2$. Dalam kalimat lain artinya ini adalah sebuah penyederhanaan proses interpretasi data resistivitas dan penyederhanaan dugaan awal dalam waktu singkat atau waktu cepat untuk menentukan langkah rinci eksplorasi selanjutnya, sehingga dapat menghemat biaya dan waktu untuk menjalankan rencana eksplorasi berikutnya. Identifikasi sebaran resistivitas semu juga dapat dipakai untuk mencari batas-batas diskontinuitas litologi yang tersembunyi di bawah lapisan permukaan dalam waktu cepat dan singkat, biasanya digunakan sebagai informasi timbal balik dengan tim pemetaan geologi permukaan dan tim geokimia.

5.4.2.2 Vertical Electrical Sounding (VES)

Teknik VES atau geolistrik 1D (satu dimensi) ini sering disebut juga sebagai *virtual drilling*, digunakan untuk mendapatkan informasi variasi tahanan jenis terhadap kedalaman atau secara vertikal dengan ketelitian yang lebih akurat. Teknik ini dilakukan dengan cara memperbesar nilai interval jarak $AB/2$ secara logaritmik pada setiap titik stasiun pengukuran, dimulai pada bentangan $AB/2$ terkecil sampai $AB/2$ terpanjang dengan jarak elektroda potensial $MN < 1/5 AB$. Semakin jauh jarak $AB/2$, semakin dalam pula penetrasi arus listrik ke dalam bumi, yang berarti semakin dalam informasi yang didapat. Namun, arus yang diperlukan harus semakin besar. Untuk setiap $AB/2$, dihitung tahanan jenis semunya (ρ_a). Dalam grafik log-log, resistivitas semu (ρ_a) diplot terhadap $AB/2$ untuk menghasilkan kurva sounding tahanan jenis. Dengan spasi elektroda yang lebih lebar, maka kita akan mendapatkan gambaran efek material pada kedalaman yang lebih besar. Gambar 5.21 mengilustrasikan teknis pengukuran VES atau Geolistrik 1D yang menggunakan pertambahan jarak bentangan untuk mendapatkan data pada tingkat kedalaman yang lebih besar, a) empat elektroda C1 P1 P2 C2 disiapkan pada posisinya masing-masing, b) pengukuran mula-mula data geolistrik pada jarak $AB/2$ yang masih dekat, c) Memperbesar jarak AB untuk data yang lebih dalam, d), e), dan f) jarak AB semakin besar untuk data yang lebih dalam.





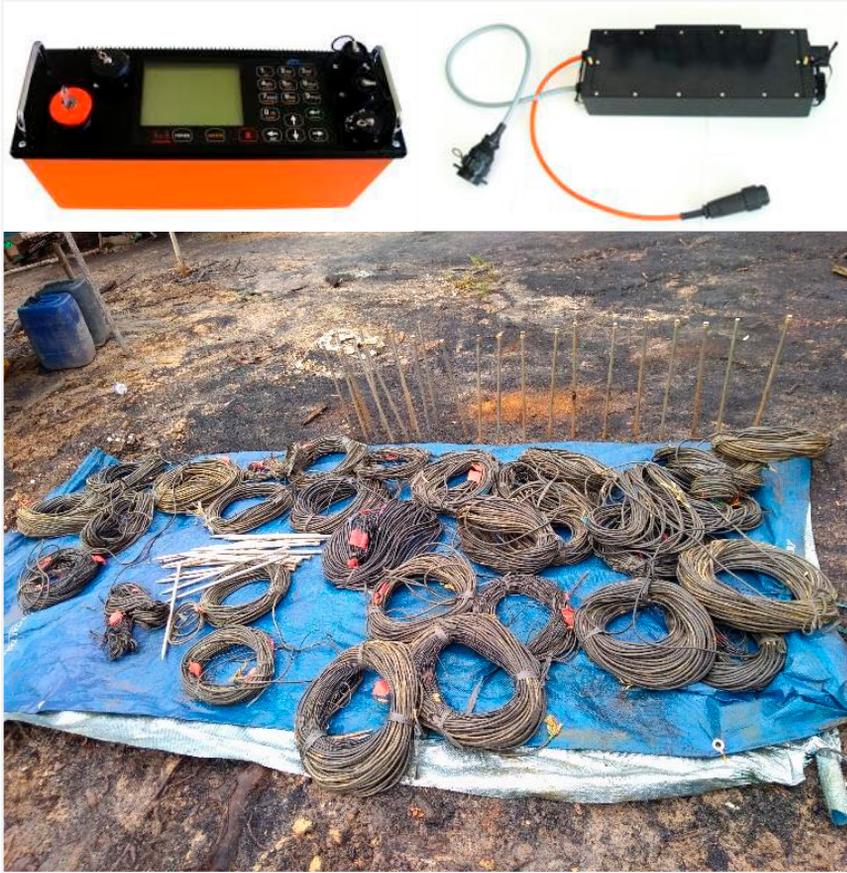
Gambar 5.21 Teknik pengukuran VES atau Geolistrik 1D

5.4.2.3 Electrical Resistivity Tomography/ERT (Geolistrik 2D/3D)

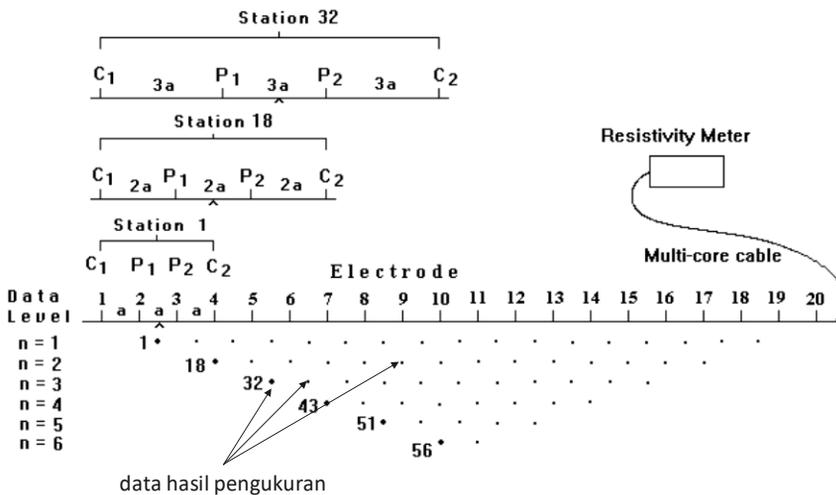
Konsep dan teknik pengukuran tomografi resistivitas pada dasarnya adalah gabungan antara *mapping* dan VES. Pengukuran tomografi resistivitas ditujukan untuk memperoleh informasi mengenai variasi resistivitas subsurface secara lateral dan vertikal (2D atau 3D). Keterbatasan data VES dan heterogenitas yang terjadi pada lapisan batuan menjadi alasan utama untuk melakukan ERT supaya gambaran kondisi subsurface dapat didekati dengan model resistivitas 2D yang lebih dekat dengan kondisi sebenarnya.

Survei Geolistrik 2D memerlukan biaya, waktu dan tenaga kerja yang lebih mahal dan lebih banyak dibandingkan dengan VES. Survei geolistrik 2D (ERT) menggunakan banyak elektroda dan banyak kabel konduktor (*multi-core cables*) dengan instrumen *resistivity-meter* yang memiliki kemampuan setingkat komputer dengan mikroprosesor yang dikombinasikan dengan saklar otomatis yang dapat mengatur empat elektroda terpakai dalam pengukuran (Gambar 5.22).

Sistem kerja pengukuran Geolistrik 2D adalah menempatkan banyak elektroda dengan jarak teratur "a", yang biasanya disebut spasi elektroda. Kemudian semua elektroda tersebut disambungkan dengan kabel-kabel yang terhubung ke *automatic switch* dan ke *resistivitymeter*. Sistem komputer dan otomatis dari instrumen akan mengatur empat elektroda dari banyak deretan elektroda yang bertindak sebagai C1, C2, P1, dan P2 pada setiap satu data pengukuran (1 *station*), dan juga mengatur perubahan nilai "a" menjadi berapa kali lipatnya seperti 2a, 3a, dan seterusnya seperti yang ditunjukkan oleh Gambar 5.23.



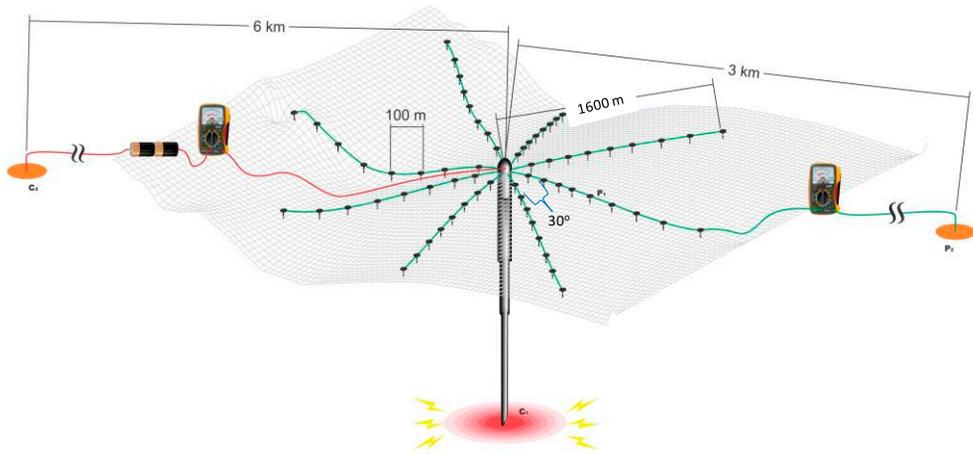
Gambar 5.22 Satu set alat geolistrik otomatis (gambar atas) dan perlengkapannya (dokumentasi dari Laboratorium Eksplorasi Geologi Geotermal/LEGG ITB)



Gambar 5.23 Skematik pengukuran Geolistrik 2D (Loke, 2000)

5.4.2.4 Mise-A-La-Masse (MAM)

Dasar dari pengukuran geolistrik metode *MAM* adalah penggunaan suatu titik sumber arus yang berada di dalam tubuh yang konduktif itu sendiri untuk memetakan batas dan penyebaran dari tubuh anomali. Pengukuran lapangan dilakukan dengan menginjeksikan arus ke dalam bumi dan tegangan yang dihasilkan pada permukaan tanah diukur oleh potensiometer dengan mengacu pada stasiun referensi. Data hasil pengukuran mencerminkan potensial listrik yang berhubungan dengan bentuk (sebaran lateral) dari tubuh anomali dan parameter geometris lainnya.



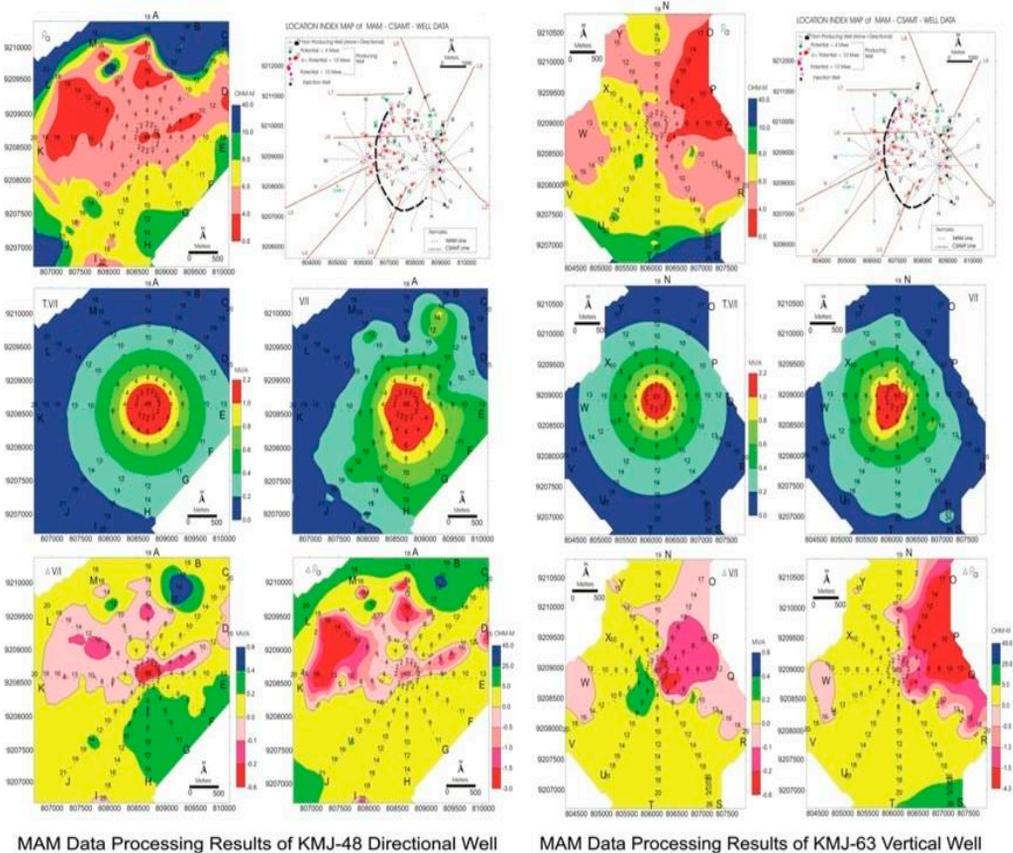
Gambar 5.24 Konfigurasi elektroda pada pengukuran Mise-A-La-Masse.

Pada pengukuran *MAM* (Gambar 5.24), elektroda arus masuk C1 ditempatkan pada casing sumur dan elektroda arus masuk C-2 ditempatkan jauh dari sumur sebagai elektroda arus masuk jauh. Elektroda potensial P-1 digerakkan di sekitar elektroda arus masuk C-1. Sedangkan elektroda potensial tetap ditempatkan jauh dari C-1 dan pada arah yang berlawanan dengan elektroda arus masuk jauh C-2. Persamaan umum untuk menghitung resistivitas semu dari konfigurasi pengukuran lapangan dengan 2 elektroda arus tetap, 1 elektroda potensial tetap, dan 1 elektroda potensial bergerak adalah

$$\rho_a = K \frac{V}{I} \quad (5.24)$$

dengan **K** adalah faktor geometri untuk konfigurasi elektroda *MAM*.

Gambar 5.25 merupakan contoh hasil analisis monitoring aliran fluida pada sumur injeksi menggunakan metode *MAM*.



Gambar 5.25 Contoh hasil pengolahan data MAM

5.5 Pemodelan Geolistrik

Hasil pengukuran dari metode geofisika merupakan respons sifat fisika batuan yang berasosiasi dengan kondisi geologi bawah-permukaan. Pada awalnya interpretasi data geofisika dilakukan secara kualitatif dan semi-kuantitatif. Teknik interpretasi secara kualitatif dilakukan berdasarkan grafik atau kontur dari data lapangan yang menggambarkan pola anomali tertentu. Pada interpretasi semi-kuantitatif, parameter fisis bawah-permukaan, misalnya geometri dan kedalaman, diperoleh dari besaran yang diturunkan dari grafik data lapangan (kecenderungan atau gradien, amplitudo, frekuensi). Interpretasi kuantitatif diperoleh melalui pemodelan.

Pemodelan Geolistrik dilakukan untuk menginterpretasi data geolistrik ke kondisi geologi sebenarnya. Dalam pemodelan, kondisi geologi bawah-permukaan direpresentasikan oleh suatu model yang menggambarkan distribusi sifat fisik batuan. Respons model tersebut dapat dihitung menggunakan persamaan matematis yang diturunkan dari konsep fisika dari tiap metode. Pemodelan dengan cara tersebut dikenal dengan istilah *forward modeling*. Sebaliknya dalam pemodelan inversi model bawah-permukaan diperoleh secara langsung dari data pengukuran. Menke (1984)

mendefinisikan teori inversi sebagai suatu kesatuan teknik atau metode matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tersebut.

Pada awal perkembangan geolistrik yaitu sebelum ada komputer, maka metode untuk menghitung “*true resistivity*” yang digunakan adalah dengan menggunakan metode “*Curve Matching*”, yaitu mencocokkan data lapangan dengan kurva standar. Hasil perhitungan yang menggunakan metode “*Curve Matching*” ini sangat subyektif, setiap orang yang melakukan perhitungan akan berbeda satu sama lain. Hal ini disebabkan karena faktor ketelitian setiap orang dalam memproses data lapangan bisa berbeda.

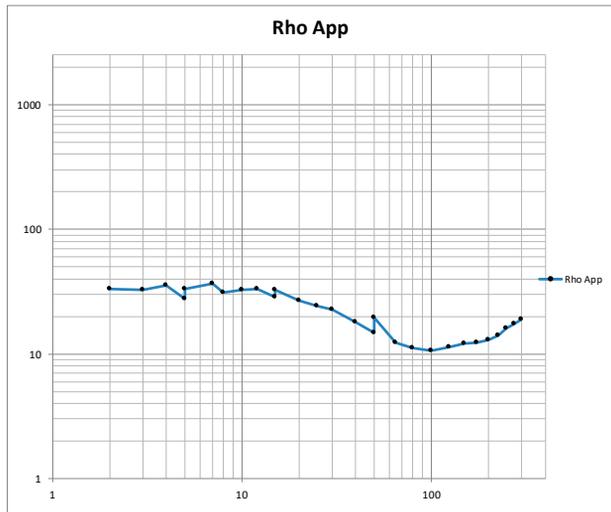
Sekitar tahun 1970-an saat beredar kalkulator yang bisa diprogram para programmer yang mempunyai latar belakang pengetahuan geolistrik mulai menggunakan program komputer untuk menghitung data geolistrik. Pada tahun 1980-an setelah komputer banyak digunakan, maka secara praktis perhitungan data geolistrik telah berpindah dari “*Curve Matching*” ke program komputer. Hasil perhitungan data geolistrik yang berupa jarak $AB/2$ kontra tahanan jenis semu menjadi ketebalan lapisan batuan dan tahanan jenis sebenarnya akan memberikan hasil perhitungan yang lebih objektif. Data hasil pengukuran VES dari survei melalui tahap pengolahan data. Dengan cara menghitung nilai resistivitas semu (ρ_a) sebagai pengolahan data lapangan saat pengukuran. Hasil kalkulasi ρ_a diplot pada lembar format grafik logaritmik (Gambar 5.26) dengan sumbu x adalah nilai ρ_a dan sumbu y adalah nilai bentangan kabel A dan B dibagi dua ($AB/2$).

FIELD MEASUREMENT DATA | VERTICAL ELECTRICAL SOUNDING LOCATION

Date & Time	: 11-11-2019 / 08.20
Station	: VES063
Operator	: Teddy
Weather	: Cerah

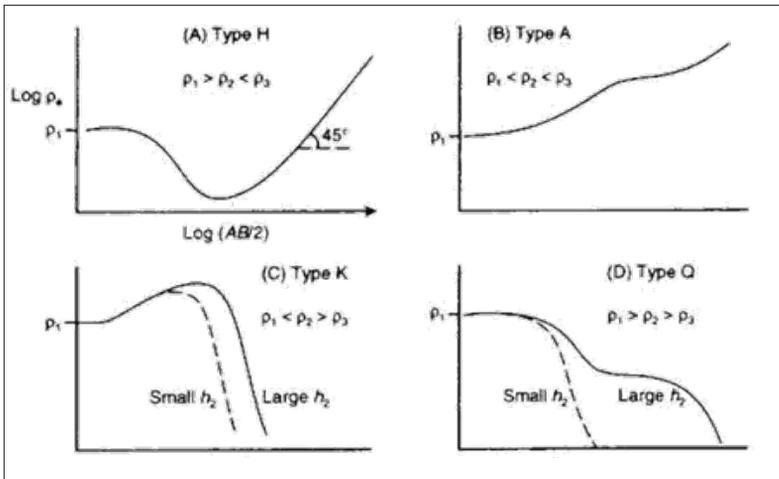
Longitude (X)	: 576736
Latitude (Y)	: 85572
Elevation	: 15m
Zone/Datum	: WGS 84 50N

No	AB/2	MN/2	K	V	I	Rho App
1	2	1	4.71238898	488.43	69.32	33.2035798
2	3	1	12.5663706	166.91	64.38	32.5792625
3	4	1	23.5619449	57.1	37.83	35.5640247
4	5	1	37.6991118	24.2	32.74	27.8655622
5	5	2.5	11.7809725	93.28	33.23	33.0703915
6	7	2.5	26.8606172	57.51	41.89	36.8764405
7	8	2.5	36.2853951	24.78	28.88	31.1340752
8	10	2.5	58.9048623	30.52	54.96	32.7106331
9	12	2.5	86.5508776	22.15	57.45	33.3699206
10	15	2.5	137.444679	31.91	152.49	28.7616217
11	15	5	62.8318531	23.62	45.34	32.7324299
12	20	5	117.809725	36.82	161.9	26.7927984
13	25	5	188.495559	55.13	427.56	24.3047997
14	30	5	274.889357	39.39	474.16	22.8359452
15	40	5	494.800843	37.05	1020.02	17.9725606
16	50	5	777.544182	13.44	710.47	14.708846
17	50	25	117.809725	48.19	291.5	19.4759884
18	65	25	226.194671	15.94	290.52	12.4106535
19	80	25	362.853951	37.04	1213.54	11.0751276
20	100	25	589.048623	7.19	396.91	10.6705792
21	125	25	942.477796	4.95	408.46	11.421596
22	150	25	1374.44679	4.13	472.24	12.0202974
23	175	25	1884.95559	3.97	603.78	12.3940404
24	200	25	2474.00421	2.26	431.55	12.9562033
25	225	25	3141.59265	1.67	371.34	14.128453
26	250	25	3887.72091	1.15	277.1	16.1345328
27	275	25	4712.38898	0.9	241.89	17.5333833
28	300	25	5615.59687	0.82	241.47	19.06982

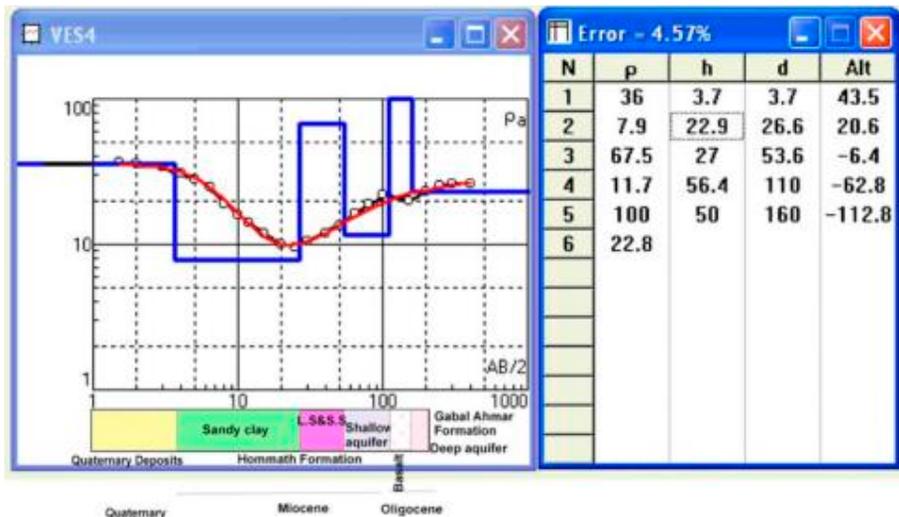


Gambar 5.26 Plotting data hasil pengukuran

Data observasi berupa resistivitas semu merupakan fungsi dari besar bentangan elektroda A dan B (nilai $AB/2$) akan didekati dengan kurva baku (Gambar 5.27). Pemodelan VES terdiri dari sejumlah lapisan dengan ketebalan h_i dan resistivitas ρ_i , $i = 1, 2, \dots, NL$ di mana NL adalah jumlah lapisan. Respons model 1-D atau data VES teoretis yang terkait dengan konfigurasi elektroda Schlumberger dapat dihitung dengan menggunakan metode pencocokan kurva antara data observasi dan kurva model VES sampai mendapatkan nilai eror yang cukup kecil. Program pengolah data (*software*) yang sangat umum digunakan dalam interpretasi data VES adalah IP2WIN (Gambar 5.28), hasil berupa nilai resistivitas terbaik dikompilasi dengan data geologi yang berasal dari data pembedaan atau hasil pemetaan geologi.

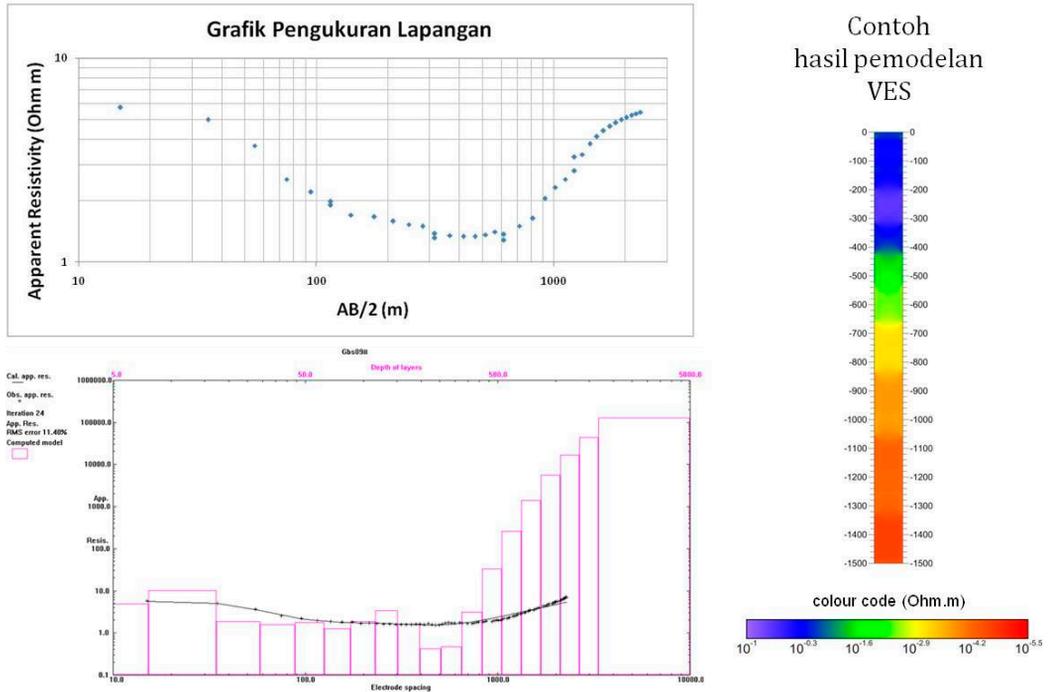


Gambar 5.27 Tipe kurva-kurva VES dengan banyak lapisan untuk dasar pengolahan data dan pemodelan Geolistrik 1D (Telford et al, 1990)



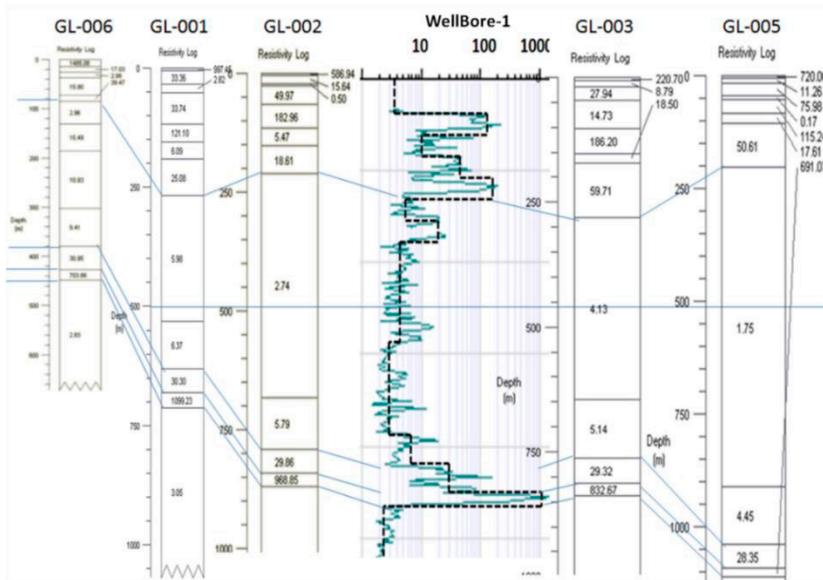
Gambar 5.28 Data observasi berupa resistivitas semu (titik-titik) yang nilainya didekati kurva model (garis merah) menghasilkan model resistivitas dengan ketebalan dan di kedalaman tertentu (garis biru) (Sultan dkk., 2011)

Metode VES akan menghasilkan nilai tahanan jenis beserta interpretasinya di setiap kedalaman, yang dapat disajikan dalam bentuk penampang 2D. Gambar 5.29 dan Gambar 5.30 merupakan contoh hasil pengukuran resistivitas yang dikorelasikan dengan data sumur di dekat pengukuran. Korelasi antara hasil pengukuran beberapa titik VES dapat dibuat menjadi model resistivitas 2D semu (pseudo 2D) menggunakan korelasi nilai resistivitas yang berdekatan antara titik dan data sumur (Gambar 5.33).



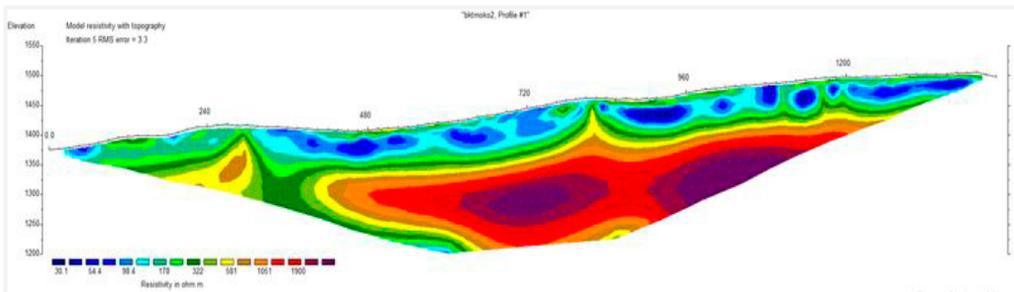
Gambar 5.29 Contoh hasil pengukuran VES dan hasil pemodelan 1D.

Hasil analisis dari metode VES adalah penampang tahanan jenis beserta interpretasinya. Data survei geolistrik 1D untuk setiap titik pengukuran, kemudian diolah untuk menghasilkan penampang 2D. Gambar 5.29 dan Gambar 5.30 merupakan contoh hasil pengukuran resistivitas yang dikorelasikan dengan data sumur di dekat pengukuran. Korelasi antara hasil pengukuran beberapa titik VES dapat dibuat menjadi model resistivitas 2D semu menggunakan korelasi nilai resistivitas yang berdekatan antara titik dan data sumur (Gambar 5.33).



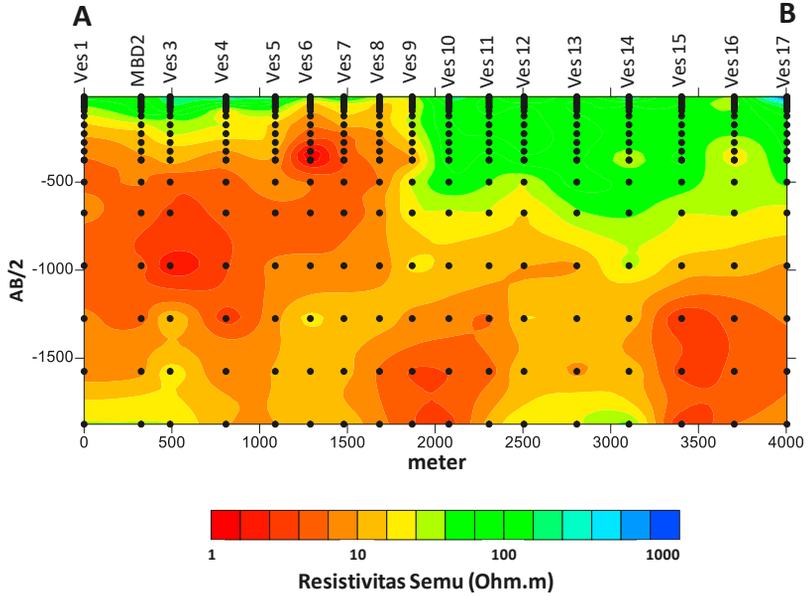
Gambar 5.30 Korelasi beberapa titik hasil pengukuran geolistrik VES dengan data sumur di dekat area pengukuran.

Hasil Geolistrik 2D adalah berupa penampang resistivitas bawah permukaan yang memperlihatkan sebaran resistivitas dalam arah lateral dan arah vertikal. Kombinasi data topografi pada penampang resistivitas menambah gambaran lengkap morfologi permukaan yang mungkin saja dapat berhubungan dengan kondisi geologi bawah permukaan.

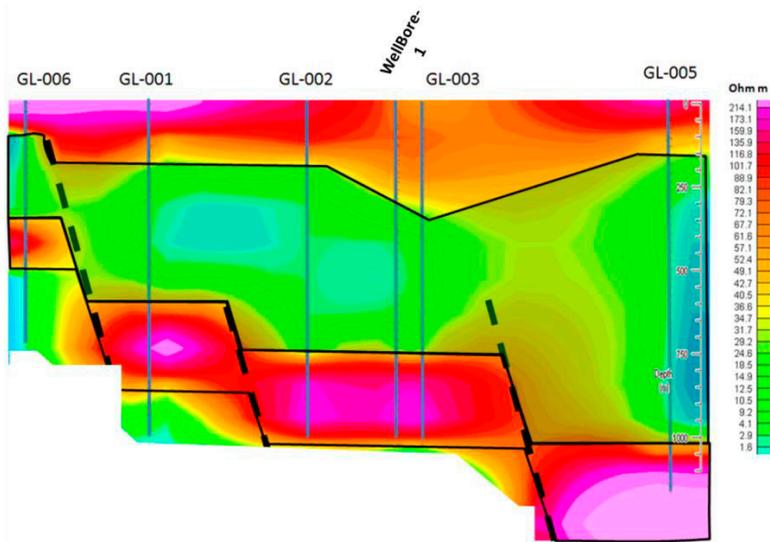


Gambar 5.31 Penampang resistivitas 2D dari ERT yang menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan berdasarkan sebaran nilai resistivitas.

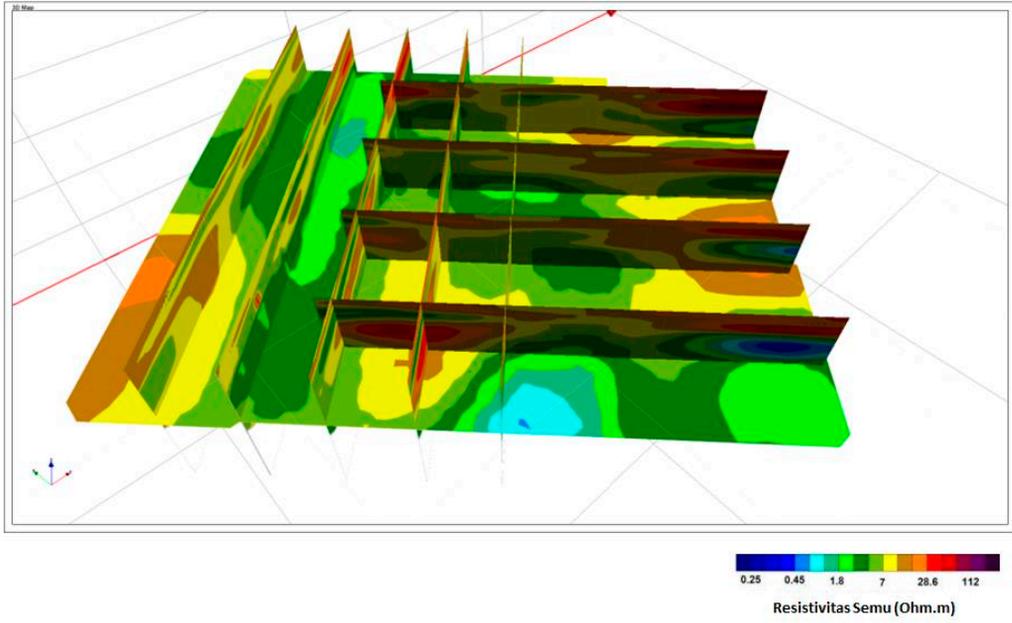
Kumpulan data dari Survei VES konfigurasi Schlumberger dalam satu lintasan dengan jarak antar pusat VES yang tetap, memungkinkan untuk mendapatkan profil geolistrik 2D konfigurasi Schlumberger (Gambar 5.32). Demikian pula dari kumpulan data 2D dengan interval lintasan tertentu atau *mapping* untuk variasi $AB/2$ yang cukup banyak akan didapat informasi seolah-olah data geolistrik 3D konfigurasi Schlumberger seperti Gambar 5.34.



Gambar 5.32 Kumpulan data VES dalam satu lintasan membentuk seolah-olah data geolistrik 2D



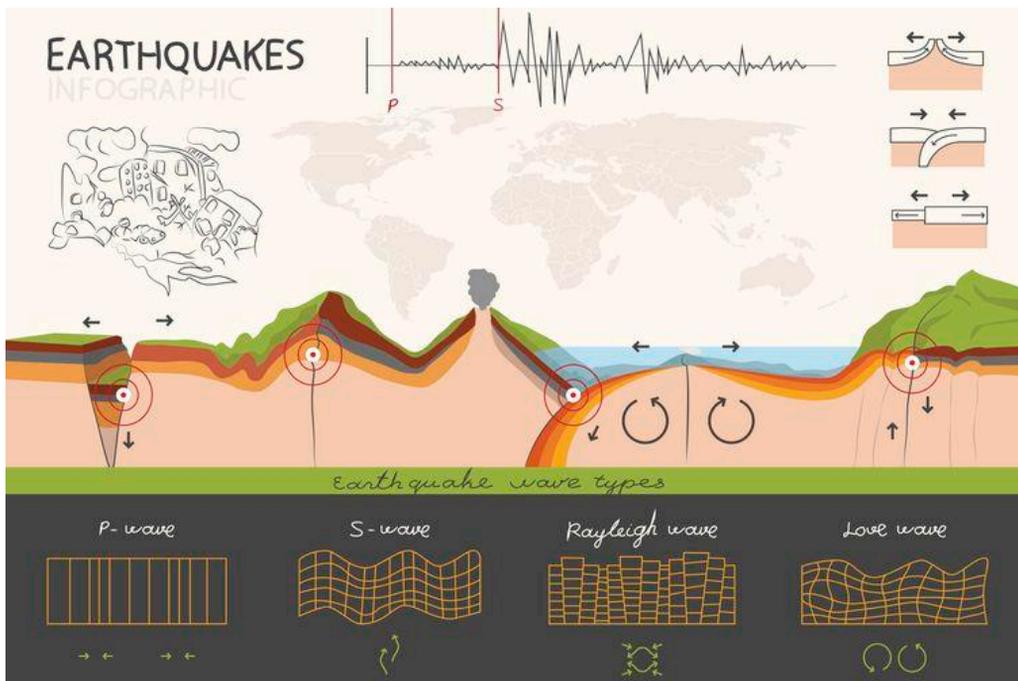
Gambar 5.33 Contoh hasil *stitching* beberapa titik hasil pengukuran geolistrik VES dengan data sumuri di dekat area pengukuran dan interpretasi geologinya



Gambar 5.34 kumpulan data 2D dengan jarak antarlintasan tertentu membentuk seolah-olah data geolistrik 3D

Bab 6 Metode Seismik Eksplorasi

Metode seismik dalam geologi eksplorasi memanfaatkan prinsip penjalaran gelombang seismik untuk mencitrakan kondisi geologi di bawah permukaan bumi. Gelombang seismik juga disebut sebagai gelombang gempa, dan ilmu yang mempelajari gelombang gempa adalah Seismologi dan ahli gempa disebut Seimologis. Gelombang seismik adalah gelombang akustik pada medium elastik yang dihasilkan oleh sumber getar seperti gempa bumi, ledakan letupan gunung api, longsor, atau semua impuls getar lainnya (Gambar 6.1).



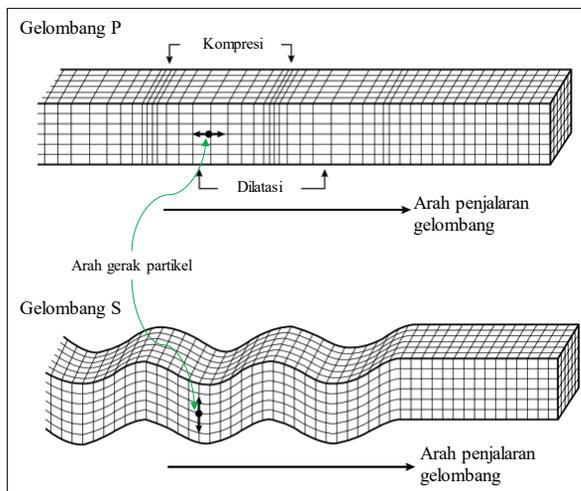
Gambar 6.1 Sumber gelombang seismik di bumi akibat adanya aktivitas pergerakan lempeng yang menghadirkan fenomena gempa pada zona subduksi, sesar, zona vulkanik, pematang tengah samudera.

Metode seismik eksplorasi berdasarkan target dan tujuan dari eksplorasi terdiri dari berbagai macam jenisnya. Untuk eksplorasi yang menargetkan pencarian sumber daya hidrokarbon seperti minyak dan gas bumi, metode seismik eksplorasi yang digunakan adalah seismik refleksi 2D dan 3D. Target eksplorasi ini berada pada kedalaman yang besar, berkisar dari kedalaman 1 km hingga kedalaman 3 km, bahkan ada yang sampai 5 km di bawah permukaan bumi. Cakupan area eksplorasi ini mencapai 10.000 sampai 100.000 Ha dengan kondisi morfologi yang sangat beragam. Aplikasi metode seismik di bidang keteknikan saat ini juga memiliki peranan penting karena analisis kecepatan gelombang seismik dapat menjelaskan sifat elastisitas batuan atau lapisan bawah permukaan secara rinci.

6.1 Teori Dasar Gelombang Seismik

Gelombang seismik menjaral pada batuan atau tubuh bumi bergerak mulai dari sumber getar menyebar ke segala arah dengan kecepatan penjaralan yang dikendalikan oleh sifat fisika batuan berupa konstanta elastisitas batuan yang menjelaskan tentang tingkat kekakuan batuan. Peristiwa penjaralan gelombang seismik pada batuan/tubuh bumi pada dasarnya adalah adanya tekanan (*stress*) berupa kompresi atau dilatasi yang bekerja pada batuan dan mengakibatkan terjadinya pergerakan (*displacement*) susunan partikel batuan ketika meneruskan energi getar dari sumber dalam bentuk penjaralan gelombang.

Berdasarkan tipe pergerakannya, partikel batuan gelombang seismik terdiri dari beberapa jenis gelombang yaitu **Gelombang P**, **Gelombang S**, dan **Gelombang Permukaan**. Pada buku ini pembahasan gelombang seismik hanya difokuskan pada Gelombang *P* dan Gelombang *S* saja.



Gambar 6.2 Dua tipe gelombang seismik yaitu Gelombang *P* dan Gelombang *S* yang memiliki gerak partikel yang berbeda terhadap arah penjaralan gelombangnya.

Gelombang *P* adalah jenis gelombang longitudinal kombinasi antara kompresi dan dilatasi dengan arah penjaralan yang searah terhadap arah gerak partikel pada medium penjaralan. Gelombang *P* dapat menjaral di semua medium elastik (padat, cair, dan gas) dan memiliki kecepatan penjaralan yang paling cepat dan berfrekuensi tinggi sehingga menjadi gelombang yang pertama terekam pada seismograf atau geofon. Gelombang *S* adalah jenis gelombang transversal yang memiliki arah penjaralan gelombang yang tegak lurus terhadap arah gerak partikel pada medium penjaralan. Gelombang *S* tidak dapat menjaral pada medium cair atau gas hanya dapat menjaral pada medium padat.

6.1.1 Konstanta Elastisitas Batuan

Konstanta elastik penting dalam seismologi karena kecepatan gelombang seismik bergantung pada konstanta elastik dan densitas batuan. Konstanta elastisitas adalah

konstanta yang mendefinisikan sifat material yang mengalami deformasi ketika ada stress (P) yang bekerja kemudian pulih dan kembali ke bentuk aslinya setelah stress berhenti bekerja. Konstanta elastisitas meliputi modulus bulk (k), konstanta Lamé (λ), rasio Poisson (σ), modulus geser (μ), dan modulus Young (E).

Pada abad ke-19, ketika mempelajari pegas dan elastisitas, ilmuwan Inggris Robert Hooke memperhatikan bahwa ada hubungan linier antara besar nilai gaya (F) yang diperlukan untuk meregangkan material, sebanding dengan nilai perpanjangan material (x), yang dikenal sebagai hukum Hooke dengan perumusan (6.1) di bawah ini.

$$F = -k \cdot x \quad (6.1)$$

Keterangan

F : gaya,

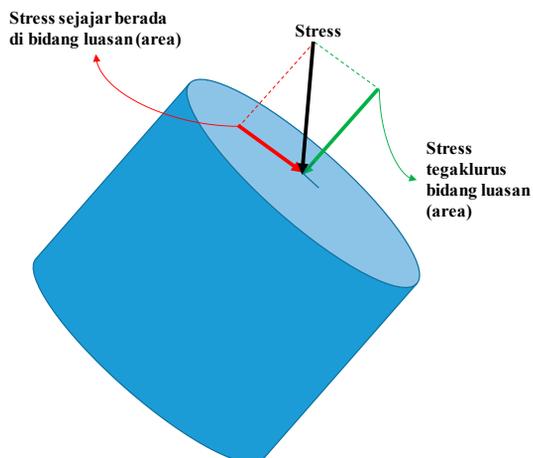
x : panjang perpanjangan

k : adalah konstanta pegas dalam N/m.

Berdasarkan hukum Hooke dapat dinyatakan bahwa regangan (*strain*) yang dialami batuan sebanding dengan tegangan (*stress*) yang diberikan dalam batas elastis batuan itu, *stress* dan *strain* berbanding lurus satu sama lain sampai batas elastis yang dinyatakan oleh (6.2).

$$\text{Modulus elastik} = \frac{\text{Stress}}{\text{Strain}} \quad (6.2)$$

Modulus elastik atau konstanta elastik adalah perbandingan antara *stress* yang bekerja pada benda atau material dengan deformasi yang terbentuk pada batuan akibat *stress* tersebut. Jika nilai konstanta elastik batuan semakin besar, maka *strain* yang akan dialami batuan ketika ada *stress* yang bekerja akan semakin kecil sehingga hal ini menandakan bahwa batuan semakin kaku dan kuat dalam mempertahankan bentuknya.



Gambar 6.3 Stress yang bekerja pada batuan dibagi menjadi komponen *shear* dan normal.

Stress atau tekanan (P) adalah gaya (F) yang bekerja pada satuan luas area (A). *Stress* yang bekerja tegak lurus terhadap bidang luasan adalah **Normal Stress** dan *Stress* yang bekerja sejajar dan terletak pada bidang luas penampang adalah **Shear Stress**.

6.1.1.1 Modulus Young

Jika sebuah benda (Gambar 6.4) memiliki panjang awal (L_0) mengalami perubahan panjang (ΔL) ketika dikenakan *stress* sebesar (F/A), maka nilai modulus Young (E) adalah

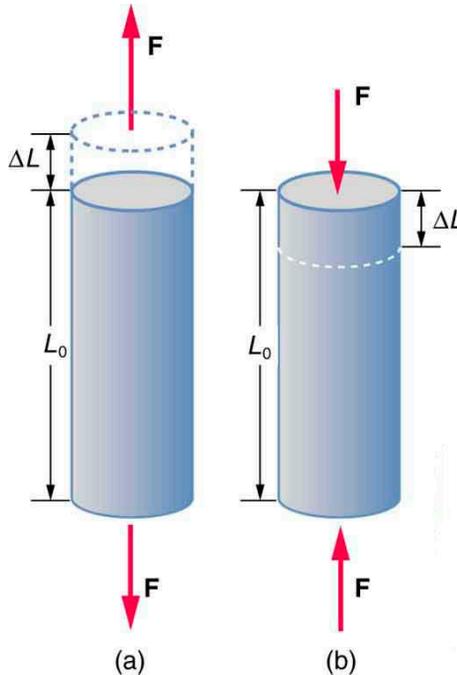
$$E = \frac{F/A}{\Delta L/L_0} = \frac{P}{\Delta L/L_0} \quad (6.3)$$

E = Modulus Young

F/A = P adalah *stress*, gaya per satuan luas (Pascal atau Newton/meter²)

L_0 = Panjang awal benda (meter)

ΔL = Perubahan panjang benda setelah terkena *Stress* (meter)



Gambar 6.4 Modulus young (E) merupakan rasio *stress* yang bekerja terhadap perubahan panjang benda yang terjadi.

6.1.1.2 Modulus Bulk (inkompresibilitas)

Modulus Bulk (k) adalah nilai inkompresibilitas yang menjelaskan kemampuan batuan dalam mempertahankan volumenya ketika dikenakan *stress*. Bila suatu benda/material memiliki volume awal (V_0) mengalami perubahan volume sebesar (ΔV) ketika diberikan *stress* (P) universal pada semua permukaannya (Gambar 6.5), maka nilai modulus bulk (k) adalah nilai rasio tekanan hidrostatik terhadap perubahan volume yang dinyatakan oleh (6.4).

$$k = \frac{P}{\Delta V/V_0} \quad (6.4)$$

Keterangan:

k = Modulus bulk

P = *Stress* (Newton/meter²)

V_0 = Volume awal benda (meter³)

ΔV = Perubahan volume benda ketika kena *stress* (meter³)

6.1.1.3 Modulus Geser

Rigiditas atau modulus geser atau *shear* (μ) adalah kemampuan batuan untuk mempertahankan bentuknya ketika terkena deformasi *shear stress*. Secara matematika respons material bumi terhadap deformasi geser adalah rasio nilai *shear stress* dan *shear strain*.

$$\mu = \frac{\text{Shear Stress}}{\text{Shear Strain}} = \frac{F/A}{\Delta x/L} = \frac{F.L}{A.\Delta x} = \frac{P.L}{\Delta x} \quad (6.5)$$

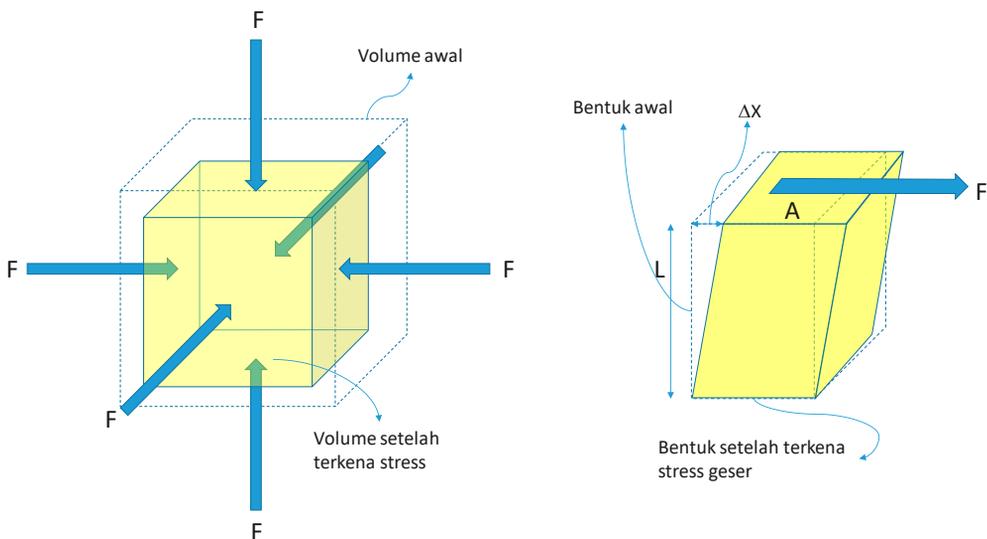
μ = Modulus geser

F = gaya (Newton)

A = luas area kerja gaya (meter²)

L = tinggi atau panjang benda yang tegak lurus arah gaya (meter)

ΔX = perubahan panjang benda searah gaya yang bekerja pada permukaan A (meter)



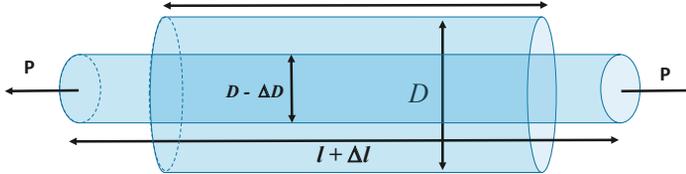
Gambar 6.5 Ilustrasi batuan yang mengalami *stress* dan *shear*.

Hubungan antara modulus Bulk dan rigiditas adalah konstanta Lamé (λ), yaitu

$$\lambda = K - (2/3)\mu \quad (6.6)$$

6.1.1.4 Poisson's Ratio (ν)

Sebuah benda (Gambar 6.6) dengan panjang l dan diameter D apabila dikenakan *Stress* (P), sehingga benda terdeformasi pada dua arah yang saling tegak lurus, mengalami perubahan panjang Δl dan diameter ΔD .



Gambar 6.6 Rasio Poisson adalah rasio perubahan radius terhadap perubahan panjang benda akibat stress yang bekerja pada benda.

Deformasi searah *stress* disebut *longitudinal strain* (ϵ_l)

$$\epsilon_l = \frac{\Delta l}{l} \quad (6.7)$$

dan deformasi tegak lurus arah *stress* disebut *transverse strain* (ϵ_t)

$$\epsilon_t = \frac{\Delta D}{D} \quad (6.8)$$

Maka *Poisson Ratio* (ν) adalah nilai rasio *transverse strain* terhadap *longitudinal strain*, **Rasio** perubahan **radius relatif** terhadap perubahan **panjang relatif** dinyatakan oleh persamaan (6.9).

$$\nu = \frac{\epsilon_t}{\epsilon_l} \quad (6.9)$$

6.1.2 Kecepatan Gelombang Seismik

Gelombang P dan S merambat pada batuan dengan kecepatan (V) yang dikendalikan oleh tingkat kekakuan batuan (*stiffness*) dan densitas batuan (ρ).

$$V = \sqrt{\frac{\text{stiffness}}{\text{density}}} \quad (6.10)$$

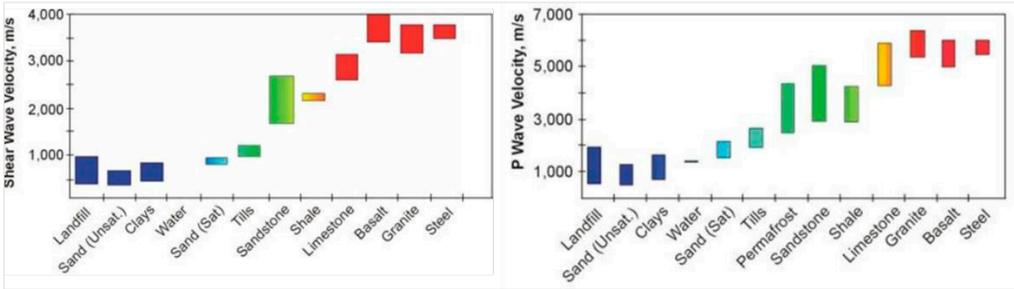
Kecepatan Gelombang P (V_p) memiliki nilai yang dikontrol oleh modulus bulk (k), rigiditas atau modulus geser (*shear*)

$$V_p = \sqrt{\frac{(k+4\mu/3)}{\rho}} \quad (6.11)$$

Kecepatan Gelombang S (V_s) memiliki nilai yang dikontrol oleh rigiditas (μ)

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (6.12)$$

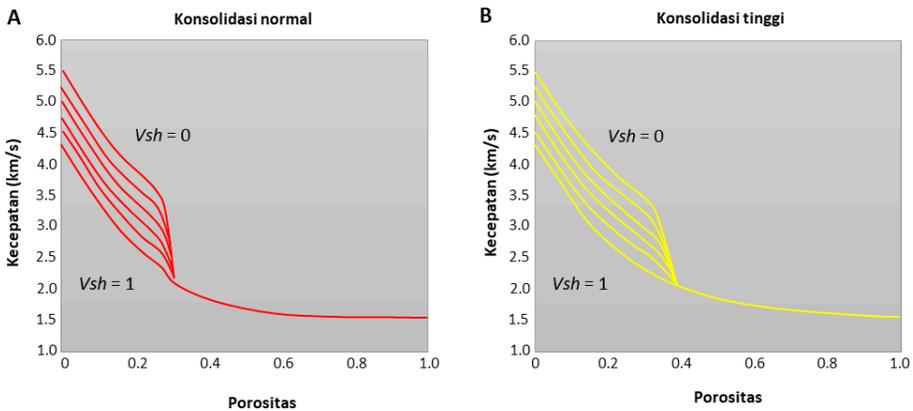
Persamaan (6.11) dan persamaan (6.12) memperlihatkan bahwa kecepatan gelombang P selalu lebih besar dibandingkan dengan kecepatan gelombang S ($V_p > V_s$).



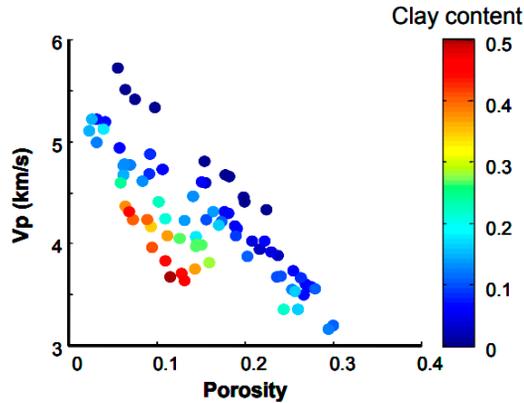
Gambar 6.7 Kecepatan gelombang seismik pada beberapa jenis litologi Wightman et al. (2003).

Gambar 6.7 memperlihatkan beberapa jenis litologi dan nilai kecepatan rambat gelombang seismik dari jenis gelombang P (V_p) dan jenis gelombang S (V_s). Material tak terkonsolidasi memiliki nilai kecepatan rambat yang paling rendah, dan batuan beku memiliki nilai kecepatan rambat yang paling tinggi. Garis tegas yang menjelaskan cepat rambat gelombang seismik dapat berbeda-beda tergantung jenis litologinya, yang pada faktanya adalah akibat perbedaan nilai sifat fisika batuan. Properti fisik batuan yang dapat mengontrol kecepatan gelombang seismik utamanya adalah tingkat porositas batuan (ϕ), kandungan Clay (V_{sh}), litifikasi atau tingkat sementasi batuan, dan saturasi fluida dalam ruang pori batuan.

Batuan yang memiliki porositas yang besar akan membuat kecepatan rambat gelombang seismik menjadi menurun. Hubungan empiris antara kecepatan gelombang P (V_p) dan porositas (ϕ), dapat dilihat di Erickson dan Jarrard, 1998 (Gambar 6.8). Volume shale (V_{sh}) adalah satu komponen penentu dalam nilai kecepatan gelombang seismik pada batuan sedimen silisiklastik. Du Bernard dkk. (2004) menjelaskan bahwa pada batuan silisiklastik untuk satu nilai porositas bila kandungan Clay semakin tinggi, maka kecepatan rambat gelombang akan semakin rendah (Gambar 6.8).

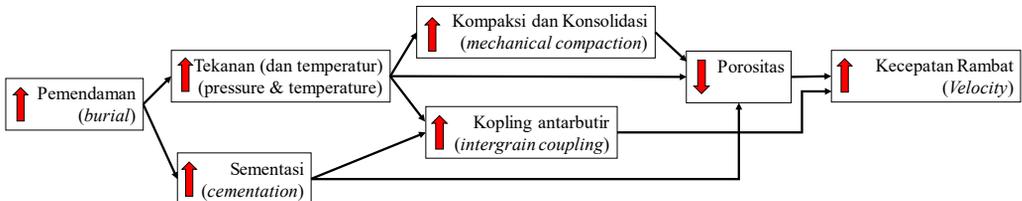


Gambar 6.8 Nilai Porositas dan Kecepatan rambat gelombang P (V_p) yang dipengaruhi oleh porositasnya dan kandungan serpih (V_{sh}) pada batupasir dengan ragam V_{sh} dari 0 – 1 dengan interval 0.2.



Gambar 6.9 Nilai kecepatan rambat gelombang P (V_p) pada satu nilai porositas akan menjadi menurun bila terjadi kenaikan kandungan Clay.

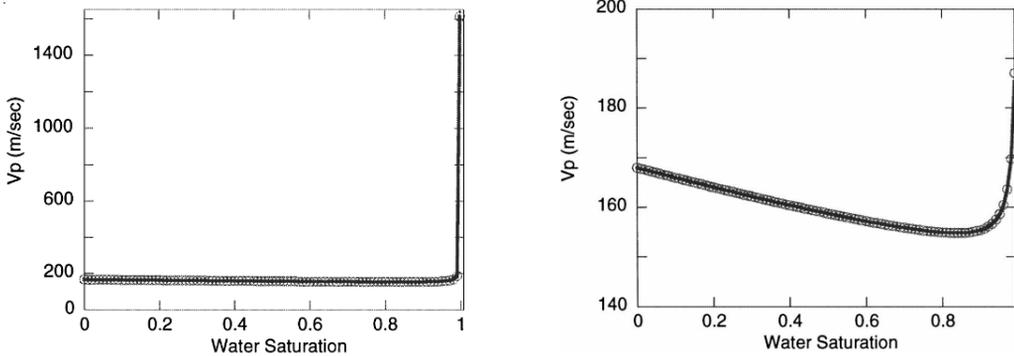
Proses litifikasi batuan sedimen (Gambar 6.10) pada dasarnya adalah cerita tentang sejarah pemendaman yang panjang yang menciptakan peningkatan tekanan dan temperatur sebagai konsekuensi dari kompaksi dan konsolidasi secara mekanik pada butir-butir penyusun batuan sehingga nilai porositas batuan menurun. Secara paralel terjadi proses sementasi antar butir-butir penyusun batuan yang berasal dari mineral terlarut dalam fluida pengisi pori-pori batuan. Proses kristalisasi mineral terlarut dalam fluida pengisi pori-pori batuan menjadi semen pengikat atau perekat antar butir penyusun batuan menyebabkan peningkatan kopling antar butir sehingga dapat memancarkan gelombang seismik menjadi lebih cepat. Meningkatkan proses kompaksi juga menambah tinggi kopling antar butir.



Gambar 6.10 Proses litifikasi batuan yang sangat dipengaruhi proses pemendaman yang dapat meningkatkan nilai cepat rambat gelombang seismik (Jarrard dkk 2000).

Nilai modulus shear untuk fluida adalah nol ($\mu = 0$) sehingga berdasarkan persamaan (6.12) nilai kecepatan gelombang S (V_s) akan menjadi nol dan kecepatan gelombang P (V_p) bergantung pada nilai modulus bulk (k) atau inkompresibilitas batuan. Dari studi teoritis dan empiris, ditemukan bahwa kecepatan gelombang kompresional menurun dengan penurunan saturasi fluida. Jika kandungan atau fraksi gas dalam pori-pori batuan meningkat, maka nilai k akan mengecil dan kecepatan menjadi menurun nilainya. Gambar 6.11 menunjukkan kurva kecepatan sebagai fungsi saturasi air berdasarkan prediksi Biot-Gassmann untuk pasir berkecepatan rendah. Kecepatan didasarkan pada pasir pantai Moss Landing dengan kecepatan gelombang P kering 167 m/s dan kecepatan gelombang S kering 100 m/s (Bachrach and Nur, 1998, Nur et al.,

1998). Tabel 6-1 adalah nilai kecepatan rambat gelombang seismik dari Kearey dan Reynold untuk gelombang P pada beberapa jenis litologi dan material.



Gambar 6.11 Kecepatan sebagai fungsi saturasi air berdasarkan prediksi Biot-Gassmann untuk pasir berkecepatan rendah untuk saturasi 0–100% (kiri) dan 0–99% (kanan).

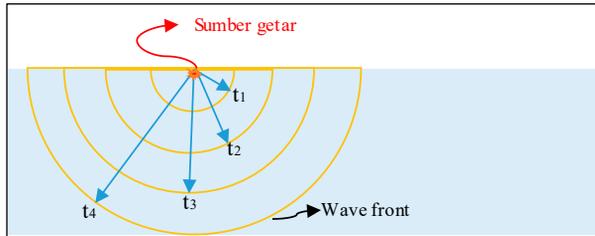
Tabel 6.1. nilai kecepatan gelombang P (V_p) pada beberapa batuan dan material.

Batuan dan Material	Kecepatan V_p (km/detik)	Material	V_p (m/s)
Material tak terkonsolidasi		Air	330
Pasir (kering)	0.2 - 1.0	Water	1450-1530
Pasir (tersaturasi air)	1.5 - 2.0	Petroleum	1300-1400
Lempung	1.0 - 2.5	Loess	300-600
Glacial till (tersaturasi air)	1.5 - 2.5	Soil	100-500
Permafrost	3.5 - 4.0	Snow	350-3000
Batuan Sedimen		Solid glacier ice*	3000-4000
Batupasir	2.0 - 6.0	Sand (loose)	200-2000
Batupasir Tersier	2.0 - 2.5	Sand (dry, loose)	200-1000
Batupasir Pennant (Karboniferous)	4.0 - 4.5	Sand (water saturated, loose)	1500-2000
Kuarsit Kambrian	5.5 - 6.0	Glacial moraine	1500-2700
Batugamping	2.0 - 6.0	Sand and gravel (near surface)	400-2300
Oolit Jura dan batugamping bioklastik	3.0 - 4.0	Sand and gravel (at 2 km depth)	3000-3500
Batugamping Karbon	5.0 - 5.5	Clay	1000-2500
Dolomit	2.5 - 6.5	Estuarine muds/clay	300-1800
Garam Salt	4.5 - 5.0	Floodplain alluvium	1800-2200
Anhidrit	4.5 - 6.5	Pemafrost (Quaternary sediments)	1500-4900
Gypsum	2.0 - 3.5	Sandstone	1400-4500
Batuan Beku dan Metamorfik		Limestone (soft)	1700-4200
Granit	5.5 - 6.0	Limestone (hard)	2800-7000
Gabro	6.5 - 7.0	Dolomites	2500-6500
Batuan Ultramafik	7.5 - 8.5	Anhydrite	3500-5500
Serpentinit	5.5 - 6.5	Rock salt	4000-5500
Fluida-fluida dalam pori		Gypsum	2000-3500
Udara	0.3	Shales	2000-4100
Air	1.4 - 1.5	Granites	4600-6200
Es	3.4	Basalts	5500-6500
Hidrokarbon cair	1.3 - 1.4	Gabbro	6400-7000
		Peridotite	7800-8400
		Serpentinite	5500-6500
		Gneiss	3500-7600
		Marbles	3780-7000
		Sulphide ores	3950-6700
		Pulverised fuel ash	600-1000
		Made ground (rubble, etc)	160-600
		Landfill refuse	400-750
		Concrete	3000-3500
		Disturbed soil	180-335
		Clay landfill cap (compacted)	355-380

6.1.3 Penjalaran Gelombang Seismik

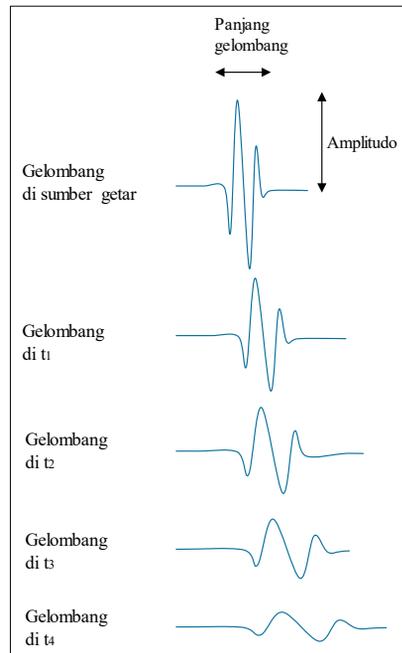
Fenomena penjalaran gelombang seismik dimulai dari adanya sumber getar yang menghasilkan gelombang seismik yang kemudian menjalar ke segala arah dari waktu pertama (t_1) dan terus bertambah ke t_2 sampai ke waktu t_4 dan seterusnya menjauhi sumber getar seperti pada gambar berikut. Pada medium homogen isotropik, muka

gelombang (*wave front*) akan membentuk permukaan bola sempurna dengan **arah penjalaran** (*raypath*) yang ditunjukkan dengan panah biru dengan vektor yang tegak lurus muka gelombang (Gambar 6.12).



Gambar 6.12 Penjalaran gelombang seismik yang membentuk geometri permukaan bola menjauhi sumber getar.

Prinsip alami penjalaran gelombang seismik yang dihasilkan di sumber getar memiliki energi awal yang paling besar, tercermin dari amplitudo yang besar dan frekuensi tinggi (panjang gelombang pendek). Setelah mengalami penjalaran pada selang waktu tertentu yang terus menambah jarak penjalaran, gelombang seismik akan mengalami penurunan nilai amplitudo dan mengalami perubahan panjang gelombang menjadi frekuensi rendah (Gambar 6.13). Peristiwa penurunan energi gelombang seismik akibat jarak penjalaran disebut **atenuasi**. Atenuasi gelombang seismik paling utama selain oleh jarak penjalaran adalah kondisi litologi atau lapisan batuan yang bersifat menyerap (absorpsi) energi yang ditentukan oleh tingkat elastisitas batuan yang dipengaruhi oleh beberapa faktor di antaranya tingkat sementasi batuan, porositas, dan kandungan fluida dalam ruang pori batuan.



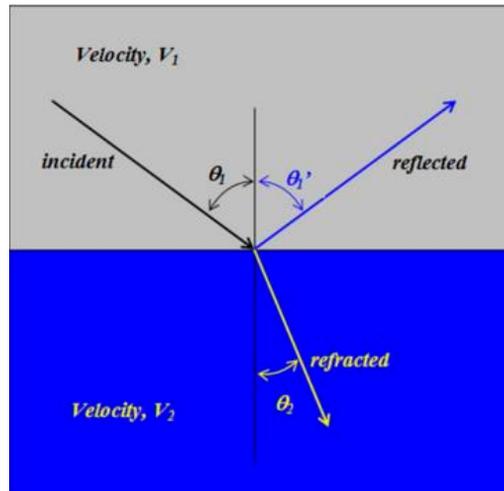
Gambar 6.13 Atenuasi gelombang seismik akibat pertambahan jarak penjalaran pada selang waktu tertentu sehingga amplitudo berkurang dan panjang gelombang bertambah.

6.1.4 Hukum Snellius

Willebrord Snell menjelaskan bahwa gelombang cahaya yang menjalar melalui dua medium apabila menemui bidang batas kedua medium, maka gelombang datang sebagian akan dipantulkan dan dibiaskan. Sudut gelombang datang memiliki nilai yang sama dengan sudut pantul, dan sudut bias gelombang memiliki nilai bergantung pada kecepatan jalar gelombang pada medium. Berdasarkan *hukum* Snellius, gelombang seismik yang menjalar pada tubuh batuan apabila menemukan bidang batas antar lapisan yang memiliki perbedaan nilai kecepatan sebagian akan dipantulkan dan sebagian lagi dibiaskan. Perbandingan kecepatan antar lapisan akan sama dengan perbandingan nilai sinusoidal sudut gelombang terhadap garis normal.

$$\theta_1 = \theta_1' \quad (6.13)$$

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_1'}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} \quad (6.14)$$



Gambar 6.14 Penjalaran gelombang seismik berdasarkan prinsip Snellius

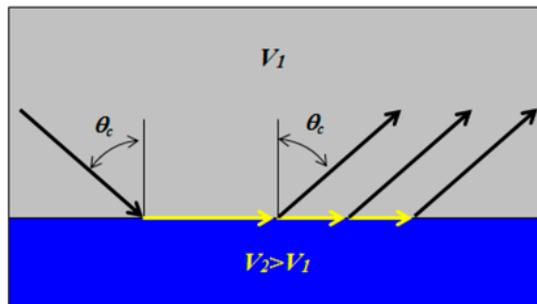
Jika gelombang seismik merambat pada dua medium dengan nilai kecepatan yang sangat jauh berbeda ($V_2 \gg V_1$), seperti lapisan lapuk sebagai lapisan pertama (V_1) dan lapisan bedrock sebagai lapisan kedua (V_2), sehingga nilai sudut bias menjadi tegak lurus terhadap garis normal ($\theta_2 = 90^\circ$), maka berdasarkan persamaan 6-14 didapat

$$\sin \theta_1 = \frac{V_1}{V_2} \quad (6.15)$$

Dan kondisi θ_1 seperti ini adalah kondisi sudut kritis (θ_c) dengan nilai

$$\theta_c = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \quad (6.16)$$

Hal ini menjadikan gelombang datang dengan sudut kritis θ_c akan menjalar di bidang batas lapisan (Gambar 6.15) dan bertindak sebagai sumber gelombang baru yang memancarkan gelombang ke arah permukaan dengan kecepatan di medium pertama (V_1). Lebih lanjut dapat dibahas fenomena gelombang seismik yang dihasilkan dari sumber getar yang pada dasarnya terdiri dari dua komponen utama gelombang, yaitu gelombang P dan gelombang S. Prinsip penjalaran gelombang berdasarkan hukum Snellius dapat menjadi lebih kompleks dan sedikit rumit karena melibatkan adanya peristiwa refleksi atau pantulan dan transmisi gelombang P dan juga gelombang S. Gelombang Seismik yang datang dari sumber getar ketika menemui kontak batas lapisan akan menghasilkan pantulan gelombang yang terdiri dari komponen gelombang S dan gelombang P, dan peristiwa transmisi gelombang juga menghasilkan transmisi gelombang P dan gelombang S. Yilmaz 2001 menjelaskan dengan detail tentang konsep penjalaran gelombang seismik berdasarkan prinsip Snellius, termasuk di dalamnya adalah pembahasan tentang koefisien refleksi dan transmisi, dan impedansi akustik (AI) yang dikontrol oleh kecepatan rambat gelombang pada medium dan densitas dari medium rambat.



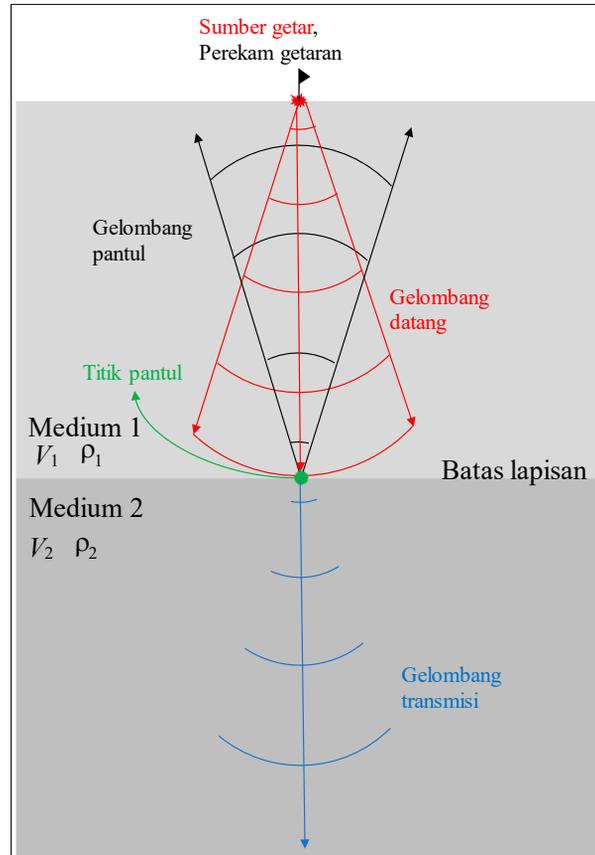
Gambar 6.15 Ilustrasi rambatan gelombang seismik melalui 2 medium

6.1.5 Impedansi Akustik (AI) Koefisien Refleksi, Transmisi

Impedansi akustik (Z) adalah nilai hasil perkalian antara kecepatan gelombang P (V_p) terhadap besar densitas batuan (ρ) yang diterjemahkan sebagai kemampuan batuan melewatkan gelombang seismik yang melaluinya.

$$Z = V_p \rho \quad (6.17)$$

Semakin cepat gelombang merambat pada batuan dan semakin keras suatu batuan, maka impedansi akustiknya semakin besar. Sebagai contoh batugamping memiliki impedansi akustik yang lebih besar dibandingkan dengan batupasir.



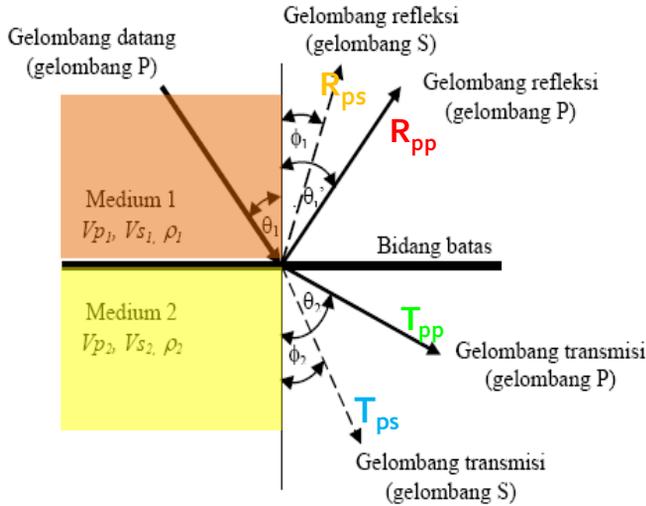
Gambar 6.16 Penjaralan gelombang seismik pada dua lapisan dengan sudut datang gelombang mendekati nol

Jika ada gelombang seismik yang merambat dengan sudut datang mendekati nol pada dua lapisan medium batuan, lapisan pertama di atas lapisan ke dua dengan nilai impedansi akustik Z_1 untuk lapisan pertama, dan Z_2 sebagai impedansi lapisan kedua, maka **Koefisien refleksi (R)** adalah perbandingan **amplitudo gelombang pantul (A_r)** terhadap **amplitudo gelombang datang (A_i)**. Secara matematis nilai R merupakan perbandingan selisih nilai impedansi akustik medium kedua dengan medium pertama terhadap total nilai impedansi akustik kedua medium.

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (6.18)$$

Koefisien Transmisi (T) adalah perbandingan amplitudo gelombang transmisi (A_t) terhadap amplitudo gelombang datang (A_i)

$$T = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (6.19)$$



Gambar 6.17 Gelombang refleksi dan transmisi yang melewati bidang batas lapisan dengan nilai kecepatan rambat masing-masing lapisan (medium) terhadap jenis gelombang.

Untuk kasus dua medium rambat dengan sudut datang gelombang (θ_1) seperti pada Gambar 6.17, medium pertama dengan kecepatan rambat gelombang P (V_{p1}), densitas medium ρ_1 dan kecepatan gelombang S (V_{s1}), dan medium kedua yang memiliki kecepatan rambat gelombang P (V_{p2}), densitas medium ρ_2 dan kecepatan gelombang S (V_{s2}). Refleksi gelombang seismik menghasilkan refleksi gelombang S yang memiliki sudut pantul (ϕ_1) lebih kecil dibanding sudut pantul gelombang P (θ_1'), begitu juga pada gelombang transmisi yang menghasilkan sudut bias (refraksi) transmisi gelombang S (ϕ_2) lebih kecil dibandingkan dengan sudut bias transmisi gelombang P (θ_2). Untuk kasus sudut datang gelombang ($\theta_1 > 0$) menggunakan persamaan Zoeppritz (6.20) yang menjelaskan nilai koefisien refleksi dan transmisi gelombang seismik.

$$\begin{bmatrix} \sin \theta_1' & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \theta_1' & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\theta_1' & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}} \sin 2\theta_2 & \frac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}} \cos 2\phi_2 \\ -\cos 2\theta_1' & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{p1}} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \theta_1' \\ -\cos \theta_1' \\ \sin 2\theta_1' \\ -\cos 2\theta_1' \end{bmatrix} \quad (6.20)$$

Persamaan Zoeppritz adalah persamaan matematika yang digunakan untuk mendapatkan nilai koefisien refleksi gelombang P (R_{PP}), koefisien refleksi gelombang S (R_{PS}), koefisien transmisi gelombang P (T_{PP}), koefisien transmisi gelombang S (T_{PS}). Penyederhanaan Persamaan Zoeppritz oleh Aki dan Richards (1980) yang mengelompokkan fungsi perubahan densitas lapisan, V_p , dan V_s pada bidang batas sebagai berikut:

$$R(\theta) = a \frac{\Delta V_p}{V_p} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (6.21)$$

Dengan nilai a , b , dan c sebagai berikut:

$$\begin{aligned} a &= \frac{1}{2 \cos^2 \theta}, \\ b &= 0.5 - \left[2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \sin^2 \theta \right], \\ c &= -4 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \sin^2 \theta, \end{aligned} \quad (6.22)$$

$$\rho = \frac{\rho_2 + \rho_1}{2}, \Delta \rho = \rho_2 - \rho_1,$$

$$V_p = \frac{V_{p2} + V_{p1}}{2}, \Delta V_p = V_{p2} - V_{p1},$$

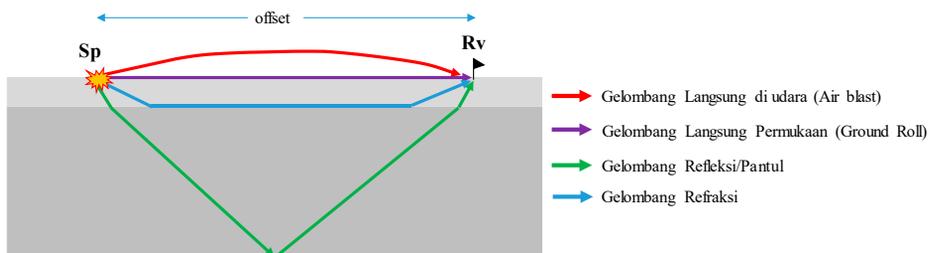
$$V_s = \frac{V_{s2} + V_{s1}}{2}, \Delta V_s = V_{s2} - V_{s1},$$

$$\theta = \frac{\theta_i + \theta_t}{2}.$$

$$R(\theta) = \text{koef refl fungsi } \theta \quad (6.23)$$

6.2 Survei Seismik Eksplorasi

Prinsip dasar dalam survei seismik eksplorasi adalah mengukur waktu tempuh gelombang seismik dari sumber getar (SP) ke *geofon* sebagai perekam getaran (Rv) pada jarak yang telah ditentukan. Jarak antara SP dan Rv disebut *offset*, dan waktu tiba gelombang di geofon adalah lama waktu tempuh gelombang. Gelombang yang terbentuk dari sumber getar dan terekam di geofon umumnya ada 3 jenis (Gambar 6.18) yaitu gelombang langsung yang merambat melalui udara (*airblast*) dan yang merambat di permukaan tanah (*groundroll*); gelombang refleksi yang berasal dari titik pantul di batas bidang perlapisan batuan; dan gelombang refraksi yang terbentuk akibat sudut gelombang datang yang mencapai sudut kritis.

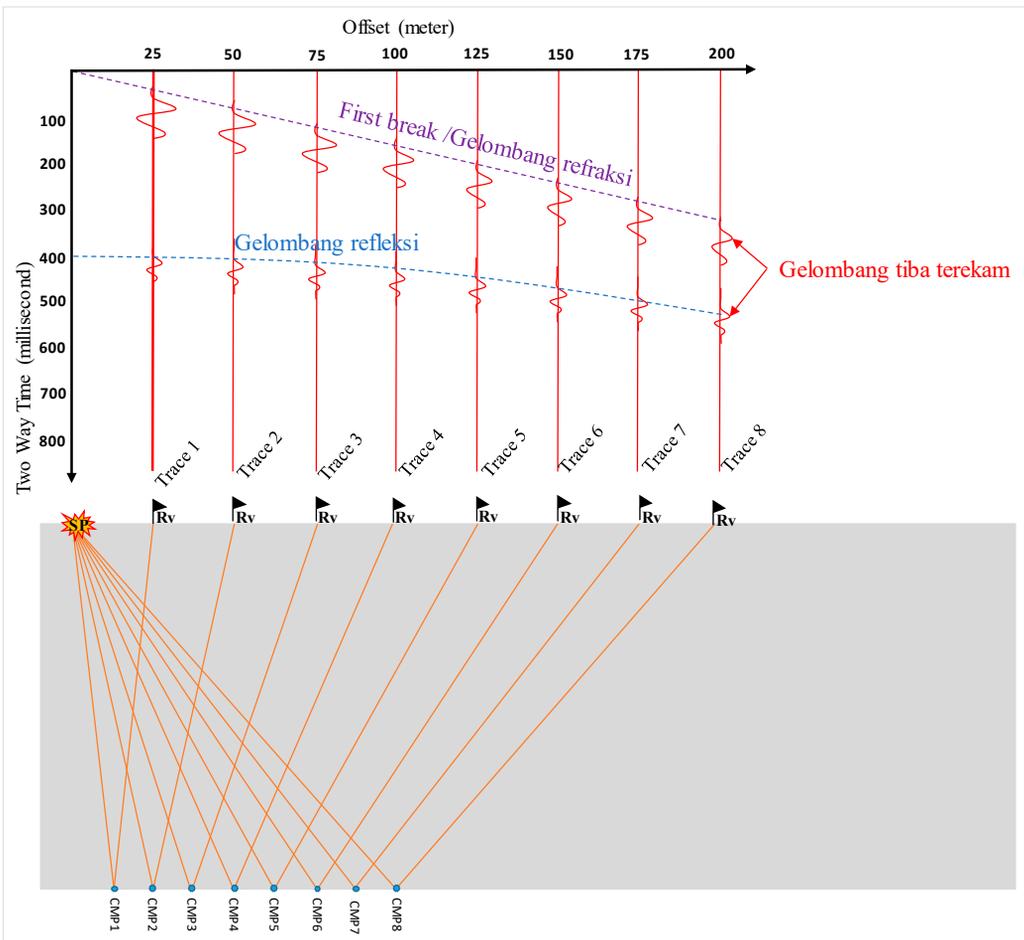


Gambar 6.18 Tipe gelombang yang dihasilkan sumber getar yang terekam di geofon

Kegiatan eksplorasi yang menerapkan metode seismik dapat dibagi berdasarkan pemanfaatan sifat rambatan gelombang, yaitu seismik refleksi 2D/3D *multichannel*, seismik refraksi, dan seismik borehole.

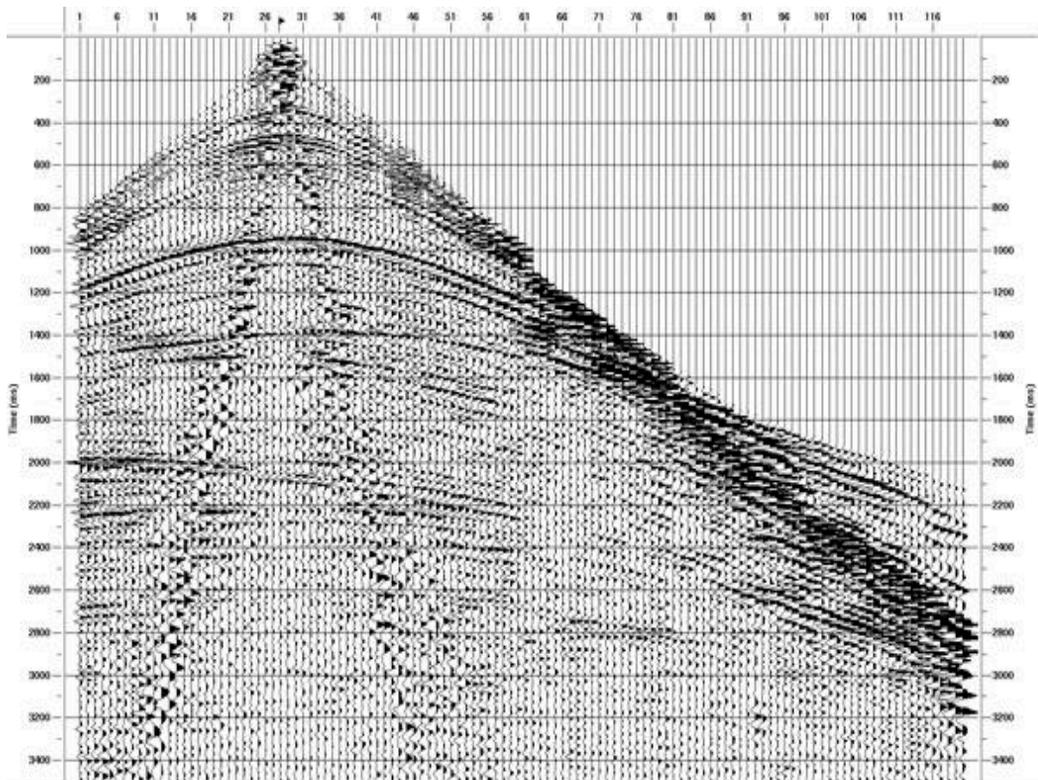
6.3 Seismik Refleksi 2D/3D

Seismik refleksi 2D/3D merupakan metode seismik eksplorasi yang memanfaatkan sifat pantul gelombang seismik ketika mengenai bidang batas perlapisan batuan menggunakan sumber getar tunggal dan perekam getaran dalam jumlah yang sangat banyak – *multi channel*. Prinsip akuisisi data seismik refleksi adalah memicu getaran di SP yang ditempatkan pada posisi koordinat tertentu pada waktu mula ($t = 0$ ms). Kemudian gelombang seismik yang terbentuk merambat ke dalam bumi dan dipantulkan oleh bidang batas perlapisan batuan sampai terekam di barisan (*arrays*) banyak *geofon* (Rv) pada posisi koordinat tertentu.



Gambar 6.19 Prinsip metode seismik refleksi 2D yang merekam gelombang pantul.

Jarak antara *SP* dan perekam (*Rv*) disebut *offset* dan nilai waktu tiba gelombang (*arrival time*) yang terekam dinamakan *two-way time* (*twt*) karena telah menempuh jarak dua kali jarak gelombang datang. Untuk asumsi bahwa setiap perlapisan merupakan bidang datar maka setiap titik pantul dari rambatan gelombang dinamakan *CMP* (*Common Mid Point*) karena berada di antara titik *SP* dan *Rv* dan memiliki identitas nomor karena memiliki posisi dan koordinat masing-masing. Begitu juga rekam jejak gelombang tiba pada geofon disebut *Trace* (*Tr*) dan diberikan identitas/penomoran. Contoh *raw data* hasil perekaman seismik refleksi multi channel seperti pada Gambar 6.20 disebut sebagai *shot gather*, dengan sumbu Y adalah nilai *twt* dalam millisecond dan sumbu x adalah nomor identitas *Trace*.



Gambar 6.20 *Raw data* rekaman seismik refleksi multi channel.

Gelombang tiba yang terekam pertama kali di geofon disebut gelombang *first break*, membentuk kurva yang linier yang berasal dari gelombang refraksi akibat sudut kritis gelombang datang pada batas lapisan lapuk dan *bedrock*. Pola kurva linier juga diperlihatkan oleh gelombang groundroll dan *airblast* dengan gradien tinggi. Gelombang refleksi tiba dan terekam di geofon lebih lambat dibandingkan dengan *firstbreak* dan menghasilkan kurva pola hiperbola pada grafik offset terhadap waktu.

Jika bidang batas perlapisan adalah bidang datar yang memiliki kedalaman sebesar h (Gambar 6.21), diketahui jarak offset adalah x dan jarak tempuh gelombang yang memiliki kecepatan (V) dari SP ke Rv berdasarkan hukum Pythagoras adalah sebesar

$$\text{jarak tempuh} = 2S = 2\sqrt{h^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2} = \sqrt{4h^2 + x^2} \quad (6.24)$$

Jika kecepatan (V) adalah nilai pembagian jarak tempuh ($2S$) terhadap waktu (t), maka

$$V t = \sqrt{4h^2 + x^2} \quad (6.25)$$

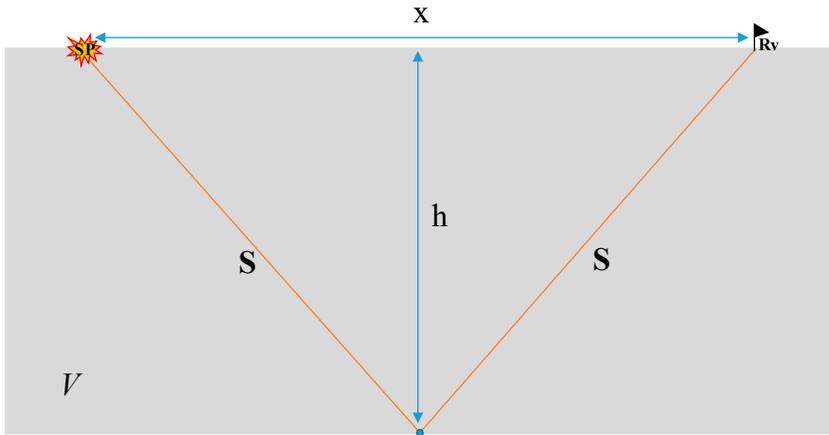
Jika pada persamaan 6.25 dilakukan pengkuadratan, maka

$$4h^2 = x^2 + (V t)^2 \quad (6.26)$$

Jika dimodifikasi lebih lanjut, maka didapat

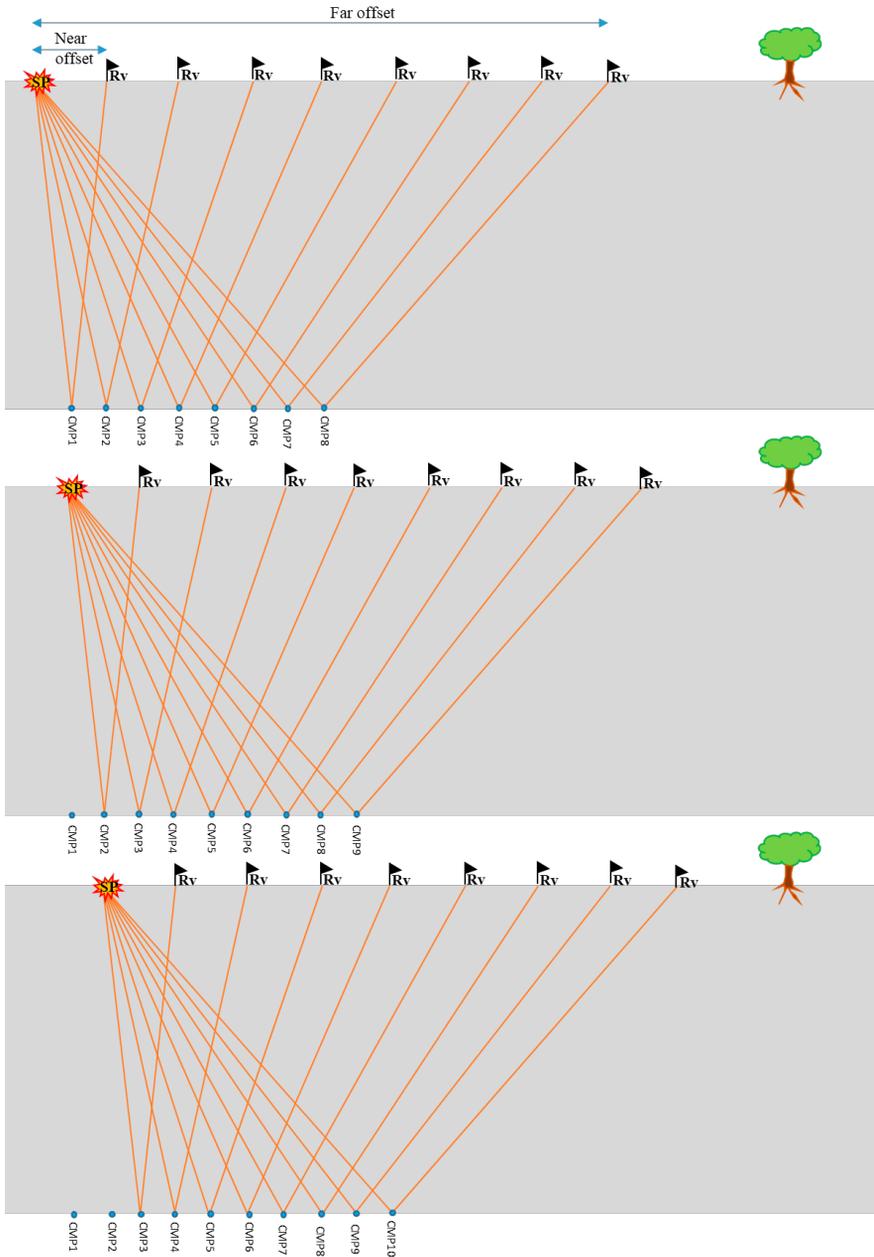
$$\frac{x^2}{4h^2} - \frac{(V t)^2}{4h^2} = 1 \quad (6.27)$$

Dari persamaan 6.27 terlihat bahwa offset (x) dan waktu tempuh (t) gelombang seismik refleksi membentuk persamaan hiperbola.



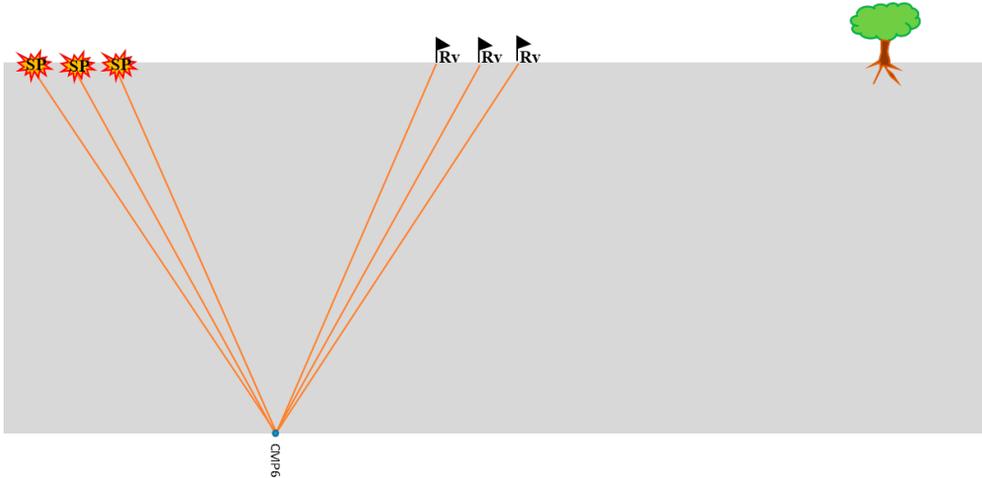
Gambar 6.21 Perjalanan gelombang refleksi dari sumber getar (SP) sampai terekam di geofon (Rv)

Proses akuisisi/perekaman data dilakukan berkali-kali dengan titik SP dan Rv yang terus bergeser dengan pola jarak yang teratur sehingga menghasilkan rekaman yang bertumpuk pada CMP yang menjadi target eksplorasi. *Near offset* adalah jarak terdekat dan *far offset* adalah jarak terjauh yang diterapkan untuk mendapatkan target kedalaman minimal dan target kedalaman maksimal.



Gambar 6.22 Proses akuisisi data metode seismik refleksi 2D, pergeseran posisi S_p dan R_v sepanjang target yang diinginkan (panjang penampang seismik yang diinginkan).

Jika kita melihat titik pantul CMP6 pada Gambar 6.22, maka akan didapat konfigurasi refleksi seperti pada Gambar 6.23, yang memperlihatkan titik pantul CMD6 mengalami peristiwa pemantulan gelombang seismik berkali-kali dengan posisi SP dan R_v yang berbeda-beda.



Gambar 6.23 Rekaman titik pantul di CMP6 dari beberapa SP yang berbeda

Dengan menggunakan prinsip Pythagoras seperti pada Gambar 6.21 dan menggunakan persamaan (6.26) di mana nilai V dan h diasumsikan memiliki nilai yang konstan, jika nilai *offset* adalah nol ($x = 0$), yang berarti sudut datang adalah nol (Gambar 6.16), maka didapat waktu tempuh gelombang tegak lurus terhadap bidang pantul yang disebut waktu tempuh normal (t_n).

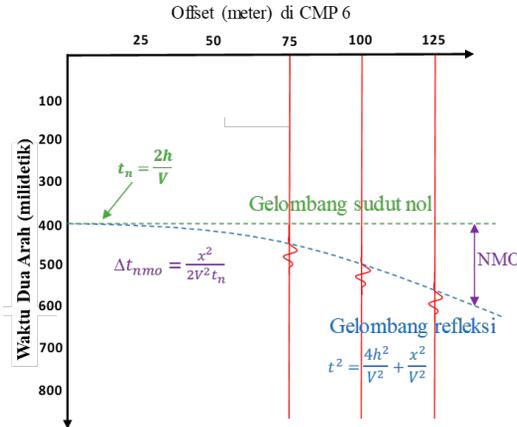
$$t_n = \frac{2h}{V} \quad (6.28)$$

Gelombang pantul yang berasal dari titik yang sama seperti di titik *CMP 6* disebut *CMP Gather* seperti pada Gambar 6.23. Ketika waktu tibanya (*arrival time*) diplot terhadap *offset* akan memperlihatkan bentuk *trace* yang membentuk kurva hiperbola seperti persamaan (6.26). Karena titik *CMP 6* berada pada nilai h yang sama dan dalam medium dengan kecepatan V yang sama, maka kurva hiperbola adalah sebuah fungsi nilai waktu tempuh normal yang berubah akibat jarak *offset*. Selisih nilai kurva hiperbola dari gelombang refleksi pada titik *CMP* yang sama terhadap nilai waktu tempuh normalnya disebut dengan *Normal Move Out (NMO)* dengan nilai persamaan koreksi waktu *NMO* (Δt_{nmo}):

$$\Delta t_{nmo} = \frac{x^2}{2V^2 t_n} \quad (6.29)$$

Dengan memanfaatkan nilai waktu tiba gelombang yang memiliki sudut mendekati nol (*offset* kecil/terdekat), maka dari persamaan 6.29 akan didapat nilai Kecepatan V sebesar:

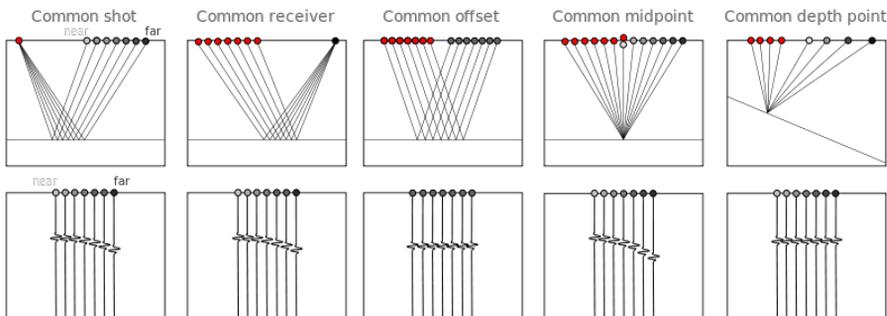
$$V = \sqrt{\frac{x^2}{2t_n \Delta t_{nmo}}} \quad (6.30)$$



Gambar 6.24 Perbandingan trace dari titik CMP6 yang memperlihatkan kurva dan persamaan ketika sudut datang gelombang normal dan gelombang pantul pada offset (x) tertentu

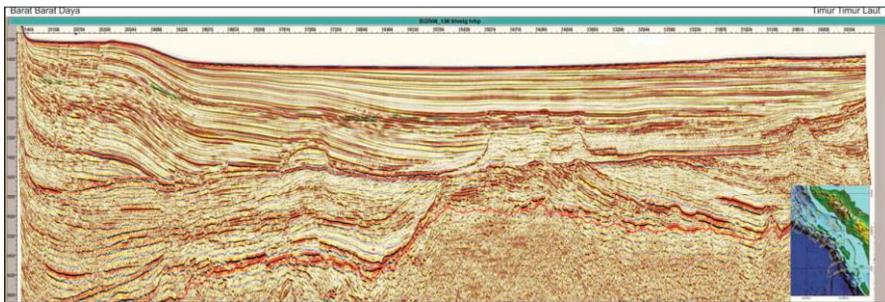
CMP gather merupakan rekaman waktu tiba gelombang pada titik pantul yang sama dengan nilai sudut datang yang berbeda-beda. Penerapan persamaan Zoeppritz (1919) pada data CMP Gather menjadi salah satu cara dalam menentukan kekhususan litologi, terutama dalam mengkarakterisasi batuan reservoir yang mengandung hidrokarbon dalam ruang porinya seperti **Model Ostrander (1984)**.

Pengelompokkan *trace* (Gambar 6.25) juga dapat dilakukan berdasarkan kesamaan sumber getar (*common shot, CS*), kesamaan jarak offset (*common offset, CO*), kesamaan titik receiver (*common receiver, CR*), dan kesamaan titik pantul sebenarnya (*common depth, CD*). Fungsi pengelompokkan *trace* adalah untuk melihat pola refleksi berdasarkan karakteristik waktu tiba. Pada *common shot* dapat dilihat adanya gelombang refraksi; gelombang langsung serta refleksi berlipat akibat kontras AI yang tinggi pada perlapisan batuan; *trace* yang mati; dan *trace* yang berkualitas buruk sehingga CS dipakai untuk proses eliminasi noise dan gelombang selain refleksi. Lapisan batuan yang memiliki kemiringan dapat dilihat dari CO karena nilai jarak *offset* yang bersifat konstan dapat dipakai untuk melihat pola refleksi bidang pantul (reflektor) yang datar. Atenuasi energi getaran dari SP akibat geometri perambatan gelombang dan absorpsi energi oleh litologi dapat dianalisis dari *Common receiver* karena perubahan jarak SP yang berbeda-beda terhadap satu posisi *receiver* yang sama.



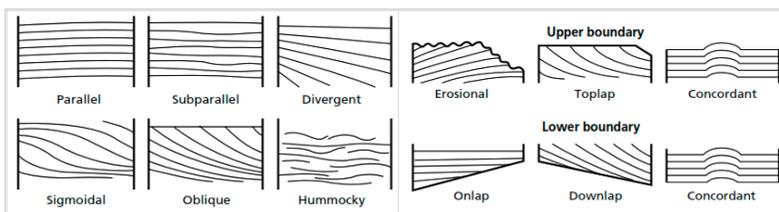
Gambar 6.25 Pengelompokkan *trace* seismik berdasarkan tipe kesamaan geometri *offset* SP dan *receiver*

Target akhir survei seismik refleksi *multichannel* adalah untuk mendapatkan penampang seismik seperti pada (Gambar 6.26) yang selanjutnya akan dilakukan proses interpretasi kondisi geologi berdasarkan citra refleksi seismik dari lapisan bawah permukaan. Kondisi geologi lapisan batuan bawah permukaan tergambarkan dengan cukup baik pada penampang seismik yang memperlihatkan geometri refleksi lapisan batuan sedimen. Pemahaman tentang kerangka tektonik dan geologi regional di daerah survei seismik adalah unsur utama dalam memahami penampang seismik 2D. Aplikasi metode seismik refleksi berdasarkan adanya peralihan lapisan batuan yang tentunya berada di daerah atau lingkungan batuan sedimen. Batuan sedimen terbentuk pada daerah yang memiliki geometri cekungan sebagai wadah proses sedimentasi. Batuan dasar atau basement pada cekungan umumnya berupa batuan beku atau batuan metamorf, atau kombinasi dari keduanya. Karakteristik batuan beku dan batuan metamorf yang merupakan batuan kristalin yang tanpa lapisan (*massif*), keras, kaku, dan tingkat porositas yang mencapai nol, menjadikan gelombang seismik merambat dengan kecepatan sangat tinggi pada internal tubuh batuan dan diteruskan tanpa ada pantulan dari dalam tubuh batuan. Pola refleksi dari batuan alas biasanya bersifat *free-reflection* tanpa peralihan, *chaotic*, dan penuh difraksi.



Gambar 6.26 Contoh penampang seismik dari Triarso dan Troa (2017)

Penampang Seismik 2D memperlihatkan geometri batuan sedimen yang sangat terkait dan bergantung pada proses sedimentasi selama pembentukan batuan, seperti tipe lingkungan pengendapan dan kondisinya; jenis-jenis litologi; struktur geologi yang terjadi dan terbentuk; serta pola sekuen endapan batuan. Proses sedimentasi dipicu dan diakomodir oleh adanya energi yang membawa/mentransportasi material lapukan batuan ke dalam cekungan. Sedimentasi dapat terjadi dalam bentuk geometri tertentu dan dibatasi oleh bidang-bidang ketidakselarasan.

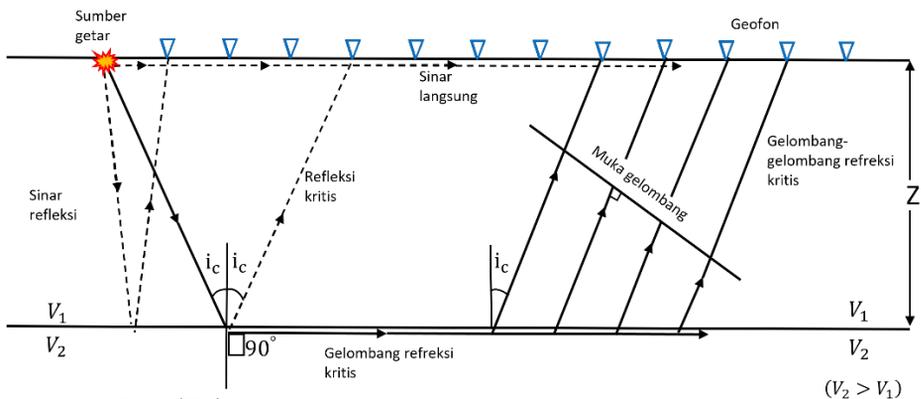


Gambar 6.27 Pola refleksi internal lapisan batuan sedimen pada penampang seismik berdasarkan sekuen pengendapannya, dan batas ketidakselarasan yang melingkupi sekuen sedimen (Sherif, 1980)

Kondisi gradien topografi, hembusan angin, dan aliran air menghasilkan pola-pola sedimentasi yang berbeda akibat tingkat energi transportasi yang berbeda-beda pula. Poses sedimentasi pada daerah bertopografi yang memiliki gradien tinggi akan menghasilkan pola lapisan divergen, dan sedimentasi pada daerah berenergi rendah seperti lingkungan laut dalam atau danau akan menghasilkan pola lapisan paralel (Gambar 6.27). Endapan sukseksi sungai yang membuat tumpukan material sedimen secara berulang-ulang akan membentuk pola lapisan sigmoid. Interpretasi yang didasarkan pada geometri pola refleksi seismik dalam bentuk paket-paket sekuen sedimentasi memerlukan pengetahuan di bidang sedimentologi, stratigrafi sekuen, struktur geologi, dan stratigrafi seismik.

6.4 Seismik Refraksi

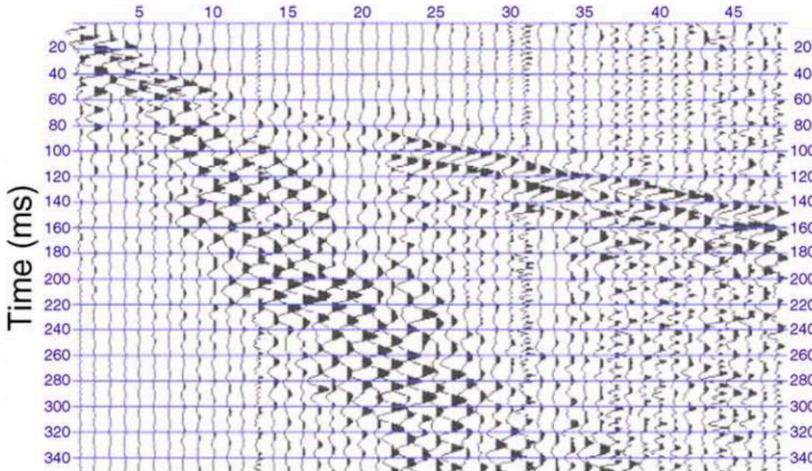
Metode survei refraksi seismik menggunakan prinsip perambatan gelombang seismik yang kembali ke permukaan setelah menempuh perjalanan melalui tubuh lapisan bumi sepanjang jalur pembiasan (*refracted ray*). Jika dua medium lapisan batuan yang memiliki kecepatan rambat medium pertama (V_1) dan medium kedua (V_2) memiliki sudut kritis ketika ada gelombang datang (Gambar 6.15), maka akan terbentuk gelombang yang merambat di sepanjang bidang kontak lapisan dengan kecepatan V_2 . Gelombang ini menjadi sumber gelombang baru yang mentransmisikan gelombang dengan arah *raypath* ke arah permukaan dengan sudut sama besar seperti sudut gelombang datangnya dan memiliki kecepatan V_1 . Gambar 6.28 adalah ilustrasi gelombang datang dari sumber getar dengan sudut kritis menghasilkan sudut gelombang difraksi yang tegak lurus terhadap garis normal bidang pantul. Gelombang kemudian merambat pada bidang kontak lapisan dan menghasilkan muka gelombang baru yang memiliki arah transmisi ke permukaan dengan kecepatan V_1 dengan sudut yang sama dengan sudut gelombang datang.



Digambar ulang dari Reynold (2011)

Gambar 6.28 Gelombang datang dari sumber getar dengan sudut kritis dan menghasilkan muka gelombang baru

Pada metode seismik refraksi, gelombang yang tiba di perekam adalah gelombang langsung dan gelombang refraksi yang dinamakan gelombang *firstbreak*; memiliki geometri *trace* yang linier, hubungan antara offset dan waktu tempuh gelombang diwakili oleh garis linier (Gambar 6.29).



Gambar 6.29 Contoh rekaman data seismik refraksi (Ezersky, 2006)

Untuk melihat hubungan linier antara offset dan waktu tempuh gelombang, diperlukan analisis perjalanan gelombang seismik dari sumber getar sampai ke perekam (Gambar 6.30) pada dua medium lapisan batuan dengan bidang batas kontak lapisan yang horizontal. Waktu (t) yang diperlukan gelombang dari sumber getar untuk sampai ke perekam adalah total waktu rambat gelombang dari titik A ke titik B ditambah waktu dari titik B ke titik C, dan waktu dari titik C ke titik D.

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} \quad (6.31)$$

$$t = \frac{z}{V_1 \cos \theta} + \frac{(x - 2z \tan \theta)}{V_2} + \frac{z}{V_1 \cos \theta} \quad (6.32)$$

Dari persamaan (6.15) bahwa $\sin \theta = V_1/V_2$ dan $\cos \theta = (1 - V_1^2/V_2^2)^{1/2}$

Maka persamaan (6.32) menjadi

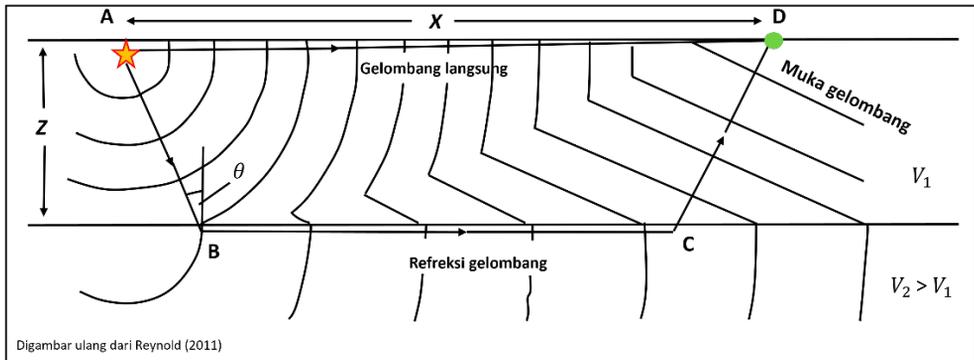
$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \cos \theta}{V_1} \quad (6.33)$$

Sehingga didapat

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1 V_2} \quad (6.34)$$

Jika persamaan umum linier $y = ax + c$, dengan a adalah gradien dan c adalah nilai titik potong terhadap sumbu y , maka persamaan (6.34) merupakan persamaan linier dengan gradien $1/V_2$ dan titik intersep pada sumbu t (waktu) dengan nilai (t_i) yang besarnya adalah

$$t_i = \frac{2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2 V_1} \quad (6.35)$$

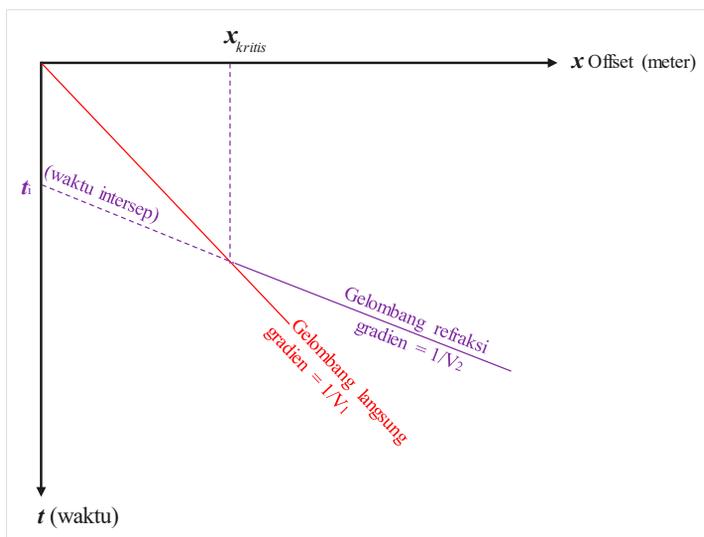


Gambar 6.30 Gelombang merambat dari sumber getar

Dari persamaan 6.35 maka nilai z didapat

$$z = \frac{t_i V_2 V_1}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (6.36)$$

Nilai z adalah nilai kedalaman dari batas kontak lapisan yang memisahkan medium V_1 dan medium V_2 . Bila diplot dalam grafik offset terhadap waktu (Gambar 6.31), maka akan didapat hubungan *offset vs time* dengan karakter pada *offset* awal akan terlihat pola linier dari gelombang langsung yang dipengaruhi kecepatan di medium 1. Kemudian muncul pola linier lain yang memotong gelombang langsung dan itu berasal dari gelombang refraksi pada batas medium dan dipengaruhi oleh kecepatan di medium 2.



Gambar 6.31 Kurva waktu tempuh gelombang langsung dan gelombang difraksi pada kasus dua medium lapisan datar

Dari nilai gradien kurva linier yang berasal dari gelombang langsung dan gelombang refraksi akan didapat nilai kecepatan rambat gelombang pada medium 1 dan medium 2, dan nilai perpotongan terhadap sumbu waktu (t_i) sehingga berdasarkan

persamaan 6-35 akan didapat nilai kedalaman batas lapisan (z). Titik perpotongan antara kurva linier dari gelombang refraksi dan kurva linier dari gelombang langsung adalah titik offset kritis (x_{kritis}) ketika gelombang datang dan gelombang refraksi memiliki waktu tempuh yang sama.

$$\frac{x_{kritis}}{V_1} = \frac{x_{kritis}}{V_2} + \frac{2z(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2 V_1} \quad (6.37)$$

Sehingga nilai x_{kritis} didapat

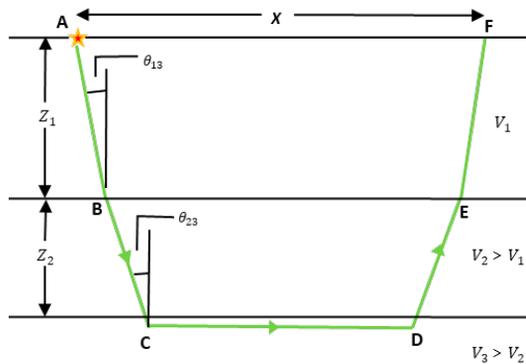
$$x_{kritis} = 2z \left[\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right]^{1/2} \quad (6.38)$$

Dari persamaan 6.38 nilai z juga dapat dihitung.

$$z = \frac{x_{kritis}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (6.39)$$

Untuk kasus tiga lapis medium rambat dengan $V_3 > V_2 > V_1$, Z_1 adalah ketebalan lapisan 1 dan Z_2 adalah ketebalan lapisan 2. Dari prinsip penjalaran seperti pada persamaan 6-30, maka waktu tempuh gelombang dari sumber getar untuk sampai ke perekam

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} + t_{DE} + t_{EF} \quad (6.40)$$



Gambar 6.32 Kasus tiga lapisan horizontal dengan masing-masing nilai kecepatan ketika terjadi peristiwa gelombang refraksi

Waktu tempuh gelombang dari A ke B adalah sama dengan waktu tempuh gelombang dari E ke F, dan waktu tempuh dari B ke C sama dengan waktu tempuh dari D ke E, sehingga didapat:

$$t_{AB} = t_{EF} = \frac{z_1}{V_1 \cos \theta_{13}} \quad (6.41)$$

$$t_{BC} = t_{DE} = \frac{z_2}{V_2 \cos \theta_{23}} \quad (6.42)$$

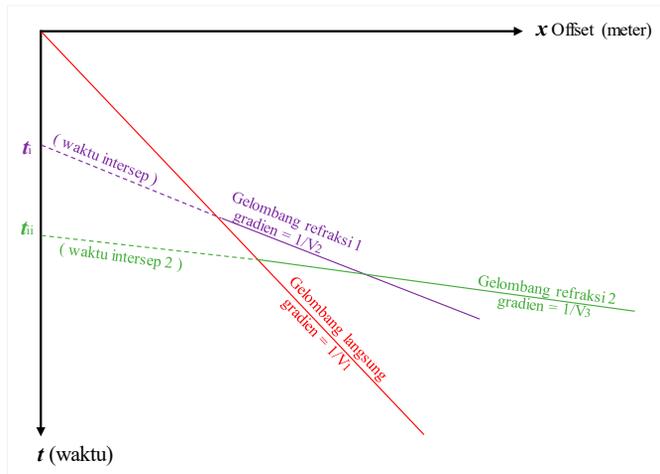
$$t_{CD} = \frac{x - 2z_1 \tan \theta_{13} - 2z_2 \tan \theta_{23}}{V_3} \quad (6.43)$$

Dengan memasukkan persamaan (6.41), (6.42), (6.43) ke persamaan 6.40, maka

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2Z_2 \cos \theta_{23}}{V_2} + \frac{2Z_1 \cos \theta_{13}}{V_1} \quad (6.44)$$

Dari persamaan (6.33) dan (6.34), maka (6.44) berbentuk

$$t = \frac{x}{V_3} + t_{ii} \quad (6.45)$$



Gambar 6.33 Kurva waktu tempuh gelombang langsung dan gelombang difraksi pada kasus tiga medium lapisan datar

Dari hukum Snellius bahwa $\frac{\sin \theta_{13}}{V_1} = \frac{\sin \theta_{23}}{V_2}$, maka dapat dicari nilai z_1 dan z_2 sebagai ketebalan lapisan 1 dan ketebalan lapisan 2, yaitu:

$$z_1 = \frac{t_i V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (6.46)$$

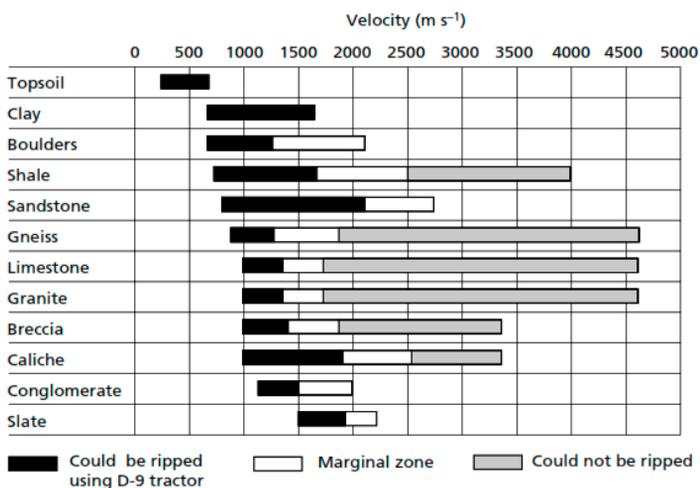
$$z_2 = \frac{t_{ii} V_3 V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} - \frac{z_1 V_2 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_1 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}} \quad (6.47)$$

Berdasarkan kurva plot antara waktu tempuh gelombang refraksi terhadap *offset* akan diperoleh nilai kecepatan rambat gelombang pada tiap-tiap lapisan medium dan ketebalan tiap-tiap lapisan. Untuk kasus bidang kontak lapisan yang miring dibahas dengan rinci di Kearey dkk, 2002 dan Reynold, 2011 berikut dengan analisis kecepatan lapisannya. Interpretasi data seismik refraksi lebih sederhana dibandingkan dengan

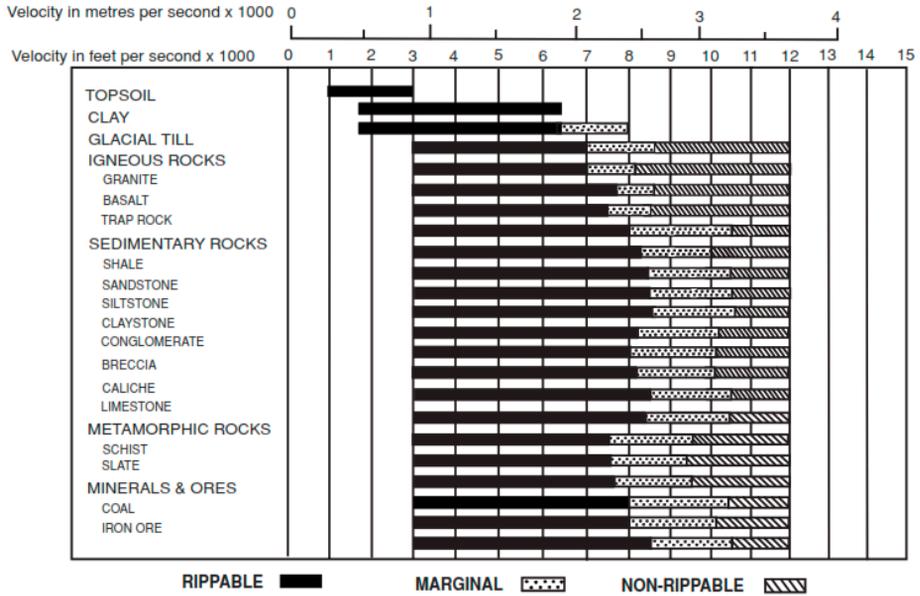
seismik refleksi karena hanya terkait kecepatan dan ketebalan lapisan batuan yang terdiri dari dua atau tiga lapisan yang dekat dengan permukaan.

Aplikasi metode seismik refraksi lebih banyak diterapkan di bidang keteknikan dan lingkungan karena berkaitan dengan lingkungan hidup manusia dan peradabannya. Hal ini dikarenakan metode seismik refraksi memiliki keunggulan tersendiri dibandingkan dengan metode seismik refleksi dari segi biaya dan teknik operasional. Karakteristik lapisan batuan dekat permukaan merupakan lapisan yang memiliki ketebalan yang cukup kecil karena kedangkalan lapisan batuan kurang cukup untuk mendapatkan data seismik refleksi/pantul yang berkualitas baik. Atenuasi energi gelombang seismik akibat lapisan batuan yang memiliki kandungan air tinggi pada porositas dan tingkat kompaksi dan litifikasi lapisan dangkal mengakibatkan gelombang refraksi lebih terdeteksi dibandingkan gelombang refleksi.

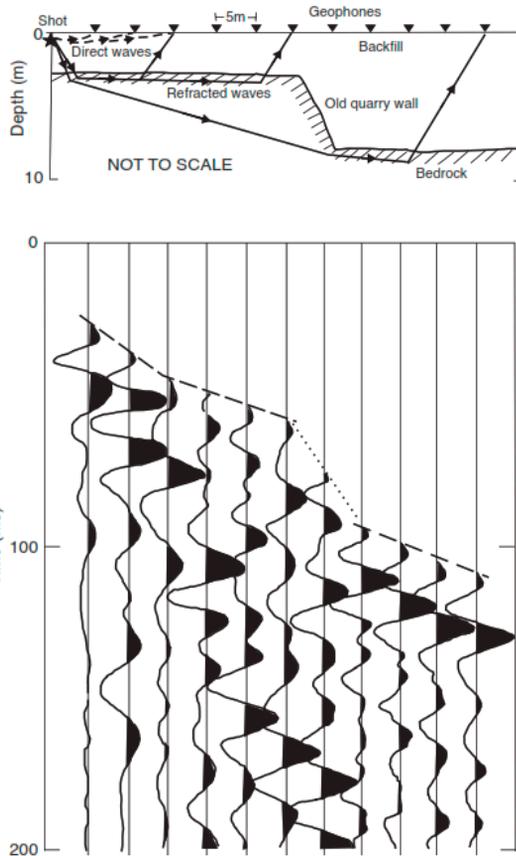
Perencanaan konstruksi bangunan, infrastruktur, gedung, jalur kereta api, jalan raya, bendungan, memerlukan informasi kekuatan lapisan tanah dan lapisan batuan keras yang akan dijadikan sebagai penyelidikan awal rencana keteknikan pondasi. Nilai kecepatan dan ketebalan lapisan batuan memberikan informasi tentang karakteristik lapisan batuan yang bersifat kokoh ketika akan dilakukan pengerukan atau pengupasan, penimbunan material tanah, atau ketika ditumpangi struktur bangunan buatan manusia. Gambaran tentang kemampuan untuk dibongkar, digali, atau dikeruk oleh alat sejenis eskavator, terhadap beberapa jenis litologi dengan nilai kecepatan rambat seismiknya dapat dilihat pada Gambar 6.34 dan Gambar 6.35. Beberapa permasalahan terkait hazard dan potensi bencana seperti adanya sesar atau *sinkhole* memiliki hasil khusus karena adanya diskontinuitas bidang kontak lapisan akan menghadirkan kurva waktu terhadap *offset* yang mengalami *shifting* dengan nilai kecepatan yang tetap sama.



Gambar 6.34 Kecepatan rambat gelombang seismik pada beberapa jenis litologi/lapisan batuan yang dihubungkan dengan kemampuan traktor untuk mengeruk/mengupas lapisan batuan tersebut (Kearey dkk., 2002)



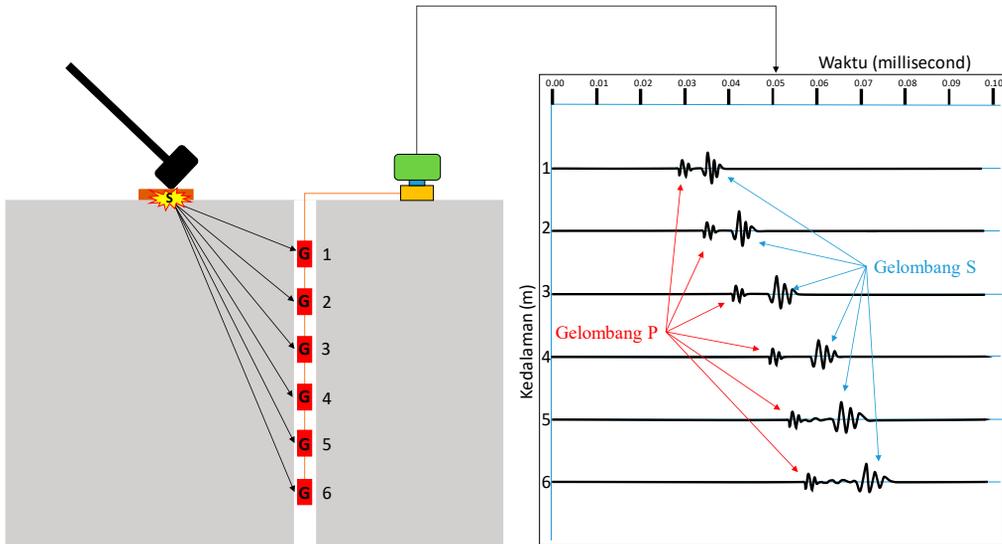
Gambar 6.35 Hubungan litologi dan kecepatan rambat gelombang seismik terhadap kemampuan untuk terkupas oleh alat eskavator (Kearey dkk., 2002)



Gambar 6.36 Contoh respons seismik refraksi pada permukaan bidang kontak lapisan yang diskontinu

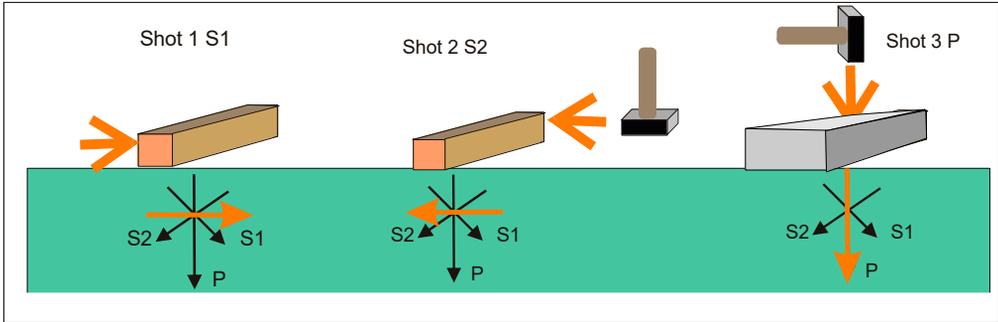
6.5 Seismik *Downhole*

Prinsip dasar metode seismik *downhole* adalah memanfaatkan sifat rambatan langsung dari gelombang seismik. Konfigurasi survei seismik *downhole* adalah sumber getar ditempatkan di permukaan pada satu titik yang tetap dan instrumen geofon sebagai perekam ditempatkan di dalam lubang vertikal berupa lubang bor pada interval kedalaman tertentu. Aplikasi seismik *downhole* cukup populer di bidang kajian geoteknik dalam menentukan klasifikasi jenis tanah untuk penentuan amplifikasi besaran percepatan gempa puncak dari batuan dasar ke permukaan tanah. Rincian penjelasan klasifikasi dapat dilihat di Pasal 5, Prosedur Klasifikasi situs untuk desain seismik pada SNI 1726:2012, *Tata Cara Perencanaan Ketahanan Gempa untuk Struktur Bangunan Gedung dan Non Gedung*. Aplikasi seismik *downhole* juga sangat populer digunakan dalam kegiatan eksplorasi minyak dan gas bumi (hidrokarbon) yang dikenal dengan *Vertical Seismic Profiling (VSP)*, tentunya dengan teknis yang sedikit berbeda dalam hal sumber getar dan modifikasi geometri susunan barisan perekam.



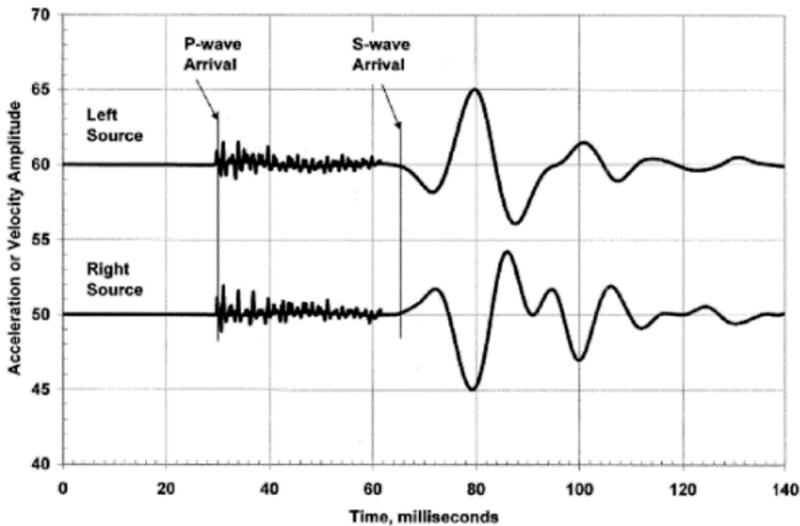
Gambar 6.37 Prinsip survei seismik *downhole* memanfaatkan perambatan gelombang langsung yang direkam berasal dari permukaan menuju geofon di dalam lubang bor.

Perekaman gelombang dilakukan secara berbeda terhadap jenis gelombang agar mendapatkan amplitude yang maksimal pada tiap-tiap jenis gelombang. Untuk menghasilkan gelombang P, sumber getar berupa palu menghantam balok kayu berarah tegak lurus terhadap permukaan tanah. Untuk sumber gelombang S, hantaman palu/hamer dilakukan searah permukaan tanah dan dilakukan pada arah yang berlawanan untuk mendapatkan dua arah gelombang S (Gambar 6.38).



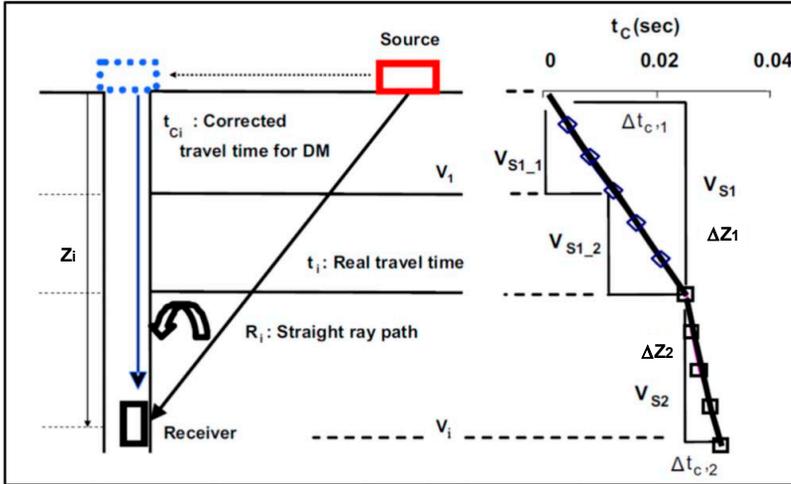
Gambar 6.38 Jenis hantaman palu untuk mendapatkan getaran berdasarkan jenis gelombang yang memaksimalkan pembangkitan amplitudonya.

Perekaman gelombang S pada dua arah pada dasarnya untuk memudahkan analisis pemilihan waktu tiba (*arrival time*) dari gelombang S karena gelombang S adalah gelombang susulan yang agak sulit menentukan muka gelombang yang sebenarnya (Gambar 6.39).



Gambar 6.39 Gelombang S pada dua arah sumber getaran yang dibangkitkan untuk mencari waktu tibanya dengan tepat

Perhitungan kecepatan gelombang, pemodelan dan interpretasi data *downhole* seismik pada umumnya menggunakan metode kecepatan gelombang langsung. Metode ini menggunakan data waktu datang dari masing-masing rambatan langsung dari gelombang P dan gelombang S, yang dikoreksi atau dinormalisasi posisi atau jarak sumber dan kedalaman penerima getaran. Waktu tempuh gelombang P dan gelombang S, masing-masing akan dihitung terhadap interval kedalaman perekaman, sehingga menghasilkan nilai kecepatan rambat untuk setiap gelombang; kecepatan gelombang P (V_p); dan kecepatan gelombang S (V_s) per kedalaman.



Gambar 6.40 Prinsip metode *direct methode* pada seismik *downhole* (Bang dkk).

Prinsip dasar perhitungan kecepatan rambat gelombang adalah menghitung waktu gelombang datang secara vertikal searah kedalaman. Bila sumber getar ditempatkan pada jarak tertentu sebesar R meter dari lubang bor vertikal tempat perekam ditempatkan, maka perkiraan waktu tempuh gelombang (t) dalam milidetik dapat dikoreksi menjadi waktu tempuh normal terkoreksi (t_{corr}) pada lintasan rambatan arah vertikal menggunakan persamaan berikut (Joh dan Mok, 1998; Mok, 1988):

$$t_{corr} = Z \frac{t}{SR} \quad (6.48)$$

t_{corr} = waktu tempuh terkoreksi, arah normal atau vertikal

Z = h level kedalaman geofon dari permukaan tanah

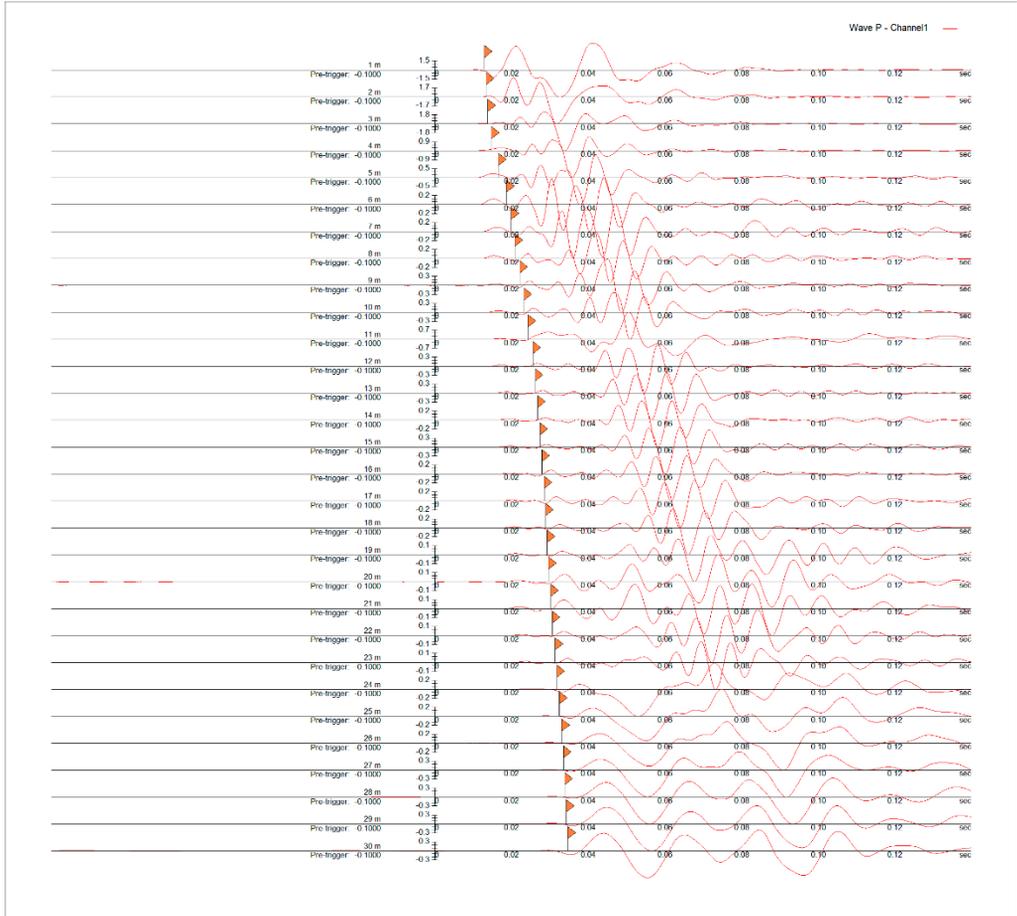
t = nilai waktu tiba di geofon

SR = jarak antara sumber getar ke perekam di lubang bor vertikal

SR memiliki nilai yang dipengaruhi kedalaman (Z) dan jarak sumber (R) dari lubang bor

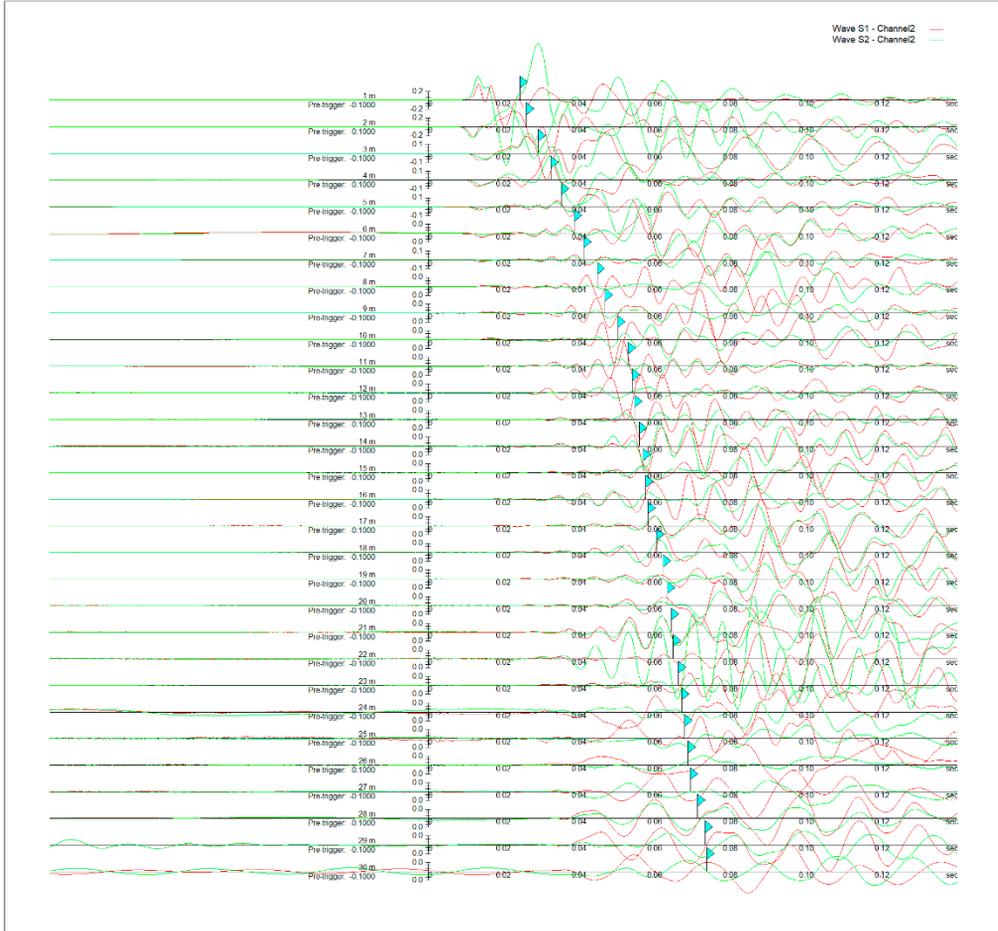
$$SR = (R^2 + Z^2)^{1/2} \quad (6.49)$$

Proses mula yang dilakukan adalah menentukan nilai (*picking*) waktu tiba gelombang P pada tiap kedalaman, dan karena gelombang P adalah gelombang yang tercepat tiba di perekaman maka nilai waktu tibanya akan mudah ditentukan (Gambar 6.41).



Gambar 6.41 Proses penentuan waktu tiba gelombang P yang terekam di geophon pada tiap interval kedalaman

Secara bersamaan, proses *picking* tiba gelombang S juga dilakukan dan dalam proses *picking* ini diperlukan ketelitian yang lebih karena gelombang S (Gambar 6.42) adalah gelombang susulan yang kemunculannya setelah gelombang P tiba.



Gambar 6.42 Proses *picking* gelombang S yang tiba setelah gelombang P tiba.

Tabel 6.2 memperlihatkan nilai-nilai yang terukur pada saat survei seismik *downhole*, yang terdiri dari nilai kedalaman rekaman (*Recording depth Z*), waktu tiba gelombang P (T_p), waktu tiba gelombang S (T_s), jarak sumber getar ke geofon- *source to receiver* (SR), waktu tempuh normal gelombang P (T_{pcorr}), dan waktu tempuh normal gelombang S (T_{scorr}).

Tabel 6.2. Data yang didapat dari hasil proses perekaman gelombang seismik pada survei seismik *downhole*.

Recording depth Z [m]	T _p [msec]	T _s [msec]	SR [m]	T _p <i>corr</i> [msec]	T _s <i>corr</i> [msec]
1	9.9	22.9	2.2361	4.4274	10.241
2	10.6	25.8	2.8284	7.4953	18.243
3	11.5	29.2	3.6056	9.5686	24.296
4	12.5	34.6	4.4721	11.18	30.947
5	13.6	39.4	5.3852	12.627	36.582
6	14.5	45.5	6.3246	13.756	43.165
7	15.3	51.6	7.2801	14.711	49.615
8	16.1	55.6	8.2462	15.619	53.94
9	16.9	58.6	9.2195	16.498	57.205
10	17.6	61.6	10.198	17.258	60.404
11	18.2	64.2	11.18	17.906	63.164
12	18.8	66.7	12.166	18.544	65.793
13	19.4	69.1	13.153	19.174	68.297
14	19.9	71.3	14.142	19.7	70.583
15	20.4	72.8	15.133	20.221	72.161
16	20.9	74.3	16.125	20.739	73.726
17	21.4	76.7	17.117	21.253	76.175
18	21.9	79.6	18.111	21.766	79.113
19	22.4	81.3	19.105	22.277	80.853
20	22.9	83.7	20.1	22.786	83.285
21	23.4	85.6	21.095	23.295	85.214
22	23.9	88.7	22.091	23.802	88.336
23	24.4	91.1	23.087	24.308	90.758
24	24.9	93.9	24.083	24.814	93.576
25	25.4	95.9	25.08	25.319	95.595
26	25.9	98.1	26.077	25.824	97.811
27	26.4	100.7	27.074	26.328	100.42
28	26.9	102.3	28.071	26.832	102.04
29	27.4	104.7	29.069	27.335	104.45
30	27.9	107.3	30.067	27.838	107.06

Setelah mendapatkan data nilai waktu tiba dari gelombang P dan gelombang S, maka nilai waktu t_{corr} masing-masing gelombang dapat dihitung menggunakan persamaan 6-47 untuk mendapatkan nilai kecepatan gelombang P (V_p) dan gelombang S (V_s). Nilai V_p dan V_s dapat dipakai untuk menghitung nilai konstanta elastisitas lapisan batuan pada tiap-tiap level kedalaman.

Lowrie 2007 dalam Bab Seismologi dan Struktur Internal Bumi, membahas rincian tentang relasi antara *stress* dan *strain*, konstanta elastisitas batuan, dan gelombang seismik. Berikut nilai konstanta elastisitas batuan berdasarkan nilai V_p dan V_s (dari Adams 1951, King 1966, Reynold 1997, Lowrie 2007, dan Kearey 2002):

Rasio Poisson/Poisson's ratio:

$$\nu_{average} = 0.5 \frac{\left(\frac{V_p}{v_s}\right)^2 - 2}{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 - 1} \quad (6.50)$$

Modulus geser/shear deformation modulus:

$$G_{average} = \rho \cdot v_s^2 \quad (6.51)$$

Modulus konsolidasi/oedometric modulus:

$$E_{d_{average}} = \rho v_p^2 \quad (6.52)$$

Modulus Young/Young's modulus:

$$E_{average} = 2 \cdot \rho v_s^2 (1 + \nu) \quad (6.53)$$

Inkompresibilitas/bulk modulus:

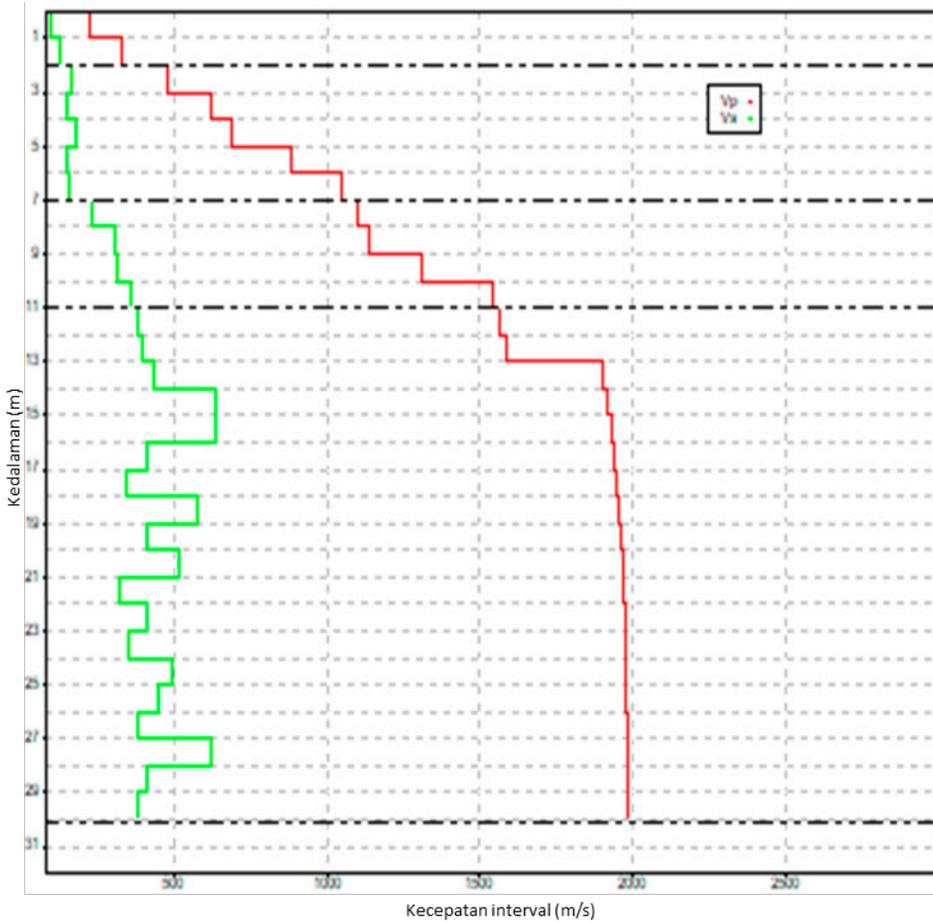
$$E_{v_{average}} = \rho \left(v_p^2 - \frac{4}{3} v_s^2 \right) \quad (6.54)$$

Nilai hasil perhitungan modulus elastisitas dari V_p dan V_s didapat untuk setiap level kedalaman, sehingga lapisan bawah permukaan yang memiliki kecepatan lebih rendah dibandingkan dengan lapisan di atasnya akan terdeteksi dengan metode seismik *downhole*. Tabel 6.3 adalah contoh hasil nilai V_p dan V_s serta nilai konstanta elastisitas yang didapat dari perhitungan data T_{pcorr} dan T_{scorr} pada tiap kedalaman.

Tabel 6.3 Nilai modulus elastisitas berdasarkan perhitungan data V_p dan V_s tiap level kedalaman.

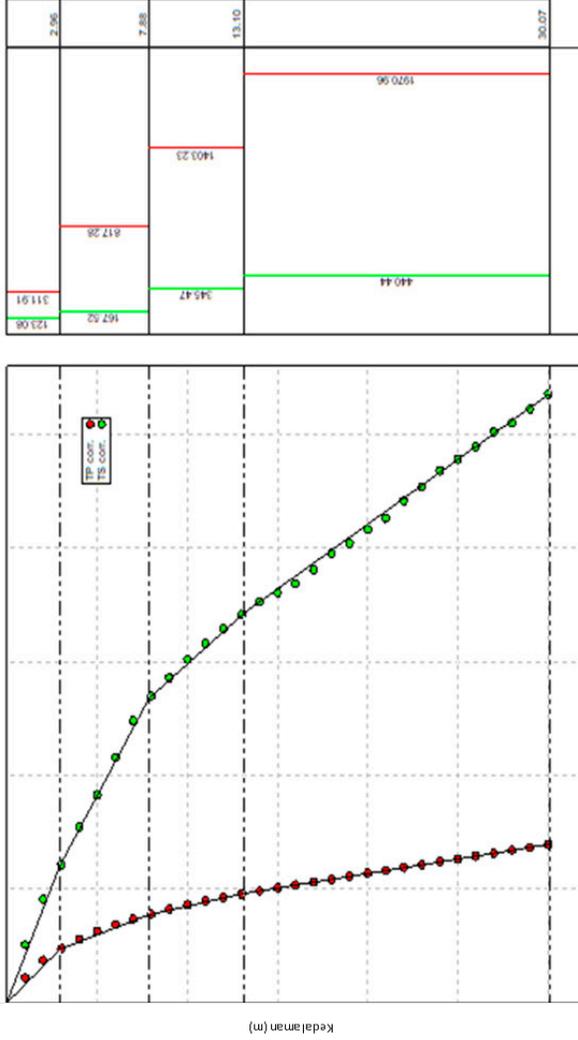
Depth Z [m]	V_p [m/s]	V_s [m/s]	g (Volume Weight) [kN/mc]	μ (Poisson's Ratio)	G (Shear Deformation/ Modulus) [MPa]	E_d (Oedometric Modulus) [MPa]	E (Young Modulus) [MPa]	E_v (Modulus Bulk) [MPa]
1	225.87	97.64	18.79	0.3851	18.27	97.75	50.61	73.4
2	325.96	124.97	17.9	0.4138	28.51	193.94	80.61	155.93
3	482.32	165.22	18.38	0.4335	51.16	436.01	146.68	367.79
4	620.46	150.35	17.63	0.4688	40.64	692.08	119.38	637.9
5	691.08	177.47	18.03	0.4647	57.91	878.08	169.64	800.87
6	886.05	151.9	17.22	0.4849	40.52	1378.57	120.34	1324.55
7	1046.68	155.05	17.15	0.4888	42.04	1915.89	125.18	1859.84
8	1101.32	231.2	18.61	0.4769	101.44	2301.72	299.63	2166.47
9	1138.56	306.31	19.59	0.461	187.43	2589.56	547.67	2339.65
10	1314.75	312.58	19.58	0.47	195.08	3451.27	573.54	3191.16
11	1542.73	362.24	20.05	0.4708	268.28	4866.02	789.17	4508.31
12	1567.89	380.5	20.17	0.4687	297.78	5056.11	874.7	4659.07
13	1586.8	399.36	20.28	0.4662	329.82	5207.05	967.16	4767.29
14	1902.59	437.27	20.55	0.4721	400.67	7585.45	1179.65	7051.22
15	1919.02	633.71	21.72	0.4388	889.45	8156.39	2559.48	6970.46
16	1932.37	639.02	21.71	0.4386	904	8266.46	2600.99	7061.13
17	1942.5	408.45	20.17	0.4769	343.13	7760.81	1013.54	7303.3
18	1950.46	340.31	19.45	0.4843	229.69	7545.24	681.86	7238.98
19	1957.72	574.65	21.27	0.4529	716.23	8312.81	2081.22	7357.84
20	1962.71	411.3	20.08	0.477	346.39	7887.79	1023.24	7425.94
21	1967.73	518.19	20.87	0.4627	571.45	8240.11	1671.72	7478.17
22	1971.22	320.38	19.07	0.4864	199.6	7556.14	593.37	7290.01
23	1974.73	412.92	20	0.4771	347.73	7952.89	1027.26	7489.25
24	1977.46	354.84	19.4	0.4834	249.08	7735.64	738.97	7403.53
25	1979.81	495.32	20.6	0.4666	515.37	8233.67	1511.68	7546.51
26	1981.77	451.18	20.25	0.4727	420.34	8109.81	1238.07	7549.36
27	1983.34	382.57	19.61	0.4807	292.67	7865.95	866.71	7475.72
28	1985.31	619.15	21.29	0.4461	832.24	8556.81	2407	7447.16
29	1986.1	414.61	19.86	0.4772	348.13	7988.42	1028.52	7524.25
30	1987.68	383.08	19.55	0.4807	292.55	7876.24	866.36	7486.17

Nilai V_p dan V_s serta konstanta elastisitas batuan per meter kedalaman dapat diplot pada grafik kedalaman untuk melihat pola perubahan nilai terhadap perubahan kedalaman sehingga dapat dijadikan indikasi keberadaan litologi yang keras dan kaku atau lemah. Berikut contoh plotting nilai V_p dan V_s terhadap kedalaman pada suatu titik seismik *downhole* (Gambar 6.43).



Gambar 6.43 Grafik kecepatan gelombang P dan Gelombang S pada suatu titik survei seismik *downhole*.

Selanjutnya, nilai waktu tempuh normal terkoreksi (t_{corr}) masing-masing gelombang yang telah diperoleh dapat diplot pada grafik waktu vs kedalaman. Sebaran atau distribusi nilai t_{corr} pada grafik waktu terhadap kedalaman akan memperlihatkan kurva linier nilai T_{corr} masing-masing gelombang yang memiliki beberapa pola nilai gradien atau kemiringan. Dalam kurva linier t_{corr} tersebut, gradien adalah nilai perbandingan perubahan nilai kedalaman terhadap perubahan nilai waktu yang berarti adalah nilai kecepatan, sehingga titik-titik t_{corr} yang berada dalam satu gradien kurva linier memiliki satu nilai kecepatan. Gambar 6.44 memperlihatkan titik-titik nilai t_{corr} untuk gelombang P (titik merah) dan gelombang S (titik hijau) yang memiliki beberapa nilai gradien dalam interval kedalaman tertentu. Selanjutnya adalah nilai kecepatan pada berbagai interval kedalaman yang didapat dari nilai gradien kurva.



Waktu (msec)

Gambar 6.44 Plot waktu tempuh gelombang P dan gelombang S terhadap kedalaman memperlihatkan pola gradien yang berbeda-beda pada interval kedalaman

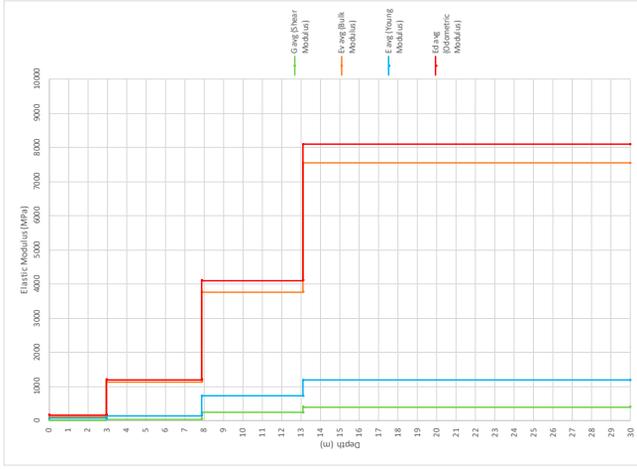
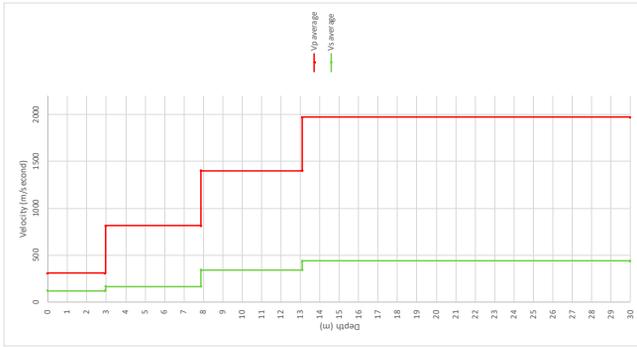
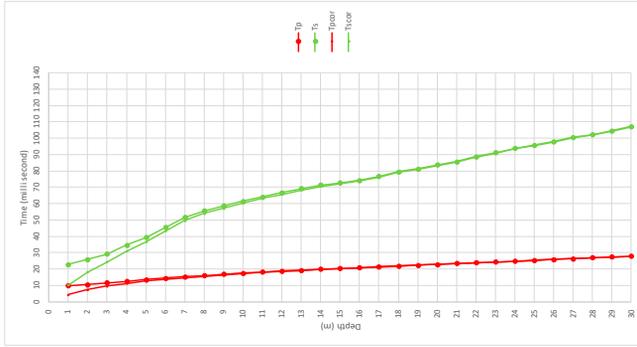
Hasil akhir dari penentuan nilai kecepatan gelombang P dan gelombang S pada tiap interval kedalaman akan mendapatkan nilai konstanta elastisitas lapisan tanah/batuan dalam bentuk interval kedalaman (Tabel 6.4).

Tabel 6.4 Kecepatan V_p dan V_s serta nilai konstanta elastisitasnya pada interval kedalaman.

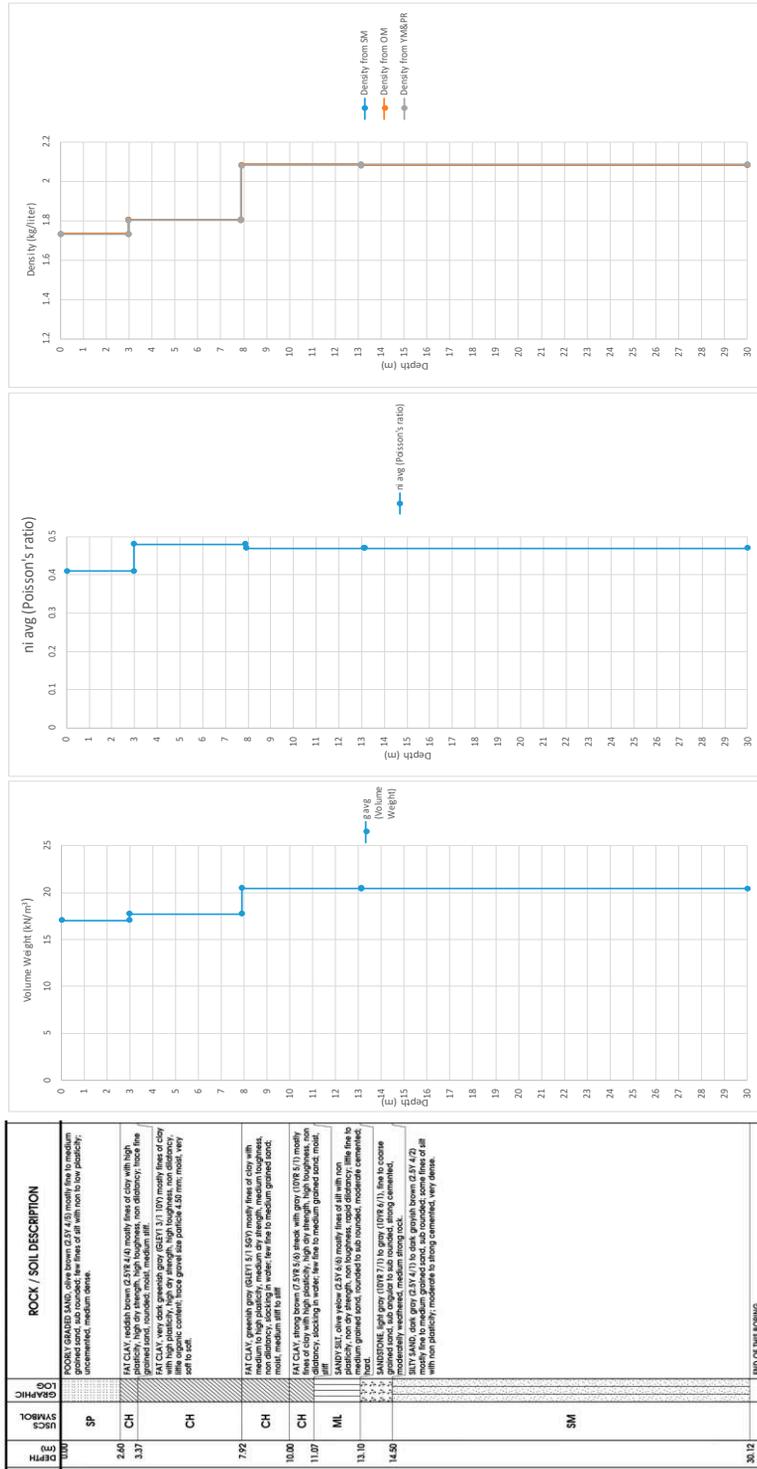
Depth, Z [m]	Vp [m/s]		Vs [m/s]	Volume Weight (Poisson's Ratio)	G (Shear Deformation Modulus) [MPa]	Ed (Oedometric Modulus) [MPa]	E (Young Modulus) [MPa]	Ev (Modulus Bulk) [MPa]
	Dari	Sampai						
0	2.96	311.91	123.08	17.01	26.28	168.77	73.99	133.73
2.96	7.88	817.28	167.52	17.71	50.69	1206.53	149.85	1138.94
7.88	13.1	1403.23	345.47	20.44	248.79	4104.66	730.32	3772.94
13.1	30	1970.96	440.44	20.42	403.96	8089.71	1190.66	7551.09

Untuk mendapatkan hasil analisis dan interpretasi yang lebih baik serta akurat, plotting nilai V_s dan V_p serta konstanta-konstanta elastisitasnya dapat dibandingkan dengan hasil pemboran geoteknik (Gambar 6.45) dan (Gambar 6.46).

DEPTH (m)	SP	CH	CH	CH	CH	ML	SM
0.00	ROCKY GRANITE SAND, coarse to medium (2.07-4.32) mostly fine to medium unconsolidated, medium dense.	FAT CLAY, medium brown (2.98-4.0) mostly fine of clay with high plasticity, high to medium, high to medium, non-dilatancy, block fine to medium, medium to very stiff.	FAT CLAY, very dark grey (4.02-5.1) 3.7(1) mostly fine of clay with high plasticity, high to medium, high to medium, non-dilatancy, block fine to medium, medium to very stiff.	FAT CLAY, grey (5.09-7.7) to grey (10.86-13), fine to coarse to medium, high to medium, high to medium, non-dilatancy, block fine to medium, medium to very stiff.	FAT CLAY, grey (10.86-13) to grey (13.91-14.46) mostly fine of clay with high plasticity, high to medium, high to medium, non-dilatancy, block fine to medium, medium to very stiff.	SANDSTONE, light grey (13.91-14.46) to grey (14.46-15.0) mostly fine to medium, high to medium, high to medium, non-dilatancy, block fine to medium, medium to very stiff.	SHALE, grey (15.0-16.0) to grey (16.0-17.0) mostly fine to medium, high to medium, high to medium, non-dilatancy, block fine to medium, medium to very stiff.



Gambar 6.45 Kompilasi hasil pemboran dengan kurva T_p , T_s , T_{pcorr} , V_p , V_s , Modulus shear (μ), modulus Bulk (K), modulus Young (E), dan modulus konsolidasi terhadap interval kedalaman



Gambar 6.46 Kompilasi hasil pembaran dengan volume weight, poisson ratio, dan densitas lapisan batuan terhadap interval kedalaman

Hasil perhitungan yang dijadikan acuan dalam geoteknik adalah nilai V_s rata-rata sampai pada kedalaman 30 meter dari permukaan berdasarkan formula dalam SNI 1726:2012 menggunakan persamaan berikut:

$$\bar{V}_s = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{si}}} \quad (6.55)$$

keterangan

\bar{V}_s = kecepatan gelombang S rata-rata pada regangan geser yang kecil di dalam lapisan 30 m teratas

$\sum_{i=1}^n d_i$ = 30 meter

d_i = tebal setiap lapisan perekaman dalam interval kedalaman 30 m

V_{si} = kecepatan gelombang S lapisan ke i dalam satuan meter/detik

Jenis situs yang dapat diklasifikasikan berdasarkan nilai V_s dapat dilihat pada tabel berikut.

Tabel 6.5 Klasifikasi jenis tanah pada suatu situs berdasarkan nilai V_s (Badan Standardisasi Nasional, 2012)

Kelas Situs	\bar{V}_s (m/detik)	\bar{N}	\bar{S}_u (kPa)
SA (batuan keras)	> 1500	N/A	N/A
SB (batuan)	750 sampai 1500	N/A	N/A
SC (tanah keras, sangat padat dan batuan lunak)	350 sampai 750	> 50	≥ 100
SD (tanah sedang)	175 sampai 350	15 sampai 50	50 sampai 100
SE (tanah lunak)	< 175	< 15	< 50
	Atau setiap profil tanah yang mengandung lebih dari 3 m tanah dengan karakteristik sebagai berikut: <ol style="list-style-type: none"> 1. Indeks plastisitas, $PI > 20$, 2. Kadar air, $w \geq 40 \%$, 3. Kuat geser niralir $\bar{S}_u < 25$ kPa. 		
SF (tanah khusus, yang membutuhkan investigasi geoteknik spesifik dan analisis respons spesifik-situs yang mengikuti 6.10.1)	Setiap profil lapisan tanah yang memiliki salah satu atau lebih dari karakteristik berikut: <ol style="list-style-type: none"> 1. Rawan dan berpotensi gagal atau runtuh akibat beban gempa seperti mudah likuefaksi, lempung sangat sensitif, tanah tersementasi lemah, 2. Lempung kadar organik tinggi atau gambut, dengan ketebalan, $H > 3$ m, 3. Lempung dengan plastisitas sangat tinggi, dengan ketebalan, $H > 7.5$ m, dengan indeks plastis, $PI > 75$, 4. Lempung lunak, dengan ketebalan $H > 35$ m dengan $S_u < 50$ kPa. 		
Catatan: N/A = Tidak dapat dipakai.			

Standar klasifikasi jenis tanah pada Tabel 6.5 terlihat mengacu pada klasifikasi NEHRP (*National Earthquake Hazard Reduction Program*) dari USGS tahun 1994 (Tabel 6.6).

Tabel 6.6 Klasifikasi jenis soil berdasarkan kecepatan rata-rata gelombang S berdasarkan National Earthquake Hazard Reduction Program tahun 1994 oleh U.S. Geological Survey

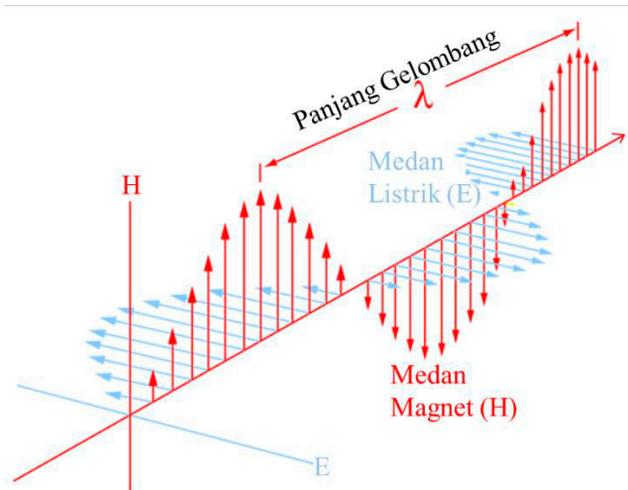
Soil Profile Type	Average Shear-Wave Velocity to 30-m depth (\bar{V}_{s30})
A	$\bar{V}_{s30} > 1500$ m/s, hard rock
B	760 m/s $< \bar{V}_{s30} \leq 1500$ m/s, rock
C	360 m/s $< \bar{V}_{s30} \leq 760$ m/s, very dense soil and soft rock
D	180 m/s $< \bar{V}_{s30} \leq 360$ m/s, stiff soil
E	$\bar{V}_{s30} < 180$ m/s

Parameter	Used equations	Reference
Poisson's Ratio	$\sigma = \frac{1}{2} \left(1 - \left\{ \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right\} \right)$	Adams (1951)
Young's Modulus	$E = \rho \left[\frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right]$	Adams (1951)
Bulk Modulus	$k = \frac{E}{3(1-2\sigma)}$	King (1966), Toksöz et al. (1976)
Shear Modulus	$\mu = \rho (V_s)^2$	King (1966), Toksöz et al. (1976)
Lame's constants	$\lambda = \frac{\sigma E}{((1+\sigma)(1-2\sigma))}$	King (1966), Toksöz et al. (1976)
Constrained modulus	$M = \rho^* (V_p)^2$	IS: 5249-1992

Where, V_p and V_s are P-and S-waves velocities respectively.

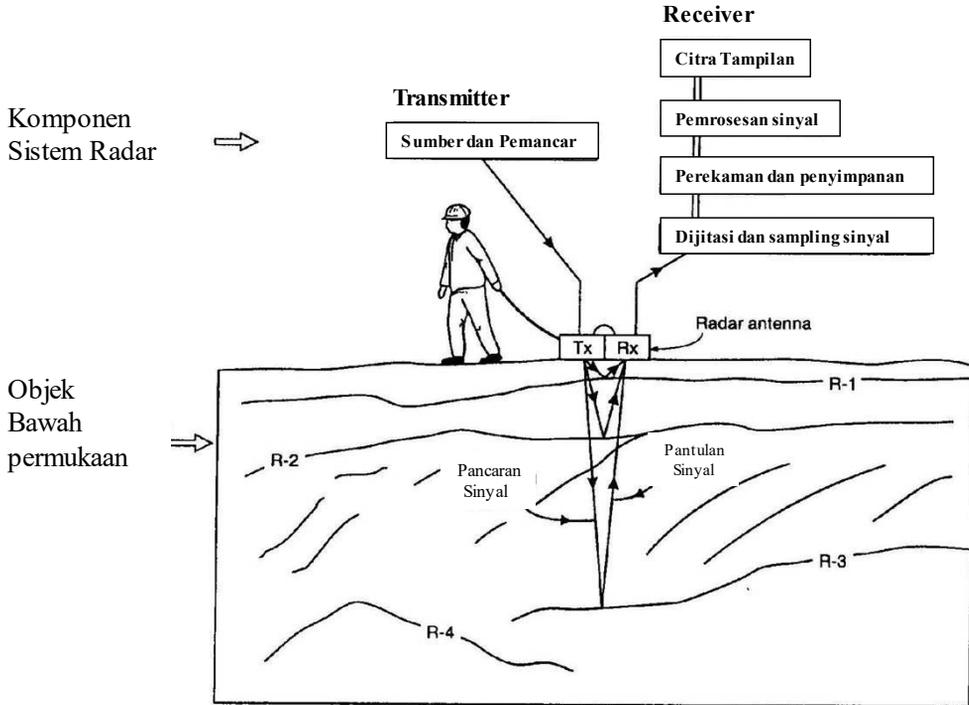
Bab 7 Ground Penetrating Radar

Radar (*Radio Detection And Ranging*) merupakan metode pendeteksian keberadaan suatu objek dan jaraknya menggunakan pancaran gelombang elektromagnetik (EM) yang akan menghasilkan pantulan jika mengenai suatu objek. Gelombang EM adalah gelombang yang terdiri dari dua komponen medan energi yaitu medan listrik (E) dan medan magnet (H) yang keduanya saling tegak lurus.



Gambar 7.1 Gelombang EM terdiri dari dua medan gelombang yaitu medan listrik dan medan magnet

Sistem radar memiliki dua komponen utama yaitu *transmitter* (Tx) sebagai pemancar gelombang EM dan *receiver* (Rx) sebagai penerima pantulan gelombang EM. Metode *Ground Penetrating Radar* (GPR) adalah pemanfaatan sistem radar dalam mendeteksi dan menggambarkan kondisi bawah permukaan. Sistem GPR mengirimkan pulsa (bukan sinyal kontinu) berupa gelombang EM frekuensi tinggi ke dalam bumi dan ketika gelombang EM menjalar di dalam bumi akan terdistorsi karena adanya distribusi sifat elektromagnetik material (σ , μ , ϵ) di bawah permukaan. Penjalaran pulsa gelombang EM di dalam bumi yang mengenai suatu objek, menyentuh bidang batas yang ditentukan oleh perubahan pada sifat elektromagnetik bumi. Sebagian dari gelombang yang menjalar akan dipantulkan/direfleksikan, sebagian lainnya diteruskan/ditransmisikan dan/ atau dibiaskan/refraksi.



Gambar 7.2 Sistem radar metode GPR dalam mendeteksi dan menggambar citra bawah permukaan.

7.1 Teori Dasar

Sifat fisik yang paling penting pada metode GPR adalah permitivitas dielektrik (ϵ), konduktivitas elektrik (σ), dan permeabilitas magnetik (μ) dari media penjalaran karena sangat memengaruhi kecepatan, atenuasi, refleksi, refraksi dan transmisi gelombang elektromagnetik (EM).

7.1.1 Kecepatan Gelombang EM

Kecepatan jalar gelombang EM di dalam medium adalah sebagai berikut

$$V = \frac{\sqrt{\frac{2}{\mu\epsilon}}}{\sqrt{1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2}}} \quad (7.1)$$

Jika di ruang hampa kecepatan gelombang EM memiliki nilai sebesar C yaitu 3×10^8 m/s, dengan nilai konduktivitas elektrik σ adalah nol, nilai permitivitas dielektriknya adalah ϵ_0 , dan permeabilitas magnetiknya adalah μ_0 maka kecepatan gelombang EM di ruang hampa menjadi

$$V = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\epsilon_0}} = c \quad (7.2)$$

Jika perbandingan antara nilai permitivitas listrik suatu medium (ε) terhadap permitivitas ruang hampa (ε_0) adalah permitivitas relatif (ε_r)

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (7.3)$$

Dan dari persamaan (4.13) pada sub-bab 4.1 di atas bahwa perbandingan permeabilitas magnetik benda (μ) terhadap permeabilitas magnetik ruang hampa (μ_0) adalah nilai permeabilitas magnetik relatif suatu benda (μ_r). Maka, kecepatan jalar gelombang EM di medium permukaan bumi yang memiliki nilai konduktivitas sangat kecil menjadi

$$V = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \mu_r \varepsilon_0 \varepsilon_r}} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \varepsilon_0 \mu_r \varepsilon_r}} = c \frac{1}{\sqrt{\mu_r \varepsilon_r}} \quad (7.4)$$

dan ketika medium permukaan bumi bersifat non magnetik ($\mu_r = 1$), maka kecepatan jalar gelombang EM di permukaan bumi menjadi

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (7.5)$$

Berdasarkan persamaan (7.5) maka kecepatan gelombang radar menjalar pada medium dekat permukaan bumi sangat bergantung pada nilai permitivitas relatif dielektrik medium yang sering disebut konstanta dielektrik (ε_r). Semakin besar nilai konstanta dielektrik suatu medium maka kecepatan jalar gelombang akan semakin mengecil, dan medium bumi memiliki nilai permitivitas dielektrik medium selalu lebih besar dibandingkan permitivitas ruang hampa sehingga nilai konstanta dielektrik materi di bumi selalu lebih besar dari satu ($\varepsilon_r > 1$).

Untuk kasus medium dengan nilai konduktivitas sangat besar ($\sigma \rightarrow \infty$), nilai konduktivitas jauh lebih besar dari nilai frekuensi dan permitivitas ($\sigma \gg \omega\varepsilon$) maka kecepatan gelombang EM akan menjadi nol. Hal ini menjelaskan **gelombang EM tidak dapat menjalar melalui medium yang sangat konduktif**, sehingga ketika gelombang EM mencapai bidang batas atau antarmuka antara bumi dan medium yang sangat konduktif, gelombang EM tersebut akan dipantulkan seluruhnya.

7.1.2 Prinsip Penjalaran Gelombang EM

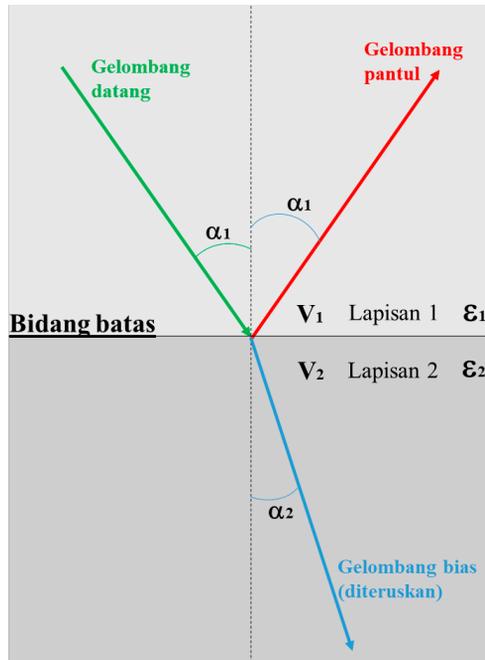
Berdasarkan hukum Snellius, hubungan antara sudut gelombang EM yang datang (α_1) dan sudut gelombang EM yang terbiaskan (α_2) terhadap kecepatan jalar gelombang EM adalah sebagai berikut:

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} \quad (7.6)$$

Dengan memasukkan persamaan (7.5) ke persamaan (7.6) maka diperoleh

$$\sqrt{\epsilon_{r1}} \sin \alpha_1 = \sqrt{\epsilon_{r2}} \sin \alpha_2 \quad (7.7)$$

Jika medium lapisan 2 memiliki nilai konstanta dielektrik lebih besar dibandingkan dengan konstanta dielektrik lapisan 1 ($\epsilon_2 > \epsilon_1$) maka sudut bias akan lebih kecil dibandingkan dengan sudut datang ($\alpha_2 < \alpha_1$) karena kecepatan gelombang di medium 2 lebih kecil dibandingkan dengan di medium 1 ($V_2 < V_1$). Semakin besar nilai permitivitas relatif elektrik atau konstanta dielektrik suatu medium maka kecepatan jalar gelombang radar dalam medium akan semakin kecil.



Gambar 7.3 Hukum Snellius terhadap penjalaran gelombang pada dua medium yang memiliki kecepatan berbeda

7.2 Konstanta Dielektrik Batuan

Metode GPR sangat dipengaruhi oleh sifat fisika material yang disebut konstanta dielektrik atau permitivitas dielektrik relatif. Aplikasi GPR harus memahami tentang karakteristik lapisan bawah permukaan berdasarkan kisaran nilai Konstanta dielektrik lapisannya agar efektivitas metode GPR dapat menghasilkan citra bawah permukaan yang berkualitas baik.

7.2.1 Permitivitas Listrik

Permitivitas listrik (ϵ) dalam elektromagnetik adalah sifat fisika material yang mempengaruhi penyebaran Medan Listrik (E) di dalam material. Hukum Coulomb menyatakan bahwa besar Medan Listrik di ruang hampa adalah sebanding dengan besar

muatan listrik sebagai sumbernya dan berbanding terbalik dengan permitivitas elektrik dan kuadrat jaraknya.

$$E = \frac{Q}{4\pi\epsilon_0 r^2} \quad (7.8)$$

Keterangan

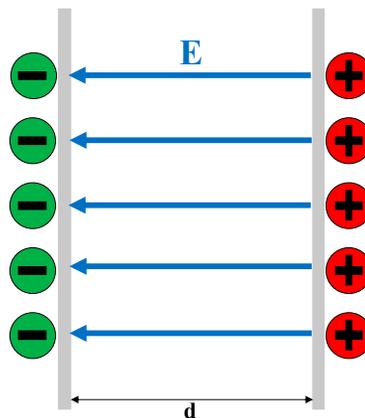
E = Medan listrik (Newton/Coulomb)

Q = muatan listrik (Coulomb)

r = jarak dari muatan (meter)

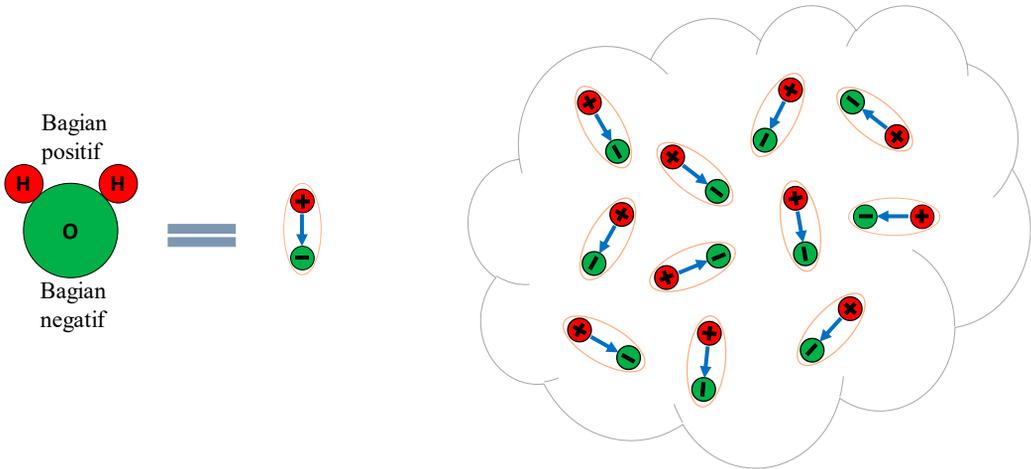
ϵ_0 = Permitivitas ruang hampa = $8,854 \times 10^{-12}$ farads/meter

Untuk memahami permitivitas elektrik ambil sebuah contoh kasus, dua pelat bermuatan yang dipisahkan oleh jarak (d), memiliki nilai muatan listrik yang berlawanan, positif (+) dan negatif (-) dan sama besar di kedua sisi plat tersebut. Dalam kondisi vakum atau hampa di ruang antar pelat tidak ada material sehingga berdasarkan Hukum Coulomb muatan-muatan listrik pada dua sisi plat akan menghasilkan kuat Medan Listrik sebesar (E) di area antara dua pelat tersebut, dengan arah medan E dari muatan positif (+) ke muatan negatif (-). Nilai medan listrik E pada ruang antar plat ditentukan oleh nilai muatan listrik, jarak antar plat, dan permitivitas dielektrik ruang hampa (ϵ_0).



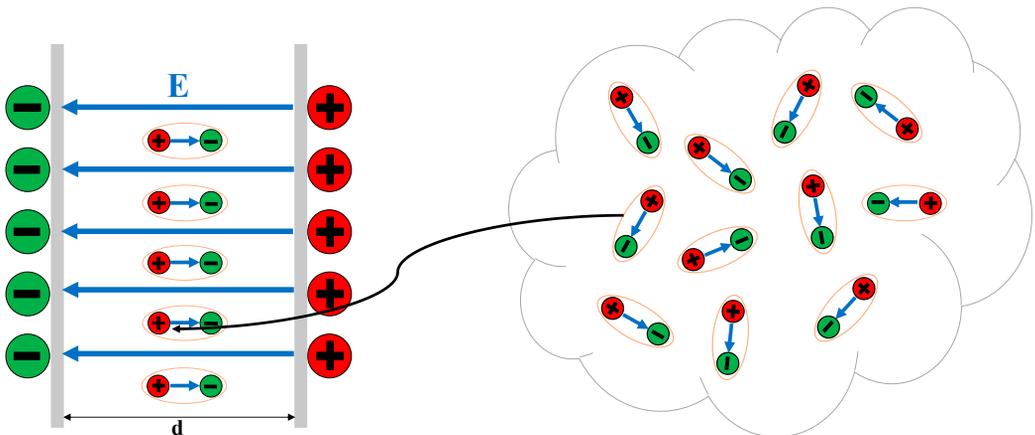
Gambar 7.4 Muatan listrik pada masing-masing plat yang terpisah jarak (d) menghasilkan medan listrik (E)

Molekul material pada dasarnya terdiri dari atom-atom yang membentuk molekul. Contoh mudah yang paling banyak di Bumi adalah molekul H_2O . Molekul-molekul air secara elektrik adalah dipol-dipol internal kecil dengan muatan positif di satu ujung dan muatan negatif di ujung lainnya. Berdasarkan Hukum Coulomb maka dipol listrik internal pada molekul akan memiliki medan listrik internal. Umumnya kondisi molekul-molekul dipol listrik di alam akan bergerak bebas dan terdistribusi tanpa orientasi arah.



Gambar 7.5 Molekul H_2O adalah contoh molekul yang berkarakter dipol listrik yang memiliki medan listrik internal

Kemudian ketika area di antara dua pelat tersebut terisi oleh materi atau benda dipol listrik yang memiliki medan listrik internal, maka molekul material tersebut akan mengalami orientasi molekul dan disejajarkan arahnya oleh kekuatan medan listrik E . Peristiwa molekul tersejajarkan dipol internalnya oleh medan listrik (E) dengan arah yang berlawanan terhadap medan listrik (E) menyebabkan resultan total medan listrik di ruang antara plat menjadi berkurang nilainya akibat adanya “perlawanan medan” dari dipol internal molekul material.



Gambar 7.6 Peristiwa orientasi molekul yang berdipol listrik oleh Medan Listrik E memiliki arah yang melawan medan E .

Peristiwa ini menjadikan besarnya medan listrik di ruang antarpelat tidak lagi berkondisi vakum, tanpa material karena sudah diisi oleh suatu material dengan nilai permitivitas listrik (ϵ) yang besarnya adalah,

$$E = \frac{Q}{4\pi\epsilon r^2} \quad (7.9)$$

Keterangan

- E = Medan listrik (Newton/Coulomb)
 Q = muatan listrik (Coulomb)
 r = jarak dari muatan (meter)
 ϵ = Permittivitas listrik material/medium (farads/meter)

Dari Persamaan (7.3) menjelaskan bahwa perbandingan antara nilai permittivitas listrik suatu medium terhadap permittivitas ruang hampa adalah permittivitas relatif (ϵ_r), sehingga permittivitas listrik di suatu medium

$$\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0 \quad (7.10)$$

Maka besarnya medan listrik E pada suatu medium menjadi

$$E = \frac{Q}{4\pi\epsilon_r\epsilon_0r^2} \quad (7.11)$$

dan persamaan (7.10) memberikan arti bahwa besarnya nilai permittivitas listrik suatu medium akan ditentukan oleh besarnya nilai ϵ_r sebagai faktor konstantanya, dengan nilai $\epsilon_r > 1$, yang artinya permittivitas medium akan selalu lebih besar dibanding permittivitas ruang vakum. Hal ini berarti nilai medan listrik pada suatu medium akan selalu lebih kecil dibandingkan dengan nilai medan listrik di ruang hampa.

7.2.2 Litologi dan Konstanta Dielektrik

Gelombang radar merupakan gelombang EM yang memiliki komponen medan listrik yang menjalar pada medium memiliki nilai kecepatan yang sangat bergantung kepada nilai konstanta dielektrik medium jalarnya. Persamaan (7.11) menjelaskan bahwa permittivitas elektrik medium adalah sebuah ukuran tentang seberapa besar molekul suatu materi di dalam medium dengan *dipol* listrik internalnya mampu mengurangi kekuatan medan listrik E yang bekerja di dalam medium tersebut.

Medan listrik yang berada di dalam medium akan mengalami penurunan nilai jika nilai konstanta dielektrik medium meningkat akibat adanya molekul *dipol* listrik. Umumnya peningkatan nilai konstanta dielektrik pada lapisan bumi disebabkan oleh adanya molekul air di dalam lapisan bumi. Aplikasi metode GPR yang menggunakan gelombang EM berfrekuensi tinggi biasanya berada di lapisan dekat permukaan bumi, dengan kondisi litologi yang didominasi oleh soil dan material sedimen yang memiliki porositas yang baik.

Dari tabel nilai konstanta dielektrik medium geologi terlihat bahwa udara memiliki nilai permittivitas yang serupa dengan ruang hampa (ϵ_0), sementara air memiliki nilai ϵ_r yang paling tinggi yaitu 81. Nilai permittivitas listrik medium air memiliki besar nilai 81 kali lebih besar dibandingkan permittivitas ruang hampa atau udara, sehingga nilai kuat

medan listrik yang masuk dari udara ke medium air akan mengalami penyusutan sebesar 81 kali lebih kecil. Medium yang tersaturasi oleh material air akan memiliki nilai ϵ_r yang besar dibandingkan dengan medium yang kering (*dry* atau *unsaturated*).

Tabel 7.1 Konstanta dielektrik material dan konduktivitasnya (kompilasi dari Reynold (2011), Baker (2007))

Material/Medium	ϵ_r	Kecepatan gelombang V (mm/ns)	Konduktivitas (mS/m)
Udara	1	300	0
Air (Tawar)	81	33	0.5
Air laut	81–88	33	3000
Gravel	5	134	10
Sand dan gravel (unsaturated)	3.5–6.5	118–160	0.007–0.06
Sand dan gravel (saturated)	15.5–17.5	72–76	0.7–9
Pasir pantai (<i>dry</i>)	5–10	95–134	0.01–10
Pasir (<i>dry</i>)	3–6	122–173	0.0001–1
Pasir (coastal, <i>dry</i>)	5–10	95–134	0.01–1
Pasir (<i>wet</i>)	10–32	53–95	0.1–10
Pasir (cth. lapangan golf)	10–25	60–95	10
Lanau (unsaturated)	2.5–5	134–190	1–100
Lanau (saturated)	22–30	55–64	≤ 100
Lempung (<i>dry</i>)	2–5	134–212	2–100
Lempung (<i>wet</i>)	8–40	47–106	20–1000
Tiill (unsaturated)	7–21	65–113	2.5–10
Till (saturated)	24–34	51–61	2–5
Gambut (freshwater)	57–80	33–40	≤ 40
Soil (fine-grained)	41–49	43–47	40
Average 'soil'	16	75	5
Granit	5–8	106–120	0.001–0.00001
Batugamping (<i>dry</i>)	4–8	100–113	
Batugamping (<i>wet</i>)	6–15	77–122	10–100
Dolomit	6.8–8	106–115	
Basalt (<i>wet</i>)	8	106	
Serpih (<i>wet</i>)	6–9	100–122	10–100
Batupasir (<i>dry</i>)	4–7	113–150	0.001–0.0000001
Batupasir (<i>wet</i>)	6	122	0.01–0.001
Batubara	4–5	134–150	
Kuarsa	4.3	145	1–100
Beton	4–30	55–150	1–100
Aspal	3–5	134–173	
PVC, epoxy, polyesters	3	173	

7.3 Survei GPR

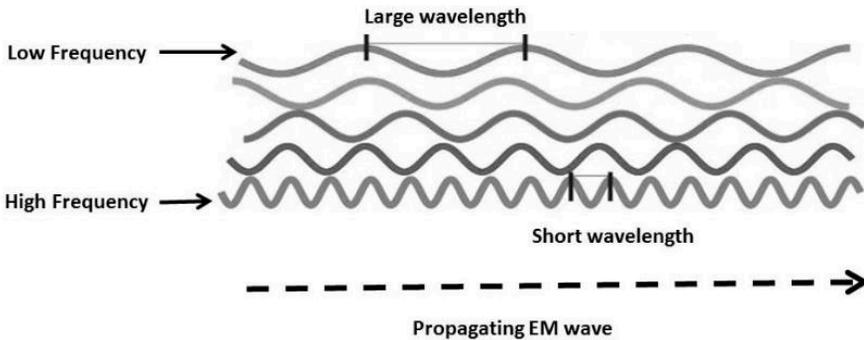
Survei GPR terdiri atas tiga tahap utama yaitu Akuisisi data, Pengolahan, dan Interpretasi data hasil akuisisi lapangan. Survei GPR harus memperhitungkan beberapa faktor yaitu target kedalaman (penetrasi), dimensi objek (resolusi), karakteristik lapisan batuan yaitu konduktivitas dan nilai konstanta dielektriknya.

Hal utama dalam Survei GPR adalah menentukan pengguna frekuensi gelombang karena terkait terhadap kemampuan penetrasi atau kedalaman deteksi maksimum dan kemampuan mencitrakan dimensi objek yang dapat terdeteksi. Secara umum, frekuensi tinggi memiliki resolusi tinggi dapat mencitrakan objek berdimensi kecil tetapi kemampuan penetrasi gelombang hanya menjangkau kedalaman rendah atau dangkal, dan frekuensi rendah memiliki kemampuan penetrasi yang cukup dalam tetapi menghasilkan resolusi rendah hanya dapat mencitrakan objek berdimensi besar. Resolusi (R_v) yang dihasilkan dari citra GPR berdasarkan teori adalah $\frac{1}{4}$ dari panjang gelombang.

$$R_v > \frac{\lambda}{4} = \frac{c}{4f_c\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{c\Delta t}{4\sqrt{\epsilon_r}} \tag{7.12}$$

keterangan

- R_v = ketebalan lapisan atau benda
- $\frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$ = kecepatan jalar gelombang
- Δt = lebar pulsa
- f_c = frekuensi gelombang



Gambar 7.7 Perbandingan gelombang frekuensi tinggi yang memiliki gelombang pendek dan gelombang frekuensi rendah yang memiliki gelombang panjang.

Penetrasi atau kemampuan jangkauan kedalaman deteksi bergantung pada nilai *skin depth* dari material. Skin Depth (δ) adalah nilai kedalaman ketika amplitudo gelombang EM hanya tersisa 37% mendekati sumbu eksponensial. Material yang memiliki *skin depth* besar gelombang EM dapat menembus lebih dalam dan masih memberikan sinyal kembali yang cukup kuat. Secara umum, **penetrasi** didekati dengan nilai 3 kali nilai Skin depth (δ). *Skin Depth* merupakan nilai berkebalikan dari nilai atenuasi (α).

$$\delta \approx \frac{1}{\alpha} \tag{7.13}$$

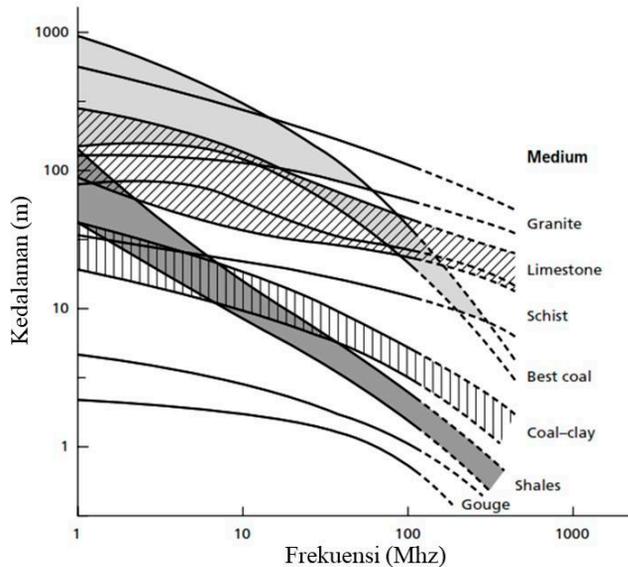
Atenuasi secara umum disebabkan oleh nilai konduktivitas medium, pada aplikasi metode GPR konduktivitas medium ditentukan oleh seberapa besar konsentrasi TDS di air tanah di ruang pori-pori lapisan bumi (Baker et al.). Jika medium konduktif ($\omega\epsilon \ll \sigma$)

maka *skin depth* sangat ditentukan oleh nilai frekuensi gelombang dan konduktivitas medium, dan jika medium resistive ($\sigma \ll \omega\epsilon$) maka skin depth sangat ditentukan oleh konstanta dielektrik.

$$\delta \approx \begin{cases} 503 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}} & \text{jika } \omega\epsilon \ll \sigma \\ 0.0053 \frac{\sqrt{\epsilon_r}}{\sigma} & \text{jika } \sigma \ll \omega\epsilon \end{cases} \quad (7.14)$$

Tabel 7.2 Frekuensi terhadap kedalaman maksimum dan dimensi terkecil objek deteksi

Operating frequency (MHz)	Maximum scanning depth (m)	Minimum size of scanned objects (cm)
80	14	25
160	10	15
450	6	6
760	3	4
1200	1,5	1,5
1600	1	1
2300	0,6	0,5

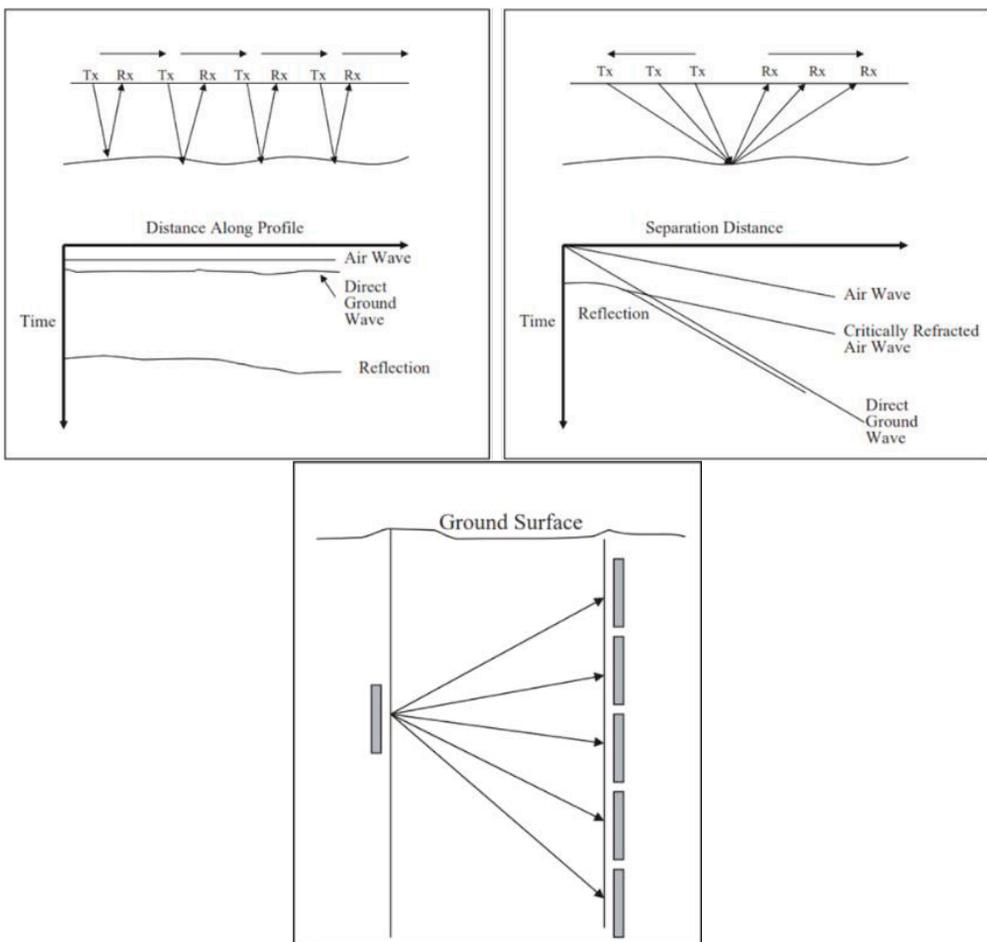


Gambar 7.8 Secara umum semakin rendah nilai frekuensi gelombang EM yang digunakan maka penetrasi gelombang akan semakin dalam (Cook, 1975)

7.3.1 Akuisisi Data

Gelombang GPR dipancarkan dari Tx kemudian menjalar di badan bumi, dan kemudian gelombang dipantulkan oleh suatu material atau objek dan terekam oleh Rx. Ada tiga tipe geometri survei GPR yang sering dilakukan yaitu tipe *Common Offset (CO)*, *Common Mid Point (CMP)*, dan *Transillumination* atau tomografi GPR. Prinsip survei tipe geometri *CO*

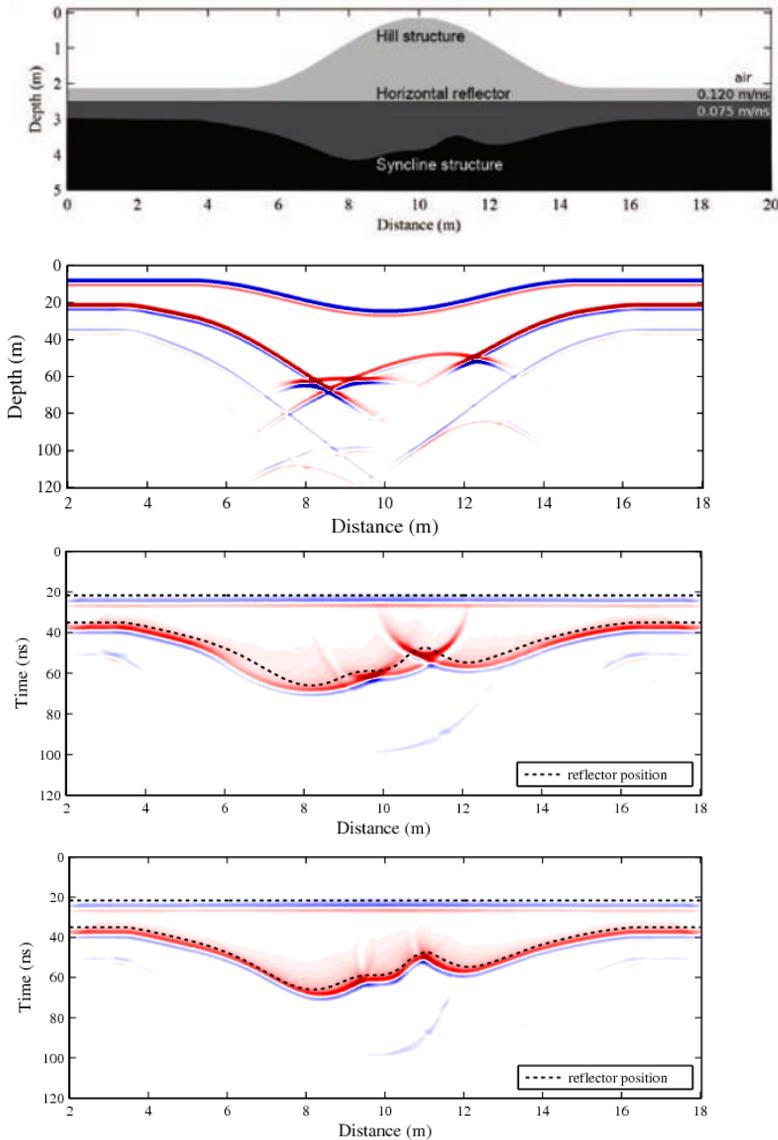
adalah menerapkan geometri *Transmitter (Tx)* dan *Receiver (Rx)* memiliki jarak tetap (*fix offset*). Tipe *Common Mid Point* adalah dengan cara menerapkan geometri *Tx* dan *Rx* yang berubah-ubah jaraknya dengan titik pantul (reflektor) yang tetap. Tipe *Transillumination* adalah teknik akuisisi data GPR yang menerapkan prinsip tomografi yang menghitung waktu tempuh gelombang datang secara langsung dari banyak *Rx* (*multiple receiver*). Dari tiga tipe geometri akuisisi GPR tersebut, tipe *Common offset* adalah aplikasi yang paling banyak dan terkenal di survei GPR karena akuisisi data lebih cepat, lebih murah, dan mampu memetakan **keberadaan** objek terpendam yang menjadi tujuan utama dari survei GPR. Tipe *Common Offset* menerapkan jenis litologi atau medium jalar gelombang dalam menentukan nilai dielektrik batuan berdasarkan nilai referensi atau tabel konstanta dielektrik batuan.



Gambar 7.9 Geometri akuisisi (kiri) tipe *CO*, (tengah) tipe *CMP*, dan (kanan) tipe Tomografi (Baker, dkk., 2007)

Tipe *CMP* biasanya digunakan untuk mendapatkan nilai kecepatan gelombang GPR di suatu lapisan secara lateral dan sebaran nilai dielektrik medium atau lapisan. Asumsi geologi yang dipakai dalam geometri *CMP* adalah reflektor berupa lapisan datar

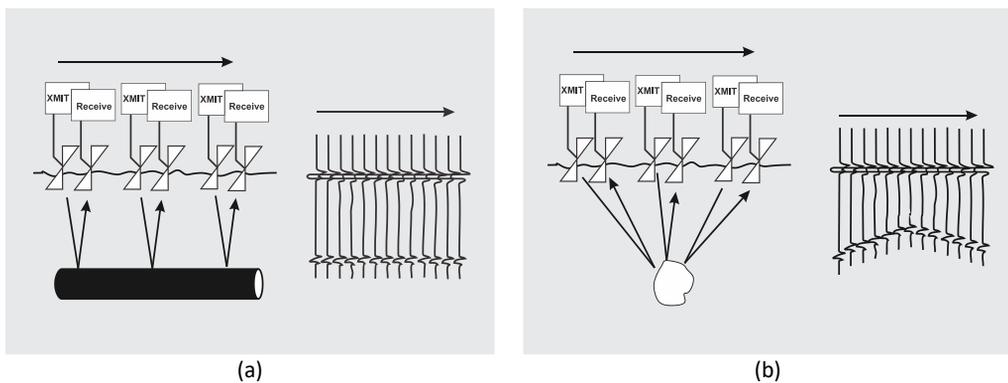
dan menerus. Apabila lapisan memiliki kemiringan maka titik reflektor akan bergeser sehingga citra refleksi berupa kemenerusan yang miring adalah citra reflektor semu (bukan reflektor sebenarnya). Reflektor semu juga diproduksi oleh batas ujung lapisan dalam bentuk berupa diskontinuitas atau objek titik, bidang sesar, pembajian, antiklin, dan permukaan objek berbentuk tak beraturan akibat gelombang difraksi (gelombang hamburan) yang muncul dan terciptakan geometri reflektor parabola pada radargram. Data GPR geometri tipe *CMP* biasanya dilakukan proses migrasi untuk mendapatkan bentuk reflektor yang mendekati kondisi sebenarnya.



Gambar 7.10 Bentuk reflektor pada bentuk lapisan yang *irregular* yang menyebabkan refleksi menghasilkan reflektor parabolik pada tiap ujung reflektor (Niklas dkk., 2014)

Geometri survei GPR tipe *Transillumination* digunakan untuk mendapatkan nilai kecepatan gelombang Radar secara vertikal dan rinci sehingga diketahui nilai sebaran dielektrik lapisan medium dengan resolusi yang sangat tinggi. Aplikasi Tomografi GPR biasanya dipakai pada area *scanning X-Ray* di bandara.

Survei GPR geometri *Common Offset (CO)* efektif untuk mengidentifikasi bidang kontak lapisan dan objek tunggal (*point object*) terpendam seperti untuk mencari atau menemukan lokasi pipa, terowongan, dan objek terkubur seperti *bunker*, peti, dll. Dua tipe objek terpendam berdasarkan sifat sebaran atau distribusinya, yaitu objek yang lateral dan objek poin. Objek lateral menghasilkan citra refleksi pada radargram yang membentuk geometri horizontal menerus, dan objek poin menghasilkan citra refleksi yang membentuk geometri hiperbola.



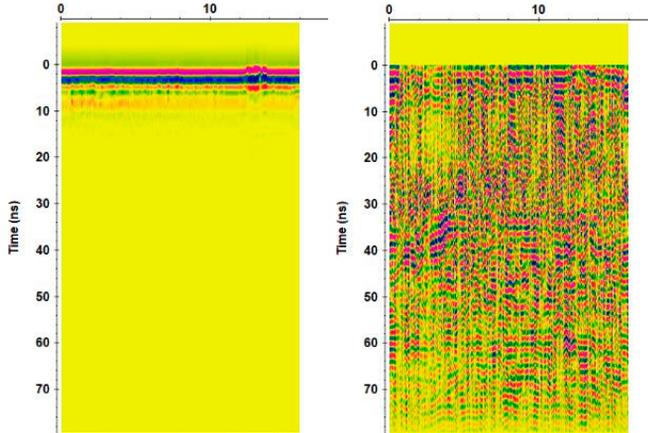
Gambar 7.11 Ilustrasi respon radargram GPR pada objek terpendam yang bersifat (a) lateral/horison menerus, dan (b) objek poin yang berbentuk hiperbola

Bidang kontak lapisan adalah tipe objek lateral berupa bidang planar yang membatasi dua medium atau dua lapisan berdasarkan nilai konstanta dielektrik sehingga pada citra radargram GPR akan menghasilkan pola refleksi dengan karakteristik menerus secara horizontal dan disebut reflektor planar. Pipa, kabel konduktor, saluran air bawah tanah adalah tipe objek poin yang menghasilkan citra radargram berbentuk kurva hiperbolik.

7.3.2 Pengolahan Data

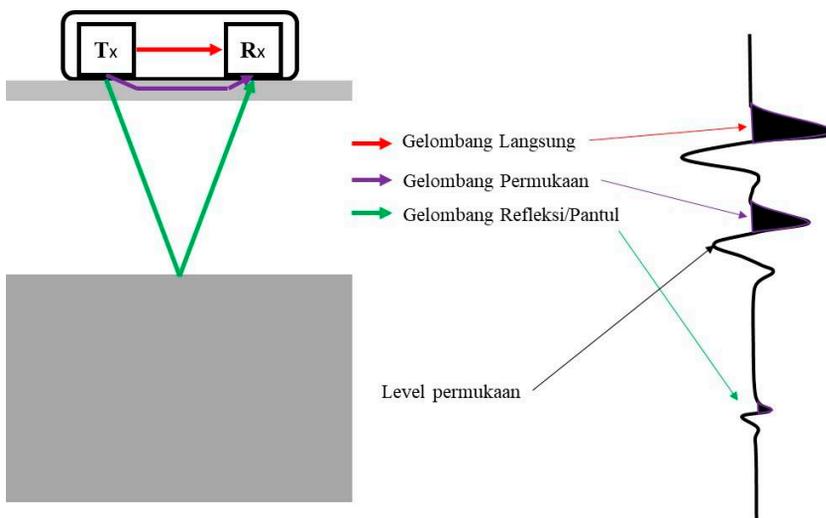
Citra bawah permukaan hasil akuisisi GPR ditampilkan dalam bentuk radargram yang menggambarkan kondisi bawah permukaan berdasarkan proses refleksi gelombang EM yang direkam oleh instrumen GPR. Kondisi bawah permukaan dengan variasi dielektrik dan konduktivitas batuan sangat mempengaruhi hasil akuisisi karena proses absorpsi atenuasi gelombang GPR sehingga data mentah (*raw data*) GPR memiliki karakter refleksi yang biasanya beramplitudo lemah Gambar 7.12. Berdasarkan waktunya, pengolahan data GPR pada dasarnya terbagi pada dua tahap yaitu tahap akuisisi dan tahap setelah akuisisi. Pengolahan data tahap akuisisi biasanya terdiri dari proses *gain* (penguatan sinyal) dan beberapa proses *filtering* (penapisan) sederhana seperti *deWow* dan *background removal*

yang bertujuan untuk mengukur kualitas data hasil akuisisi. Bila data terlihat cukup baik dan representatif maka proses pengolahan data akan dilanjutkan dengan banyak teknik reduksi *noise* berdasarkan sifat-sifat gelombang dan karekteristik medium jalur lapisan bumi.



Gambar 7.12 Radargram data mentah (*raw data*) hasil akuisisi GPR (kiri) dan setelah proses penguatan sinyal (kanan)

Pengolahan data tahap setelah akuisisi data GPR memerlukan banyak tahapan proses reduksi dan penapisan berdasarkan karakteristik reflektor yang terekam pada radargram. Pertama kali yang diterapkan dalam proses pengolahan data adalah memastikan kebenaran posisi atau koordinat lintasan rekaman GPR sehingga setiap *trace* yang menampilkan refleksi memiliki nilai posisi yang tepat. Proses berikutnya adalah koreksi statik menyesuaikan level respon refleksi terhadap level permukaan tanah pada survei untuk menghilangkan rekaman gelombang langsung dan gelombang permukaan dari instrumen GPR ke permukaan tanah.

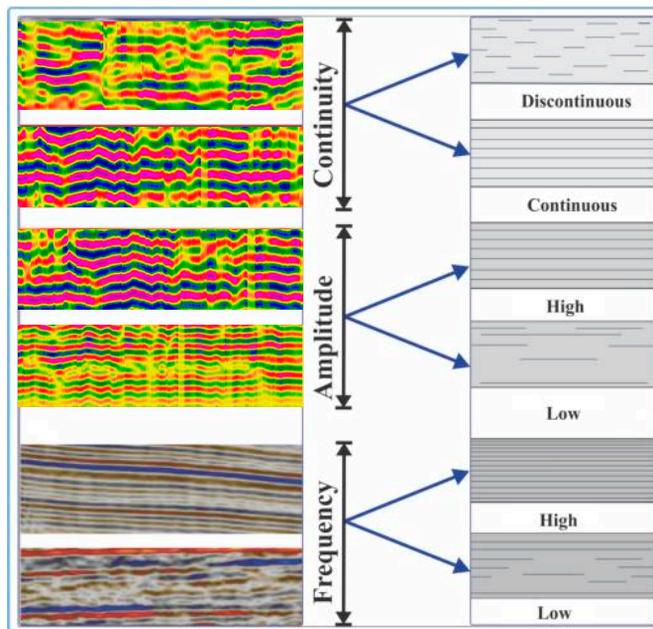


Gambar 7.13 Tipe gelombang EM yang dipancarkan oleh alat GPR dan respon sinyal *trace* pada *Display*

7.3.3 Interpretasi

Interpretasi data GPR dilakukan dengan cara mengenali pola-pola refleksi pada radargram GPR yang sudah melewati proses pengolahan data dan *enhancement* data. Hal utama dalam mengenali pola refleksi adalah karakter refleksi yang pada konfigurasi geometri refleksi. Karakter refleksi pada radargram GPR terdiri atas tiga komponen yaitu kontinuitas reflektor, amplitude reflektor, dan frekuensi reflektor (Gambar 7.14).

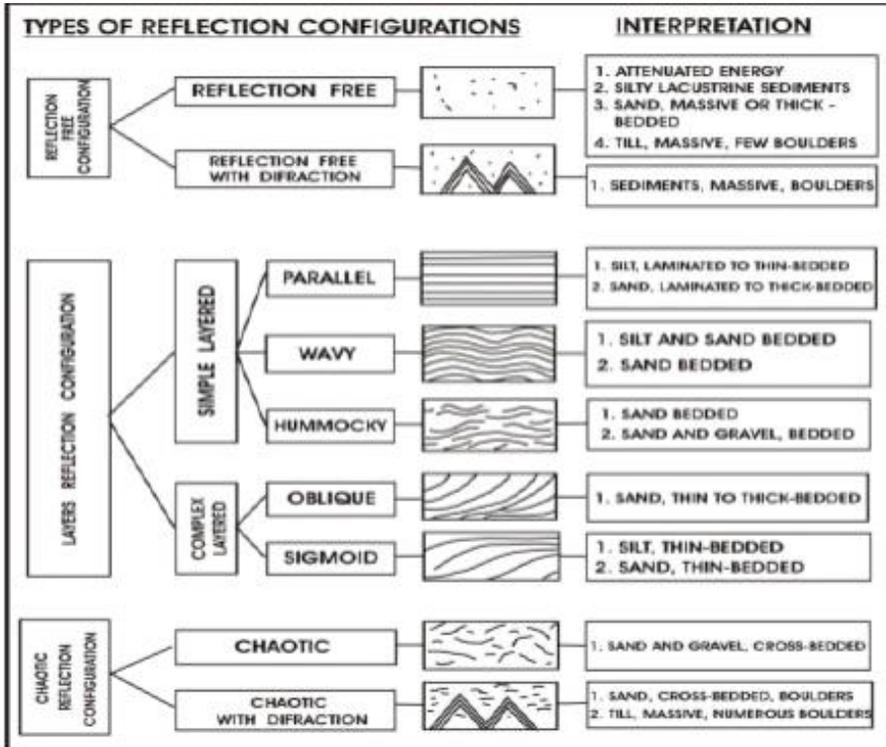
Kontinuitas adalah kemenerusan reflektor. Reflektor merupakan bidang batas antara dua medium yang memiliki perbedaan nilai sifat fisika. Kemenerusan reflektor dapat disimpulkan sebagai sebaran bidang batas antara dua medium yang menyebar dengan baik apabila reflektor terlihat menerus. Dari sifat kontinuitas reflektor dapat disimpulkan apakah suatu medium bersifat menyebar luas atau hanya setempat-setempat atau terserak (acak). Amplitudo dalam radargram GPR adalah besarnya nilai konstanta refleksi yang dimaknai sebagai perbedaan kontras antara nilai sifat fisik berupa kecepatan jalar gelombang dari medium pada bidang batas, sehingga dimaknai sebagai jenis litologi atau jenis medium bawah permukaan. Emisi gelombang EM dari instrumen GPR memiliki nilai frekuensi tertentu. Frekuensi yang tergambar dari reflektor merupakan gambaran kondisi tebal atau tipisnya geometri medium yang dilalui gelombang yang dapat memantulkan gelombang EM sehingga dapat dimaknai sebagai resolusi atau kemampuan pencitraan kondisi bawah permukaan yang bersifat rinci atau regional.



Gambar 7.14 Karakter reflektor pada radargram GPR

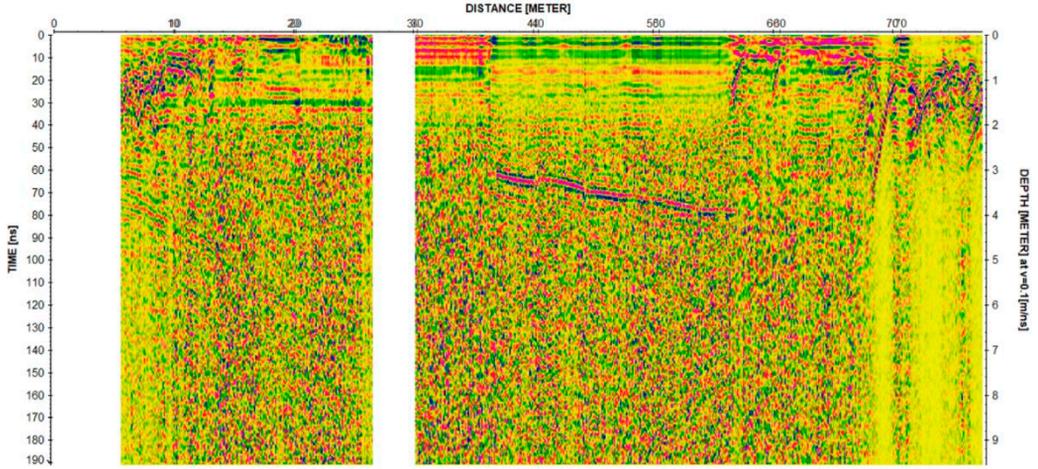
Tahap pertama dalam interpretasi data radargram GPR adalah membuat dugaan awal tentang kondisi bawah permukaan berdasarkan pengamatan di lokasi survei. Pengenalan awal terhadap jenis litologi permukaan daerah survei menjadi awal dalam

pendugaan kehadiran anomali benda-benda terpendam. Pemahaman terhadap proses geologi yang terjadi di area survei juga menjadi dasar interpretasi sehingga dapat menentukan dengan tepat kondisi geologi bawah permukaan. Interpretasi data GPR memiliki beberapa pola khas yang harus dikaitkan dengan kondisi geologi bawah permukaan sehingga sesuai atau mendekati kondisi aktual. Identifikasi konfigurasi geometri (Gambar 7.15) reflektor pada radargram GPR dapat dijadikan sebagai acuan untuk menjelaskan kondisi geologi bawah permukaan sehingga didapat kesimpulan tentang objek-objek yang tercitracan di dalam radargram GPR.

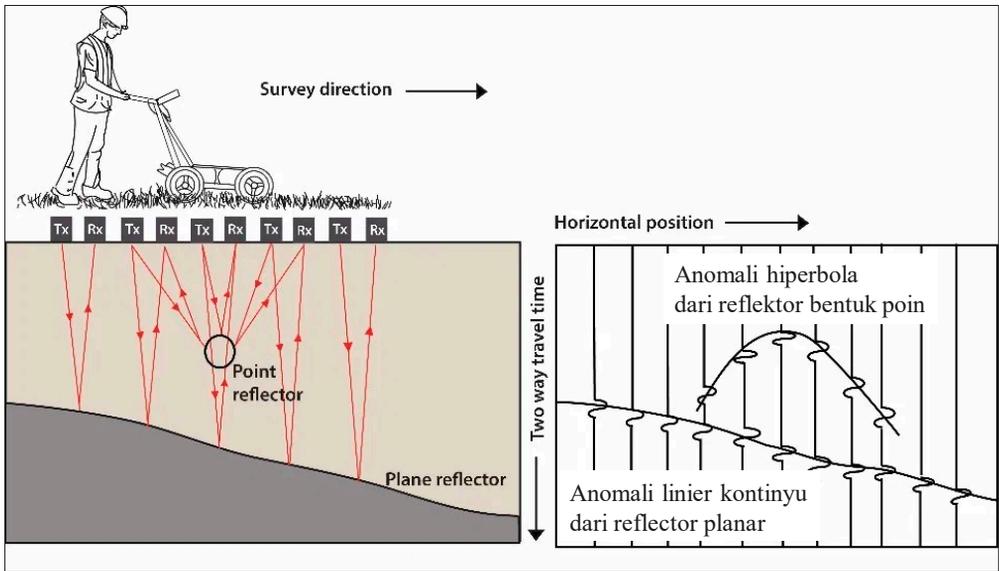


Gambar 7.15 Konfigurasi geometri reflektor radargram GPR berikut dengan interpretasi kondisi geologi bawah permukaan (Beres and Haeni, 1991)

Pendugaan pola perlapisan bawah permukaan berdasarkan kondisi area survei berupa litologi lempung basah pada permukaan (Gambar 7.16) dan di bawahnya terdapat lapisan soil basah. Karakter topografi landai dan cenderung datar mendominasi area survei sehingga diduga lapisan bawah permukaan di sekitar area survei akan memiliki pola reflektor yang bersifat lapisan-lapisan datar dan menerus. Pola anomali dari reflektor akan memperlihatkan pola geometri reflektor planar pada bidang perlapisan tanah dan akan memperlihatkan pola geometri hiperbola pada objek poin atau objek terserak (Gambar 7.17).



Gambar 7.16 Area survei GPR berlitologi lempung basah dan memiliki topografi yang datar



Gambar 7.17 Ilustrasi bentuk geometri reflektor pada radargram terhadap objek-objek bawah permukaan dapat berupa objek dari reflektor poin dan juga reflektor planar

Daftar Pustaka

- Adams, L. H., 1951. Elastic Properties of Materials of The Earth's Crust. Internal Construction of The Earth (edited by Gutenberg): Dover Publications, Inc., New York.
- Aki, A., and Richard, P. G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods, W. H. Freeman and Company.
- Alken, P., Thébault. E., Beggan. C. D., Amit. H., Aubert. J., Baerenzung. J., Bondar. T. N., Brown. W. J., et al., 2021. International Reference Field: The Thirteenth Generation. *Earth, Planets and Space*, 73:49.
- Bachrach, Ran and Nur, Amos, 1998. High-resolution Shallow-seismic Experiments in Sand, Part I: Water Table, Fluid Flow, and Saturation, *Geophysics*, Vol. 63, No. 4, P. 1225-1233, Society of Exploration Geophysicists, 11 FIGS.
- Badan Geologi Pusat Lingkungan Geologi, 2007. Atlas Cekungan Air Tanah Indonesia, Departemen Energi dan Sumber Daya Mineral, Jakarta.
- Badan Geologi, 2009. Peta Cekungan Sedimen Indonesia. Pusat Survei Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Badan Standardisasi Nasional. (2012). SNI 03-1726-2012 tentang Tata Cara Perencanaan Ketahanan Gempa untuk Struktur Bangunan Gedung dan Non Gedung. Jakarta: Badan Standardisasi Nasional.
- Baker, G. S., Jordan, T. E., and Talley, J., 2007. An Introduction to Ground Penetrating Radar (GPR), in Baker, G.S., and Jol, H. M., eds., *Stratigraphic Analyses Using GPR: Geological Society of America Special Paper 432*, P. 1-18.
- Bang, Eun-Seok., Cho, Seong-Jun., and Kim, Dong-Soo., 2014. Mean Refracted Ray Path Method for Reliable Downhole Seismic Data Interpretations. *Soil Dynamic and Earthquake Engineering*. Vol 65, P. 214-223.
- Beres, M., and Haeni, F. P., 1991. Application of Ground-penetrating-radar Methods in Hydrogeologic Studies. *Ground Water*, 29 (3), P. 375-386.
- Blakely, R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Application*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Butler, R. W. H., Maniscalco, R., Sturiale. G., and Grasso, M. 2015. Stratigraphic Variations Control Deformation Patterns in Evaporite Basins: Messinian

- Examples, Onshore and Offshore Sicily (Italy). *Journal of The Geological Society* Vol. 172, P. 113-124.
- Clark, D. A., and Emerson, D.W., 1991. Notes on Rock Magnetization Characteristics in Applied Geophysical Studies. *Exploration Geophysics*, 22, P. 547-555.
- Cook, D. M., 1975. The theory of the electromagnetic field. Englewood Cliffs. SAO/NASA Astrophysics Data System.
- Cooper, G.R.J., and Cowan, D.R., 2003. The Application of Fractional Calculus to Potential Field Data. *Exploration Geophysics* 34 (4), P. 51-56.
- Dobrin, M. B. and Savit, C. H., 1988. Introduction to Geophysical Prospecting, 4th edn. McGraw-Hill BookCo., New York, 867 pp.
- Du Bernard, X., Prasad, M., and Reinstaedtler, M. 2004. The Effect of Cementation on the Seismic Properties of Sandstone. In: Arnold, W., Hirsekorn, S. (eds) *Acoustical Imaging*. *Acoustical Imaging*, Vol 27, P. 399-405, Springer, Dordrecht.
- Erickson, S. N., and Jarrard, R.D., 1998. Velocity-porosity Relationships for Water-saturated Siliciclastic Sediments. *J. Geophys. Res.*, 103, P. 30385-30406.
- Ezersky, M., 2006. The Seismic Velocities of Dead Sea Salt Applied to The Sinkhole Problem., *Journal of Applied Geophysics* 58, P. 45-58.
- Flathe, H., 1979. The Role of a Geologic Concept in Geophysical Research Works for Solving Hydrogeological Problems. *Geoexploration* 14, P. 195-206.
- Grandis, H., and Yudistira, T., 2001. Transformasi Data Magnetik menggunakan Sumber Ekuivalen 3-D, Prosiding PIT HAGI ke-26, Jakarta.
- Hunt, C., Moskowitz, B. M., and Banerje, S. K., 1995. Magnetic Properties of Rocks and Minerals. In T. J. Ahrens (Ed.), *Handbook of Physical Constants*, Vol. 3, P. 189-204. American Geophysical Union.
- Jarrard, Richard D., Niessen, Frank., Brink, Jason D., and Bucker, Christian., 2000. Effects of Cementation on Velocities of Siliciclastic Sediments, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 5, P. 593-596.
- Joh, S. H., and Mok, Y. J., 1998. Development of an Inversion Analysis Technique for Downhole Testing and Continuous Seismic CPT. *J. Korean Geotech. Soc.* 14, P. 95-108.
- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration* 3rd Edition Blackwell Ltd. London.

- Koesoemadinata, R.P., 2000. Catatan kuliah GL-451 Geologi Eksplorasi. Bandung: Penerbit ITB.
- King, M. S., 1966. Wave Velocities in Rocks as a Function of Changes in Overburden Pressure and Pore Fluid Saturants. *Geophysics* 31 (1), P. 50-73.
- Loke, M. H., 1999. A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys. *Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies*, 8-10.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics Second Edition*, Cambridge University Press, The Edinburgh Building, Cambridge CB2 8RU, UK.
- Menke, W., 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, Orlando.
- Mok, Y. J., Stokoe, K. H., and Wilson, C. R., 1988. Analysis of Downhole Seismic Data using Inverse Theory. *Proc. Ninth World Conf. Earthquake Eng.* 3 (1), P. 65-70, Tokyo, Japan.
- Milsom, John., 2003. *Field geophysics*. Vol. 25. John Wiley and Sons.
- Nettleton, L. L., 1971. *Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists*. Society of Exploration Geophysicists.
- Niklas, A., Jens, T., Marcel, D., and Urs, B., 2014. *European Association of Geoscientists & Engineer*.
- Nur, A., Mavko, G., Dvorkin, J., and Galmudi, D., 1998. Critical Porosity: a Key to Relating Physical Properties to Porosity in Rocks. *Leading Edge*, 17, P. 357-362.
- Ostrander, W. J., 1984. Plane Wave Reflektion Coefficients for Gas Sands at Non Normal Angles of Incidence, *Geophysics* 49, P. 1637-1648.
- Palacky, G. J., 1987. Clay mapping using electromagnetic methods. *First Break*, 5(8).
- Reynolds, J. M., 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, 2nd Edition, John Wiley & Sons Ltd.
- Reynolds, J. M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester: John Wiley and Sons Ltd.
- Saad, A.H., 2006. Understanding gravity gradients—a tutorial. *The Leading Edge* Vol. 25 No. 8, pp. 942-949.
- Sandor, Szalai., Attila, Novak., and Laszlo, Szarka., 2009. Depth of Investigation and Vertical Resolution of Surface Geoelectric Arrays, *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* Volume 14, Issue 1, P. 15-23.

- Sheriff, Robert E., 1980. *Seismic Stratigraphy* 1st Edition. IHRDC Publishers, Boston.
- Sianturi, M. I. 2002. *Transformasi Logaritmik dan Transformasi Variasi Pola Data Anomali Magnetik*. Tugas Akhir, Program Studi Geofisika Departemen GM-ITB.
- Skinner, B., & Porter, S., 1987. *Physical geology*. John Wiley and Sons Inc., New York, NY.
- Sultan, Awad., Fernando A. M. Santos., and Ahmad, Sobhy Helaly., 2011. *Integrated Geophysical Interpretation for The Area Located at The Eastern Part of Ismailia Canal, Greater Cairo Egypt, Arab J Geosci (4)*, P. 735-753.
- Sukamto, R., 2000. *Knowledge of Indonesian Geology*. Special publication. Republik Indonesia, Departemen Energi dan Sumberdaya Mineral, Direktorat Jenderal Geologi dan Sumberdaya Mineral
- Sukardi, N., Sikumbang, I., and Umar, Sunaryo, R. 1995. *Peta Geologi Lembar Sangatta, Kalimantan Timur skala 1:250.000*. Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Sumintadireja, P., Dahrin, D., & Grandis, H., 2018. *A Note on the Use of the Second Vertical Derivative (SVD) of Gravity Data with Reference to Indonesian Cases*. J. Eng. Technol. Sci., Vol.50 No.1, 2018, 127 – 139.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E., 1990. *Applied Geophysics: Second Editon*, Cambridge University Press, USA.
- Telford, W., Geldart, P., Sheriff E., and Keys, A., 1976. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, New York.
- Triarso, Eko dan Troa, Rainer Arief., 2017. *Indikasi Keberadaan Gas Hidrat pada Cekungan Busur Muka Simeulue dan Potensinya sebagai Sumber Energi Masa Depan*, Jurnal Kelautan Nasional, Vol. 11, No. 3, Desember 2016, Hal. 127-140.
- Von Frese, R. R. B., and Kim, H. R., 2003. *Satellite Magnetic Anomalies For Lithospheric Exploration*, Proceedings of OIST-4, P. 115-118.
- Watari, Takuma., Nansai, Keisuke., and Nakajima, Kenichi, 2021. *Resources Conservation & Recycling* 164.
- Wightman, W. E., Jalinoos, F., Sirles, P., and Hanna, K. 2003. "Application of Geophysical Methods to Highway Related Problems." Federal Highway Administration, Central Federal Lands Highway Division, Lakewood, CO, Publication No. FHWA-IF-04-021, September 2003.

- Witherly, K.E. and Vyselaar, J, 1990, A geophysical case history of the Poplar Lake Copper-Molybdenum deposit, Houston Area, British Columbia. in Fink, J.B., McAlister, E.O., Sternberg, B.K., Wieduwilt, W.G. and Ward, S.H. (Eds), 1990, Induced polarization: Applications and case histories: Investigations in Geophysics No. 4, Soc. Expl. Geophys.
- Yilmaz, Özdoğan., and Doherty, Stephen M., 2001. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data, Masalah 10, Volume 1.
- Zoeppritz, R., 1919. On the Reflection and Propagation of Seismik Waves, Erdbebenwellen VIII B; Gottinger Nachrichten I, P. 66-68.
- PVMBG, <https://magma.esdm.go.id/v1/edukasi/tipe-gunung-api-di-indonesia-a-b-dan-c> [diakses April 2022]
- NOAA, <https://www.ngdc.noaa.gov> [diakses April 2022]
- SEG, <https://library.seg.org/> [diakses November 2000]

Geofisika Terapan untuk Geologi Eksplorasi

Buku geofisika terapan untuk geologi eksplorasi dibuat secara ringkas agar memberikan pemahaman bagaimana kondisi bawah permukaan dibuat berdasarkan parameter sifat fisika yang diukur oleh alat geofisika. Model geofisika yang dihasilkan berdasarkan pengukuran parameter sifat fisika yang diukur di lapangan, dilanjutkan dengan pengolahan data geofisika harus diinterpretasi berdasarkan kaidah geologi yang teramati, karena model geofisika mempunyai kecenderungan ambiguitas jika tanpa kontrol data geologi. Pembuatan model bawah permukaan dengan mengkombinasikan data geofisika dan data geologi sangat penting untuk dilakukan, dalam rangka mengurangi resiko kegagalan eksplorasi target yang dicari.

ITB PRESS

📍 Gedung STP ITB, Lantai 1,
Jl. Ganesa No. 15F Bandung 40132
☎ +62 22 20469057
🌐 www.itbpress.id
✉ office@itbpress.id
📄 Anggota Ikapi No. 043/JBA/92
APPTI No. 005.062.1.10.2018

ISBN 978-623-297-287-2



9 786232 972872