



GEOLOGI REKAYASA

Penulis :

Erny, Almun Madi, Syahrul, George Belly Sahetapy,
Masri, Dora Melati Nurita Sandi

GEOLOGI REKAYASA

**Erny
Almun Madi
Syahrul
George Belly Sahetapy
Masri
Dora Melati Nurita Sandi**



GET PRESS INDONESIA

GEOLOGI REKAYASA

Penulis :

Erny
Almun Madi
Syahrul
George Belly Sahetapy
Masri
Dora Melati Nurita Sandi

ISBN : 978-623-125-317-0

Editor : Ari Yanto., M.Pd

Penyunting : Yuliatr Novita, M.Hum

Desain Sampul dan Tata Letak : Atyka Trianisa, S.Pd

Penerbit : GET PRESS INDONESIA

Anggota IKAPI No. 033/SBA/2022

Redaksi :

Jln. Palarik Air Pacah No 26 Kel. Air Pacah
Kec. Koto Tangah Kota Padang Sumatera Barat

Website : www.getpress.co.id

Email : adm.getpress@gmail.com

Cetakan pertama, Juli 2024

Hak cipta dilindungi undang-undang
Dilarang memperbanyak karya tulis ini dalam bentuk dan
dengan cara apapun tanpa izin tertulis dari penerbit.

KATA PENGANTAR

Segala Puji dan syukur atas kehadiran Allah SWT dalam segala kesempatan. Sholawat beriring salam dan doa kita sampaikan kepada Nabi Muhammad SAW. Alhamdulillah atas Rahmat dan Karunia-Nya penulis telah menyelesaikan Buku Geologi Rekayasa ini.

Buku Ini Membahas Manfaat Dan Implementasi Ilmu Geologi Rekayasa Atau Geologi Teknik Dalam Permasalahan Teknik Sipil, Mineral Dan Pembentukannya, Jenis-jenis Batuan Dan Pembentukannya, Aspek Keteknikan Batuan, Jenis-jenis Struktur Geologi, Jenis-jenis Gerakan Massa (tanah Longsor) Beserta Contoh Mitigasinya.

Proses penulisan buku ini berhasil diselesaikan atas kerjasama tim penulis. Demi kualitas yang lebih baik dan kepuasan para pembaca, saran dan masukan yang membangun dari pembaca sangat kami harapkan.

Penulis ucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah mendukung dalam penyelesaian buku ini. Terutama pihak yang telah membantu terbitnya buku ini dan telah mempercayakan mendorong, dan menginisiasi terbitnya buku ini. Semoga buku ini dapat bermanfaat bagi masyarakat Indonesia.

Padang, Juli 2024

Penulis

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	i
DAFTAR ISI	ii
DAFTAR TABEL	v
DAFTAR GAMBAR	vi
BAB 1 MANFAAT DAN IMPLEMENTASI ILMU GEOLOGI REKAYASA ATAU GEOLOGI TEKNIK	
DALAM PERMASALAHAN TEKNIK SIPIL	1
1.1 Pengertian Geologi	2
1.2 Pengertian Geologi Rekayasa Atau Geologi Teknik	2
1.3 Manfaat dan Implementasi Geologi Rekayasa Atau Geologi Teknik Dalam Permasalahan Teknik Sipil.....	3
1.3.1 Manfaat Geologi Rekayasa Atau Geologi Teknik.....	3
1.3.2 Implementasi Ilmu Geologi Rekayasa dalam permasalahan Teknik Sipil.	4
DAFTAR PUSTAKA.....	14
BAB 2 MINERAL DAN PEMBENTUKANNYA.....	15
2.1 Pendahuluan.....	15
2.2 Pengertian Mineral	16
2.3 Keterdapatan Mineral	17
2.4 Pembentukan Mineral	19
2.4.1 Proses Magmatisme.....	20
2.4.2 Proses Pegmatit.....	23
2.4.3 Proses Hidrotermal.....	24
2.4.4 Proses Metamorfisme.....	27
2.4.5 Proses Evaporasi	28
2.5 Klasifikasi Mineral	29
2.5.1 Mineral Silikat.....	30
2.5.2 Mineral Oksida	30
2.5.3 Mineral Sulfida	31
2.5.4 Karbonat.....	31
2.6 Identifikasi Contoh (Sample) Mineral.....	32
DAFTAR PUSTAKA.....	37
BAB 3 JENIS-JENIS BATUAN DAN PEMBENTUKANNYA..	39
3.1 Pendahuluan.....	39
3.2 Batuan Beku.....	41

3.2.1 Klasifikasi Batuan Beku.....	43
3.2.2 Batuan Beku Ekstrusif (Vulkanik).....	43
3.2.3 Batuan Beku Intrusif (Plutonik).....	44
3.3 Batuan Sedimen	45
3.3.1 Tipe-tipe Batuan Sedimen	46
3.3.2 Lingkungan Pembentukan Batuan Sedimen.....	51
3.4 Batuan Metamorf.....	51
3.4.1 Perubahan Metamorfosis.....	52
3.4.2 Deformasi dan Foliasi.....	53
3.4.3 Tingkat Metamorfisme (<i>Metamorphic Grade</i>)	54
3.4.4 Jenis-Jenis Batuan Metamorf.....	55
DAFTAR PUSTAKA	57
BAB 4 ASPEK KETEKNIKAN BATUAN.....	59
4.1 Pendahuluan	59
4.2 Batuan Sebagai Material Rekayasa	60
4.3 Sifat Keteknikan Batuan Utuh	62
4.3.1 Preparasi Contoh Batuan Utuh	63
4.3.2 Kuat Tekan Uniaksial (<i>Uniaxial Compressive Strength</i>)	64
4.3.3 Kuat Tarik Brazillian	71
4.3.4 Kuat Tekan Triaxial (<i>Triaxial Compressive Strength</i>)	73
4.3.5 Kuat Geser Langsung (<i>Direct Shear Test</i>).....	75
4.3.6 Sifat Dinamik Batuan (<i>Sonic Velocity Test</i>).....	76
4.4 Sifat Keteknikan Diskontinuitas.....	77
4.4.1 Kuat Geser Diskontinuitas	79
4.4.2 Tilt Diskontinuitas	79
4.4.3 Joint Wall Compression Strength.....	81
4.4.4 Joint Roughness Coefficient	81
DAFTAR PUSTAKA	85
BAB 5 JENIS STRUKTUR GEOLOGI.....	87
5.1 Pendahuluan	87
5.2 Deformasi pada Batuan	89
5.3 Lipatan	91
5.3.1 Geometri Lipatan	91
5.3.2 Klasifikasi Lipatan	92
5.4 Sesar	94

5.4.1 Klasifikasi Sesar	95
5.4.2 Geometri dan Anatomi Sesar	97
5.4.3 Identifikasi Sesar di Lapangan	98
5.5 Kekar	99
5.5.1 Klasifikasi Kekar	99
5.5.2 Parameter Kekar	100
5.6 Signifikansi Struktur Geologi pada Rekayasa	101
DAFTAR PUSTAKA	106
BAB 6 JENIS-JENIS GERAKAN MASSA (TANAH LONGSOR) BESERTA CONTOH MITIGASINYA.....	109
6.1 Pendahuluan.....	109
6.2 Jenis-jenis Gerakan Massa Tanah	110
6.3 Kestabilan Lereng Tanah.....	113
6.3.1 Faktor Keamanan Tanah.....	115
6.3.2 Analisa Stabilitas Lereng denggan Bidang Longsor Datar.....	115
6.4 Penanggulangan Keruntuhan Lereng	124
6.4.1 Penyelidikan Tanah	124
6.4.2 Analisa Pembebanan	125
6.4.3 Analisa Kestabilan Lereng.....	125
6.4.4 Teknologi Penanggulangan	126
DAFTAR PUSTAKA.....	128
BIODATA PENULIS	

DAFTAR TABEL

Tabel 1.1. Hubungan Nilai Tahanan Konus Terhadap Konsistensi Tanah	9
Tabel 1.2. Nilai CBR Berbagai Jenis Tanah	11
Tabel 2.1. Komposisi mineral berdasarkan derajat metamorfosa pada batuan metamorf	27
Tabel 2.2. Kelompok mineral silikat.....	30
Tabel 2.3. Kelompok mineral karbonat.....	32
Tabel 3.1. Skala <i>Wentworth</i> dan Klasifikasi Batuan Klastik.....	47
Tabel 4.1. Klasifikasi Kekuatan Batuan Hasil Uji UCS	67
Tabel 4.2. Kuat Tekan Uniaksial Beberapa Jenis Batuan	67
Tabel 4.3. Klasifikasi Index Kerapuhan.....	73
Tabel 5.1. Klasifikasi lipatan berdasarkan sudut antar sayap.....	93
Tabel 6.1. Beban lalu lintas untuk analisis stabilitas	125

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1. Pelaksanaan <i>Hand Boring</i>	6
Gambar 1.2. Contoh Data hasil Sondir	7
Gambar 1.3. Pelaksanaan Sondir atau CPT	7
Gambar 1.4. Klasifikasi Tanah oleh Robertson dan Campanella (1986)	9
Gambar 1.5. Pelaksanaan DCP	10
Gambar 1.6. Hasil Pengolahan DCP	11
Gambar 2.1. Contoh struktur atom pada sodium klorida.....	16
Gambar 2.2. Struktur lapisan bumi	18
Gambar 2.3. Proses magmatisme pada kerak bumi	21
Gambar 2.4. Proses kristalisasi pada dapur magma	22
Gambar 2.5. Seri Reaksi Bowen's	23
Gambar 2.6. Proses pembentukan pegmatit pada intrusi granit	24
Gambar 2.7. Model sulfida pada hidrotermal	26
Gambar 2.8. Sistem mineral pada metamorf akibat tekanan dan temperatur	28
Gambar 2.9. Kolom penguapan air laut dan mineralnya	29
Gambar 2.10. Sampel mineral kuarsa	32
Gambar 2.11. Sampel mineral Felspar	33
Gambar 2.12. Sampel Mineral Amfibol	33
Gambar 2.13. Sampel Mineral Piroksen	34
Gambar 2.14. Sampel mineral olivin.....	34
Gambar 2.15. Sampel mineral pirit	35
Gambar 2.16. Sampel mineral galena	35
Gambar 2.17. Sampel mineral Kalsit.....	36
Gambar 2.18. Sampel mineral dolomit	36
Gambar 3.1. Kerak Bumi dan lapisannya.....	39
Gambar 3.2. Siklus Batuan	41
Gambar 3.3. Lingkungan pembentukan magma	42
Gambar 3.4. Teksur Batuan Beku Vulkanik	44
Gambar 3.5. Teksur Batuan Beku Plutonik (Fanerik)	45
Gambar 3.6. Jenis-jenis Batuan Sedimen Klastik.....	48

Gambar 3.7. Jenis-jenis Batuan Sedimen organik.....	48
Gambar 3.8. Batuan Sedimen Kimiawi (<i>Rock Salt</i>)	49
Gambar 3.9. Batuan bioklastik (Batugamping)	50
Gambar 3.10. Lingkungan pengendapan sedimen	51
Gambar 3.11. Batuan Metamorf non foliasi.....	53
Gambar 3.12. Deformasi dan foliasi yang terjadi bersamaan pada mineral mika, orientasi paralel disebut foliasi.	54
Gambar 3.13. Tingkat Metamorfisme	56
Gambar 3.14. Batuan Metamorf terfoliasi	56
Gambar 4.1. Skema Massa Batuan	61
Gambar 4.2. Proses Inversifikasi Geoteknik dalam rekayasa batuan	62
Gambar 4.3. Contoh batuan hasil pemboran inti	62
Gambar 4.4. Peralatan Preparasi Contoh Batuan	64
Gambar 4.5. Kurva Tegangan Regangan Pengujian Kuat Tekan Uniaksial.....	65
Gambar 4.6. Variasi pecah contoh batuan pada pengujian UCS.....	66
Gambar 4.7. Klasifikasi nilai kuat tekan uniaksial (UCS) dari beberapa sumber	68
Gambar 4.8. (a) Penentuan Modulus Young Secant, (b) Modulus Young Tangen, dan (c) Modulus Young Average	69
Gambar 4.9. Perubahan bentuk contoh batuan dalam pengujian UCS.....	70
Gambar 4.10. Nilai <i>Poisson Ratio</i> (ν) dari berbagai jenis batuan.....	71
Gambar 4.11. Pengujian kuat tarik Brazilian dan susunan Jig	72
Gambar 4.12. Contoh batuan hasil uji kuat tarik Brazilian.....	72
Gambar 4.13. Sistemasi alat pengujian kuat tekan triaxial	74
Gambar 4.14. Sistematis Uji Geser Langsung.....	76

Gambar 4.15. Pengujian indeks yang dibutuhkan untuk mendapatkan karakteristik diskontinuitas	78
Gambar 4.16. Skema Pengujian <i>Tilt</i>	80
Gambar 4.17. Estimasi <i>joint wall compressive strength</i> dari Schmidt Hardness.....	82
Gambar 4.18. Profil kekasaran dan menyesuaikan nilai JRC.....	83
Gambar 4.19. Metode Alternatif untuk estimasi JRC dari pengukuran amplitudo permukaan kekasaran	84
Gambar 5.1. Deskripsi foliasi (sebagai struktur bidang) dan lineasi (sebagai struktur garis) pada singkapan batuan. Juga disertakan beberapa simbol umum struktur geologi pada peta.....	88
Gambar 5.2. Kurva tegangan-regangan. (A) Kurva deformasi brittle dan deformasi ductile (X: titik pecah; Y: titik plastis). (B) Kurva reologi batuan elastis dan plastis pada granit oleh variasi temperature.....	90
Gambar 5.3. Morfologi lipatan berupa sayap lipatan, sumbu lipatan, dan bidang sumbu lipatan.....	91
Gambar 5.4. Bentuk lipatan simetris, asimetris, lipatan rebah, dan lipatan isoklin	92
Gambar 5.5. Bentuk geometri lipatan menunjam dan tidak menunjam. Pada peta, lipatan meunjam dicirikan dengan perlapisan membentuk “V”	93
Gambar 5.6. Lipatan geometri khusus: lipatan chevron, monoklin, dan lipatan seretan. Pada deformasi <i>ductile</i> (umumnya pada metamorfisme tekanan dan temperature tinggi) dapat dijumpai lipatan <i>ptygmatic</i> pada urat <i>quartzo-feldspathic</i> (gambar bawah)	94

Gambar 5.7. Hubungan arah tegasan utama dan pembentukan sesar	95
Gambar 5.8. Beberapa tipe sesar. (a) sesar normal, (b) sesar geser, (c) sesar oblique (miring), dan (d) sesar rotasi (pivotal)	96
Gambar 5.9. Interpretasi sesar normal (a) sebelum tererosi, (b) setelah tererosi.....	97
Gambar 5.10. Anatomi sesar, terdiri dari bidang sesar, <i>pitch</i> (rake), <i>heave</i> , <i>throw</i> , dan <i>net slip</i>	97
Gambar 5.11. Berbagai indikator sesar (A) gawir, (B) triangular falset, (C) Kontras kontur, (D) Pergeseran perlapisan, (E) breksiasi dan zona hancuran, (F) gores garis sesar.....	98
Gambar 5.12. Berbagai kombinasi sistem kekar dan ilustrasi penentuan spasi kekar	100
Gambar 5.13. Berbagai teknik analisis dalam penyajian data pengukuran kedudukan kekar dan rekahan.....	101
Gambar 5.14. Beberapa tipe keruntuhan pada penggalan terowongan akibat intensitas rekahan dan struktur mayor lainnya.....	102
Gambar 5.15. Orientasi rekahan terhadap muka lereng dan potensi longsoran yang dihasilkan	104
Gambar 5.16. Salah satu penyebab kegagalan bendungan St. Francis akibat sandaran DAM yang dibangun pada batuan metamorf dengan foliasi searah lereng dan fondasi yang bertumpu pada bidang sesar	105
Gambar 6.1. Pergerakan lereng ditinjau dari jenis lerengnya.....	110
Gambar 6.2. keruntuhan gelincir translasi.....	111
Gambar 6.3. keruntuhan gelincir rotasi	112
Gambar 6.4. keruntuhan gelincir majemuk.....	112
Gambar 6.5. Kenampakan lereng akibat rangkai (creep)	114
Gambar 6.6. Lereng tak terhingga tanpa rembesan air .	116

Gambar 6.7. Lereng tak terHINGGA dengan rembesan air	118
Gambar 6.8. Analisa Stabilitas Timbunan di atas bidang miring	120
Gambar 6.9. Analisa Stabilitas Timbunan Di Atas Bidang Lengkung Dengan Metode Prosedur Massa.....	122
Gambar 6.10. Analisa Stabilitas Timbunan Di Atas Bidang Lengkung Dengan Metode Irisan.....	123

BAB 1

MANFAAT DAN IMPLEMENTASI ILMU GEOLOGI REKAYASA ATAU GEOLOGI TEKNIK DALAM PERMASALAHAN TEKNIK SIPIL

Oleh Erny

1.1 Pengertian Geologi

Geologi adalah suatu bidang ilmu kebumihan yang mempelajari segala sesuatu mengenai planet bumi beserta isi yang pernah ada. Merupakan kelompok ilmu yang membahas sifat-sifat dan bahan-bahan yang membentuk bumi, struktur, proses-proses yang baik yang bekerja di dalam maupun di atas permukaan bumi, kedudukan di alam semesta serta sejarah perkembangannya sejak bumi lahir di alam semesta hingga sekarang. (Noor Djauri, 2014). Geologi adalah ilmu mempelajari planet bumi terutama mengenai materi penyusunnya, proses yang terjadi padanya, hasil proses tersebut, sejarah planet itu dan bentuk-bentuk kehidupan sejak bumi terbentuk (Bates R.I, dkk, 1990).

Cabang – cabang ilmu geologi (Agustawijaya, 2018) sebagai berikut.

1. Mineralogi : Pembahasan tentang jenis, macam, Klasifikasi dan genesa dari mineral, yakni benda alam yang terbentuk oleh proses alam, yang mempunyai bangun dan struktur tertentu bisa merupakan beberapakumpulan dari beberapa unsur kimia.
2. Petrologi : Pemahaman tentang jenis, macam, klasifikasi dan genesa dari batuan yakni benda alam yang terbentuk oleh proses alam yang merupakan kumpulan baik dari satu macam mineral saja atau kombinasi dari berbagai mineral

3. Geomorfologi : Pemahaman tentang jenis, macam, Klasifikasi dan genesa bentuk muka bumi serta bentang alam yang di hasilkan .
4. Geologi Struktur : Pemahaman tentang jenis, macam, Klasifikasi dan genesa dari pola atau arsitektur pelapisan batuan, yang terbentuk sebagai akibat terjadinya pergerakan yang terjadi di kulit bumi.
5. Statigrafi : Pemahaman tentang penggurukan pelapisan batuan penyusunan kulit bumi, pengelompokannya hubungan antara satu tempat dengan tempat lain serta rekonstruksi dari peristiwa geologi yang pernah terjadi berdasarkan urutan
6. Sedimentologi; : Pemahaman tentang proses pembentukan sedimen dan pengerasan menjadi batuan sedimen.
7. Vulkanologi : Pemahaman tentang gerakan magma yang keluar dari permukaan bumi, proses proses yang terjadi serta bentuk bentuk yng dihasilkan
8. Hidrogeologi : Pemahaman tentang air yang berada di bawah permukaan bumi, proses pengumpulannya, sifat-sifatnya, pencariannya serta pengelolaan penggunaannya.
9. Geologi Rekayasa atau geologi teknik: pembahasan tentang pemanfaatan prinsip-prinsip geologi teknik perencanaan, konstruksi, serta pemeliharaan bangunan teknis.
10. Geologi minyak : pembahasan tentang pemanfaatan prinsip-prinsip geologi dalam usaha eksplorasi dan produksi minyak dan gas bumi.
11. Geologi dan pengembangan Wilayah : pembahasan tentang pemanfaatan prinsip-prinsip geologi dalam usaha pengembangan wilayah dengan mempertimbangkan aspek potensi geologi positif maupun negatif.

1.2 Pengertian Geologi Rekayasa Atau Geologi Teknik

Geologi rekayasa atau geologi merupakan uraian dari cabang cabang dari ilmu geologi tentang pembahasan tentang pembahasan tentang pemanfaatan prinsip-prinsip geologi teknik perencanaan, konstruksi, serta pemeliharaan

bangunan teknis. (Agustawijaya, 2018). Atau Geologi rekayasa atau geologi teknik merupakan penerapan ilmu geologi pada praktek rekayasa dengan tujuan agar faktor faktor geologis yang mempengaruhi lokasi, desain, konstruksi, pengoperasian dan pemeliharaan pekerjaan pekerjaan rekayasa telah benar benardi kenali dan disediakan dengan cukup (Verheot: 2011). Geologi Rekayasa atau Geologi Teknik adalah ilmu yang mempelajari tentang penggunaan geologi dalam lapangan teknik sipil (Suhardi, 2017).

1.3 Manfaat dan Implementasi Geologi Rekayasa Atau Geologi Teknik Dalam Permasalahan Teknik Sipil

Pemakaian ilmu geologi untuk teknik sipil pertama kali diperkenalkan dan dilakukan oleh sarjana teknik Inggris yang bernama Wiliam Smith (1939) yang di kenal bapak geologi Inggris salah satu karyanya pembuatan terowongan kereta api di swiss dan bendungan California (1928). Di indonesia kira kira 50 tahun yang lalu baru mulai kesadaran akan pentingnya ilmu geologi dalam pekerjaan teknik sipil. (Suhardi.2017).

1.3.1 Manfaat Geologi Rekayasa Atau Geologi Teknik

Manfaat dan implementasi Geologi rekayasa atau geologi teknik dalam sebagai permasalahan teknik sipil berikut

1. **Pemahaman Kondisi Tanah dan Batuan**

Geologi rekayasa membantu insinyur sipil memahami sifat fisik (kepadatan, plasitas tanah, prositas batuan dan lain-lain) dan mekanik (Kekuatan tekan, kekuatan geser, permeabilitas dan lain-lain) tanah dan batuan di lokasi infrastuktur yang akan dibangun untuk menentukan apakah suatu lokasi aman dalam pembangunan.

2. **Perencanaan dan Desain Fondasi**

Data geoteknik digunakan untuk merancang fondasi bangunan, jembatan, dan infrastruktur lainnya agar stabil dan aman. Tanah dan batuan yang tidak stabil dapat menyebabkan fondasi bangunan bergeser atau runtuh. Kekuatan tanah dan kedalaman batuan dasar membantu dalam menentukan jenis

fondasi yang tepat digunakan dalam perencanaan (Fondasi dalam dan fondasi dangkal, dan fondasi campuran dipilih berdasarkan data geoteknik). Misalnya, tanah lempung yang lunak mungkin memerlukan fondasi tiang, sementara tanah berpasir yang padat mungkin cukup kuat untuk fondasi dangkal.

3. Geologi rekayasa sangat penting dalam mitigasi risiko dan pengambilan keputusan yang tepat dalam desain dan konstruksi seperti gempa bumi, longsor, dan likuifaksi.
4. Perencanaan Konstruksi Terowongan dan Struktur Bawah Tanah Pengetahuan geologi sangat penting dalam perencanaan dan membangun terowongan, tambang bawah tanah, dan struktur bawah tanah lainnya untuk memastikan kestabilan dan keamanan.

1.3.2 Geologi Rekayasa dalam permasalahan Teknik Sipil

Implementasi Ilmu Geologi Rekayasa dalam permasalahan Teknik Sipil sebagai berikut.

1. Survei dan Penyelidikan Geologi

Desain bangunan teknik sipil memerlukan survei geologi dan investigasi tanah atau batuan. Survei geologi adalah proses pengumpulan, analisis, dan interpretasi data mengenai batuan, struktur geologi, mineral, dan kondisi geologis lainnya di suatu wilayah. Tujuannya adalah untuk memahami komposisi dan sejarah geologi suatu daerah serta potensi sumber daya alam yang ada. Sedangkan penyelidikan geologi adalah proses penilaian dan pengujian atau penyelidikan geologi pada tanah untuk memahami sifat fisik dan mekanik tanah di suatu lokasi proyek konstruksi. Penyelidikan geologi tanah di lapangan maupun laboratorium. Penyelidikan geologi berfungsi untuk mengetahui jenis pondasi digunakan dan mengetahui aman atau tidaknya pada tanah infrastuktur yang di bangun. Penyelidikan geologi tanah di lapangan merupakan melakukan penyelidikan permukaan dan survei bawah permukaan.

2. Penyelidikan Geologi Di Permukaan

Penyelidikan di permukaan dengan cara sebagai berikut dengan cara Morfologi, Hidrologi dan pemetaan geologi.

Morfologi merupakan survey permukaan yang mempelajari bentuk permukaan bumi, dimana dibagi menjadi Topografi, mempelajari permukaan muka bumi daratan dan Batimetri, mempelajari permukaan muka bumi lautan, Hidrologi merupakan survey permukaan bumi yang mempelajari tentang aliran air bumi dan juga siklus air dan Pemetaan Geologi merupakan hasil yang dituangkan dalam gambaran 2 dimensi, agar mudah dipahami mengenai kondisi suatu lingkungan. Peta Geologi ini nantinya digunakan oleh para Insinyur Sipil dalam mendesain suatu bangunan dalam daerah tersebut.

3. Penyelidikan Geologi Di Bawah Permukaan

Penyelidikan bawah permukaan merupakan meliputi beberapa sebaiaian berikut ini:

a. **Hand Boring Sondir (*Ducth Cone Penetration Test*) atau *Cone Penetration Test***

Metode *Hand Boring* ini adalah metode untuk mendapatkan keadaan bawah permukaan tanah dengan cara mengebor, dioperasikan dengan tenaga manusia yaitu dengan cara memutar mata bor tanah dengan menggunakan rod (pipa bor) yang terbatas hingga maksimum kedalaman 6 m sampai 10 m atau kurang tergantung tenaga manusia yang memutar bor tersebut. Karena keterbatasan kedalaman yang dapat dicapai dengan metode ini sekitar 6m – 10m, maka metode ini cocok digunakan untuk pengetesan pada pembangunan rumah, ruko, bangunan bertingkat rendah, dan bangunan yang tidak terlalu besar lainnya.

Hand boring merupakan pengeboran secara manual dengan menggunakan tangan untuk pengambilan contoh tanah (tanah tidak terganggu dan terganggu untuk keperluan penyelidikan lebih lanjut dilaboratorium). bertujuan untuk mendapatkan keterangan mengenai struktur tanah.



Gambar 1.1. Pelaksanaan *Hand Boring*

b. Sondir (*Ducth Cone Penetration Test*) atau Cone Penetration Test

Sondir banyak digunakan di Indonesia, pengujian ini sangat berguna untuk memperoleh nilai variasi kepadatan tanah pasir yang tidak padat. Pada tanah pasir yang padat dan tanah berkerikil dan berbatu, penggunaan alat sondir menjadi tidak efektif, karena mengalami kesulitan dalam menembus tanah. Tujuan sondir untuk menentukan lapisan-lapisan tanah berdasarkan tahanan ujung konus dan daya lekat tanah setiap kedalaman alat sondir (Djarmiko, 1993).

CV. MOMENT AREA ENGINEERING CONSULTANT							
Lampiran-B/C / Lampiran No. : 012/CV-HA/SON/VI/2015				Dibuat/di Sintesis dan Tersusun Perencanaan : 24 Agustus 2015			
Revisi / Revisi/Revisi : 1. S/C				1. RAB, CA 1. TUF, ASUR, ST, PT			
Penyusun : 1. S/C				1. 24 Agustus 2015			
Pemeriksaan : 1. S/C							
Lokasi : 1. S/C				1. RAB, CA 1. TUF, ASUR, ST, PT			
Indikator C/C	Perencanaan K/C	Perencanaan K/C	Perencanaan K/C	Perencanaan K/C	Perencanaan K/C	Perencanaan K/C	Perencanaan K/C
1	2	3	4	5	6	7	8
0.00	0	0	0	0	0	0	0
0.05	0	0	0	0	0	0	0
0.10	0	0	0	0	0	0	0
0.15	0	0	0	0	0	0	0
0.20	0	0	0	0	0	0	0
0.25	0	0	0	0	0	0	0
0.30	0	0	0	0	0	0	0
0.35	0	0	0	0	0	0	0
0.40	0	0	0	0	0	0	0
0.45	0	0	0	0	0	0	0
0.50	0	0	0	0	0	0	0
0.55	0	0	0	0	0	0	0
0.60	0	0	0	0	0	0	0
0.65	0	0	0	0	0	0	0
0.70	0	0	0	0	0	0	0
0.75	0	0	0	0	0	0	0
0.80	0	0	0	0	0	0	0
0.85	0	0	0	0	0	0	0
0.90	0	0	0	0	0	0	0
0.95	0	0	0	0	0	0	0
1.00	0	0	0	0	0	0	0
1.05	0	0	0	0	0	0	0
1.10	0	0	0	0	0	0	0
1.15	0	0	0	0	0	0	0
1.20	0	0	0	0	0	0	0
1.25	0	0	0	0	0	0	0
1.30	0	0	0	0	0	0	0
1.35	0	0	0	0	0	0	0
1.40	0	0	0	0	0	0	0
1.45	0	0	0	0	0	0	0
1.50	0	0	0	0	0	0	0
1.55	0	0	0	0	0	0	0
1.60	0	0	0	0	0	0	0
1.65	0	0	0	0	0	0	0
1.70	0	0	0	0	0	0	0
1.75	0	0	0	0	0	0	0
1.80	0	0	0	0	0	0	0
1.85	0	0	0	0	0	0	0
1.90	0	0	0	0	0	0	0
1.95	0	0	0	0	0	0	0
2.00	0	0	0	0	0	0	0
2.05	0	0	0	0	0	0	0
2.10	0	0	0	0	0	0	0
2.15	0	0	0	0	0	0	0
2.20	0	0	0	0	0	0	0
2.25	0	0	0	0	0	0	0
2.30	0	0	0	0	0	0	0
2.35	0	0	0	0	0	0	0
2.40	0	0	0	0	0	0	0
2.45	0	0	0	0	0	0	0
2.50	0	0	0	0	0	0	0
2.55	0	0	0	0	0	0	0
2.60	0	0	0	0	0	0	0
2.65	0	0	0	0	0	0	0
2.70	0	0	0	0	0	0	0
2.75	0	0	0	0	0	0	0
2.80	0	0	0	0	0	0	0
2.85	0	0	0	0	0	0	0
2.90	0	0	0	0	0	0	0
2.95	0	0	0	0	0	0	0
3.00	0	0	0	0	0	0	0
3.05	0	0	0	0	0	0	0
3.10	0	0	0	0	0	0	0
3.15	0	0	0	0	0	0	0
3.20	0	0	0	0	0	0	0
3.25	0	0	0	0	0	0	0
3.30	0	0	0	0	0	0	0
3.35	0	0	0	0	0	0	0
3.40	0	0	0	0	0	0	0
3.45	0	0	0	0	0	0	0
3.50	0	0	0	0	0	0	0
3.55	0	0	0	0	0	0	0
3.60	0	0	0	0	0	0	0
3.65	0	0	0	0	0	0	0
3.70	0	0	0	0	0	0	0
3.75	0	0	0	0	0	0	0
3.80	0	0	0	0	0	0	0
3.85	0	0	0	0	0	0	0
3.90	0	0	0	0	0	0	0
3.95	0	0	0	0	0	0	0
4.00	0	0	0	0	0	0	0
4.05	0	0	0	0	0	0	0
4.10	0	0	0	0	0	0	0
4.15	0	0	0	0	0	0	0
4.20	0	0	0	0	0	0	0
4.25	0	0	0	0	0	0	0
4.30	0	0	0	0	0	0	0
4.35	0	0	0	0	0	0	0
4.40	0	0	0	0	0	0	0
4.45	0	0	0	0	0	0	0
4.50	0	0	0	0	0	0	0
4.55	0	0	0	0	0	0	0
4.60	0	0	0	0	0	0	0
4.65	0	0	0	0	0	0	0
4.70	0	0	0	0	0	0	0
4.75	0	0	0	0	0	0	0
4.80	0	0	0	0	0	0	0
4.85	0	0	0	0	0	0	0
4.90	0	0	0	0	0	0	0
4.95	0	0	0	0	0	0	0
5.00	0	0	0	0	0	0	0
5.05	0	0	0	0	0	0	0
5.10	0	0	0	0	0	0	0
5.15	0	0	0	0	0	0	0
5.20	0	0	0	0	0	0	0
5.25	0	0	0	0	0	0	0
5.30	0	0	0	0	0	0	0
5.35	0	0	0	0	0	0	0
5.40	0	0	0	0	0	0	0
5.45	0	0	0	0	0	0	0
5.50	0	0	0	0	0	0	0
5.55	0	0	0	0	0	0	0
5.60	0	0	0	0	0	0	0
5.65	0	0	0	0	0	0	0
5.70	0	0	0	0	0	0	0
5.75	0	0	0	0	0	0	0
5.80	0	0	0	0	0	0	0
5.85	0	0	0	0	0	0	0
5.90	0	0	0	0	0	0	0
5.95	0	0	0	0	0	0	0
6.00	0	0	0	0	0	0	0
6.05	0	0	0	0	0	0	0
6.10	0	0	0	0	0	0	0
6.15	0	0	0	0	0	0	0
6.20	0	0	0	0	0	0	0
6.25	0	0	0	0	0	0	0
6.30	0	0	0	0	0	0	0
6.35	0	0	0	0	0	0	0
6.40	0	0	0	0	0	0	0
6.45	0	0	0	0	0	0	0
6.50	0	0	0	0	0	0	0
6.55	0	0	0	0	0	0	0
6.60	0	0	0	0	0	0	0
6.65	0	0	0	0	0	0	0
6.70	0	0	0	0	0	0	0
6.75	0	0	0	0	0	0	0
6.80	0	0	0	0	0	0	0
6.85	0	0	0	0	0	0	0
6.90	0	0	0	0	0	0	0
6.95	0	0	0	0	0	0	0
7.00	0	0	0	0	0	0	0
7.05	0	0	0	0	0	0	0
7.10	0	0	0	0	0	0	0
7.15	0	0	0	0	0	0	0
7.20	0	0	0	0	0	0	0
7.25	0	0	0	0	0	0	0
7.30	0	0	0	0	0	0	0
7.35	0	0	0	0	0	0	0
7.40	0	0	0	0	0	0	0
7.45	0	0	0	0	0	0	0
7.50	0	0	0	0	0	0	0
7.55	0	0	0	0	0	0	0
7.60	0	0	0	0	0	0	0
7.65	0	0	0	0	0	0	0
7.70	0	0	0	0	0	0	0
7.75	0	0	0	0	0	0	0
7.80	0	0	0	0	0	0	0
7.85	0	0	0	0	0	0	0
7.90	0	0	0	0	0	0	0
7.95	0	0	0	0	0	0	0
8.00	0	0	0	0	0	0	0
8.05	0	0	0	0	0	0	0
8.10	0	0	0	0	0	0	0
8.15	0	0	0	0	0	0	0
8.20	0	0	0	0	0	0	0
8.25	0	0	0	0	0	0	0
8.30	0	0	0	0	0	0	0
8.35	0	0	0	0	0	0	0
8.40	0	0	0	0	0	0	0
8.45	0	0	0	0	0	0	0
8.50	0	0	0	0	0	0	0
8.55	0	0	0	0	0	0	0
8.60	0	0	0	0	0	0	0
8.65	0	0	0	0	0	0	0
8.70	0	0	0	0	0	0	0
8.75	0	0	0	0	0	0	0
8.80	0	0	0	0	0	0	0
8.85	0	0	0	0	0	0	0
8.90	0	0	0	0	0	0	0
8.95	0	0	0	0	0	0	0
9.00	0	0	0	0	0	0	0
9.05	0	0	0	0	0	0	0
9.10	0	0	0	0	0	0	0
9.15	0	0	0	0	0	0	0
9.20	0	0	0	0	0	0	0
9.25	0	0	0	0	0	0	0
9.30	0	0	0	0	0	0	0
9.35	0	0	0	0	0	0	0
9.40	0	0	0	0	0	0	0
9.45	0	0	0	0	0	0	0
9.50	0	0	0	0	0	0	0
9.55	0	0	0	0	0	0	0
9.60	0	0	0	0	0	0	0
9.65	0	0	0	0	0	0	0
9.70	0	0	0	0	0	0	0
9.75	0	0	0	0	0	0	0
9.80	0	0	0	0	0	0	0
9.85	0	0	0	0	0	0	0
9.90	0	0	0	0	0	0	0
9.95	0	0	0	0	0	0	0
10.00	0	0	0	0	0	0	0

Interpretasi hasil uji sondir (Rahardjo, 1995) antara lain:

1. Tahanan ujung (qc).

Tahanan ujung diperoleh dari perkenaan ujung konus untuk memperoleh tahanan tanah yang dipenetrasi. Tahanan ujung diukur sebagai gaya penetrasi persatuan luas penampang ujung konus (qc). Besarnya nilai ini menunjukkan identifikasi jenis tanah. Pada tanah pasiran, perlawanan ujung yang besar menunjukkan tanah pasir padat. Sedangkan perlawanan ujung kecil menunjukkan pasir halus. Perlawanan ujung yang kecil juga menunjukkan tanah lempung karena kecilnya kuat geser dan pengaruh tekanan air pori saat penetrasi.

2. Gesekan selimut (fs).

Gesekan selimut (fs) diperoleh dari hasil pengukuran perlawanan ujung konus dan selimut bersama-sama ditekan ke dalam tanah dikurang hasil pengukuran tahanan ujung konus dengan kedalaman penetrasi yang sama. Gesekan selimut diukur sebagai gaya penetrasi persatuan luas selimut konus (fs). Gesekan selimut digunakan untuk menginterpretasikan sifat-sifat tanah untuk klasifikasi tanah dan memberikan data yang dapat langsung digunakan untuk perencanaan pondasi tiang.

3. Friction ratio (fr atau Rf).

Friction ratio merupakan perbandingan antara gesekan selimut (fs) dan tahanan ujung (qc). Ratio gesekan (fr) dari hasil sondir dapat digunakan untuk membedakan tanah berbutir halus dengan tanah yang berbutir kasar (memperkirakan jenis tanah yang diselidiki).

- a. Harga Friction Ratio $< 1\%$ biasanya adalah untuk tanah pasir.
- b. Harga Friction Ratio $> 1\%$ biasanya adalah untuk tanah lempung.
- c. Harga Friction Ratio $> 5\%$ atau 6% untuk jenis tanah organik (peat)

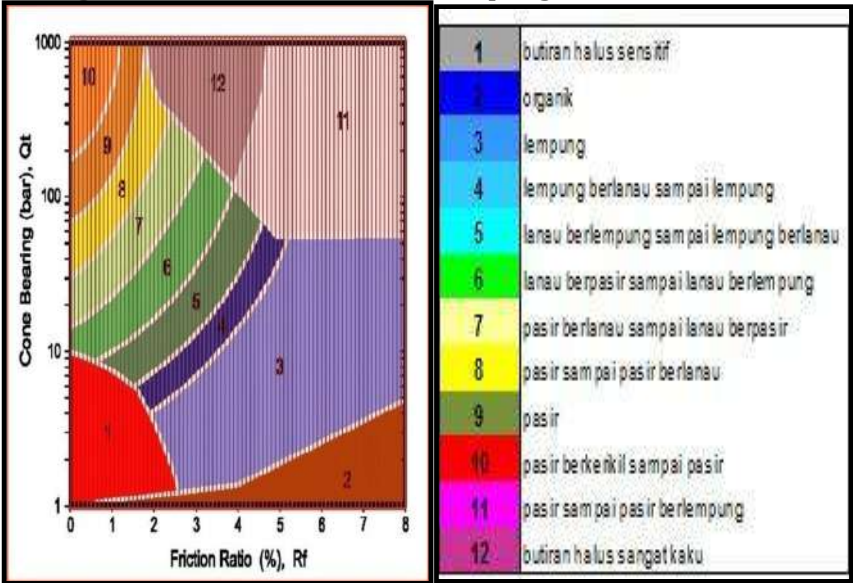
Hubungan antara tahanan konus (qc) terhadap konsistensi tanah (Sunggono, 1995) terlihat pada tabel 1.1 berikut :

Tabel 1.1. Hubungan Nilai Tahanan Konus Terhadap Konsistensi Tanah

Tahanan Konus (q)	Konsistensi
< 5	Sangat Lunak
5-10	Lunak
10-20	Teguh
20-40	Kenyal
40-50	Sangat kenyal
80-100	keras
≥ 150	Sangat keras

Tabel di atas tampak bahwa semakin tinggi nilai q_c maka konsistensi tanah semakin baik. Tanah keras berada pada q_c antara 80-100 kg/cm² dan tanah sangat keras dengan $q_c \geq 150$ kg/cm².

Penafsiran hasil Penyelidikan tanah dengan memakai alat sondir ada Sunggono, 1995 dan grafik Robertson dan Campanella (1986). Grafik Robertson dan Campanella (1986) ditentukan tekanan konis (q_c) dan hambatan pelekat (f_r) jenis tanah dapat dilihat grafik oleh klasifikasi tanah di lapangan.



Gambar 1.4. Klasifikasi Tanah oleh Robertson dan Campanella (1986)

Klasifikasi tanah Robertson dan Campanella (1986) cone resistant (q_c) satuan Bar maka nilai q_c pada data CPT satuan kg/cm^2 di konversikan ke Bar di kalikan 0.981. Nilai cone resistant (q_c) dan *friction Ratio* (fr) di plotkan pada gambar Robertson dan Campanella (1986) maka di dapatkan klasifikasi jenis.

1. Penetrometer Konus Dinamis (*Dynamic Cone Penetrometer, DCP*)

Pendugaan dinamis atau dikenal dengan DCP (*dynamic Cone Penetrometer*) dikembangkan oleh TRRL (*Transportand Road Research Laboratory*), *Crowthorne Berkshire*, Inggris. DCP merupakan alat yang terdiri dari tiga bagian utama, yang satu sama lain harus disambung dengan kaku dan langkah2 pelaksanaan sesuai prosedur Departemen pekerjaan umum, 2008 dapat lihat gambar 1.5 pelaksanaannya.



Gambar 1.5.Pelaksanaan DCP

Uji CBR dilakukan untuk mengukur tahanan penetrasi tanah dan membandingkannya dengan nilai standar yang di peroleh dari pengujian CBR dari batu pecah dapat lihat dari gambar 3 dan hasil tabel 1.2.

	Banyak Tumbukan	Kumulatif Tumbukan	Penetrasi	Kumulatif Penetrasi	DCP	DCP	CBR	CBR ^{1/3}	H	(CBR ^{1/3}) x H
			mm	mm	mm/tumb.	rata-rata				
11										
12										
13	0	0	0	0	0					
14	1	1	72	72	72,0					
15	4	5	168	240	42,0	50,1	3,8	1,6	1000,0	1563,1
16	5	10	339	579	67,8					
17	5	15	235	814	47,0					
18	5	20	143	957	28,6					
19	1	21	43	1000	43,0					
20									Jumlah	1563,139
21									CBR Titik	3,82
22										

Gambar 1.6. Hasil Pengolahan DCP

Setelah melakukan pengolahan data maka dapatdi lihat jenis tanah sesuai tabel berikut.

Tabel 1.2. Nilai CBR Berbagai Jenis Tanah (Wignall, dkk, 2003)

Jenis Tanah	Indeks Plastis	Cbr %
Heavi Clay (Lempung Clay)	70	1-2
	60	1,5- 2
	50	2-2.5
	40	2-3
Silty Claay (Lempung Clay)	30	3-3,5 %
	20	4-6
	10	5-7
Sandy (Poorly Graded)	Non Plaastis	10-20
(Weel Graded)	Non Plaastis	15-20
Sandy Gravel	Non Plaastis	20-80

2. Mitigasi Bencana Alam

Mitigasi merupakan proses mengupayakan sebagai tindakan preventif untuk meminimalkan dampak negatif dari bencana alam (Agustawijaya, 2021).

A. Mitigasi longsor atau Gerakan tanah

Penyebab terjadinya longsor / gerakan tanah

- 1) Kemiringan lereng
- 2) Jenis batuan atau tanah
- 3) Struktur geologi
- 4) Curah Hujan
- 5) Penagunaan tanah dan Pembebanan masa
- 6) Getaran gempa bumi dan lalu lintas

Dalam hasil rekayasa geoteknik Pengamatan dalam gerakan tanah dapat digunakan dengan peralatan *T-bar*, *Bubbtulmeter*, *Inklinometer*, dan *Ekstensometer*.

Mitigasi longsor atau Gerakan tanah dapat dilakukan dengan cara sebagai berikut. (Suharyadi, 2001)

Ada dua prinsip :

- 1) Pengurangan Tekanan
 - a) Melandaikan lereng dan *terasering*
 - b) Mengalirkan air permukaan (*drain surface*)
 - c) Mengalirkan air bawah permukaan (*drain Sub Surface*)
 - d) Mengurangi beban .
- 2) Mempebesar Kekuatan
 - a) Dinding penahan Tanah
 - b) Pemasangan *Anchor*
 - c) Injeksi Semen permukaan (*Grouting*)

B. Mitigasi Gempa dan Tsunami

Mitigasi Gempa Bumi dengan peta seismik yang telah diperbarui dan membuat Zonasi dapat menetapkan zonasi berdasarkan tingkat kerawanan gempa untuk perencanaan pembangunan dan bangunan tahan gempa.

Mitigasi tsunami secara bertujuan mengurangi atau meredam energi gelombang tsunami yang menjalar di kawasan pantai dengan cara membangun pemecah gelombang sejajar pantai untuk menahan tsunami, memperkuat desain bangunan agar tahan terhadap tsunami dan melakukan **pemetaan risiko**

untuk membuat peta risiko tsunami untuk mengidentifikasi daerah-daerah yang paling rentan.

C. Desain Trowongan

Proyek Terowongan di bangun untuk infrastuktur teknik sipil menuntut faktor keamanan yang tinggi seperti hal terowongan transportasi umum dan terowongan untuk irigasi. Setiap tidakstabilan pada bangunan terowongan tidak di ijinakan. Pembangunan infrastuktur terowongan perancangan pemsangan sistem penyangga, biasa terjadi struktur bawah permukaan tidak memerlukan sistem penyangga sama sekali bagi batuan yang memiliki kualitas tinggi seperti beton dan angkor. Tujuan desan pengalian struktur bawah permukaan dapat terpenuhi dengn memahami sedetail mungkin kondisi geologi setempat, sehingga sebagai aspek perhitungan sesuai standar perencanaan teworongan.

DAFTAR PUSTAKA

- Aguswijaya Didi. 2021. *Geologi Teknik*. Yogyakarta. Ombak.
- Arthur, Wignall. Peter S dkk. 2003. *Proyek Jalan Teori Dan Praktek*. Jakarta. Erlangga
- Badan Standar Nasional Indonesia (BSN), 2008, *Cara Uji Penetrasi Lapangan dengan alat siondir , SNI 2827*, Jakarta
- Departemen Pekerjaan Umum, 2008, *Cara Uji CBR Dynamic Cone Penetrometer(DCP)*, Bandung
- Djarmiko, 1993, *Mekanika Tanah 2*, Kanisius, Malang
- Sunggono, KH, 1995, *Teknik Sipil*, Nova, Bandung
- Noor djauri. 2014. *Penggantar Geologi*. Yogyakarta: Deepublish.
- Robertson, P.K dan Campanella, R.G. 1989, "*Guidelines For Geotechnical Design Using The Cone Penetrometer Test and CPT With Pore Pressure Measurement*", Hogentogler & Company, Inc
- Soetato.2013. *Geologi Dasar*. Yogyakarta. Ombak.
- Suhardi.2017.*Penggantar Geologi Teknik*. Edisi keenam, Yogyakarta. Biro Penerbit.

BAB 2

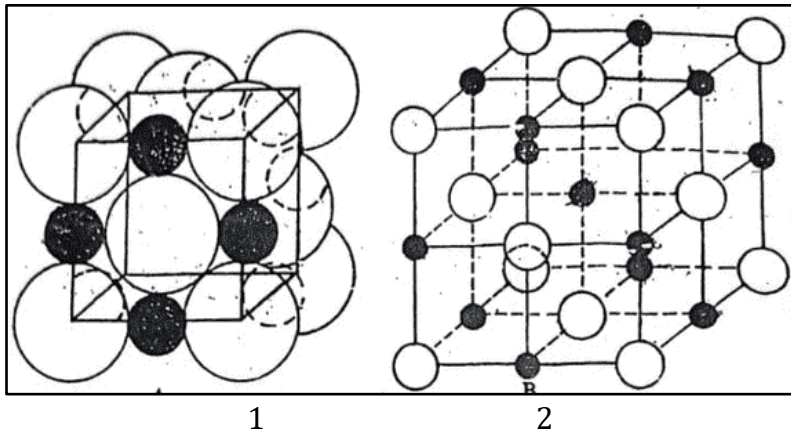
MINERAL DAN PEMBENTUKANNYA

Oleh Almun Madi

2.1 Pendahuluan

Pada lapisan bumi terluar atau kerak bumi, tersusun oleh batuan yang terbentuk dari material-material penyusunnya berupa mineral, baik yang bersifat lepas maupun yang bersifat padu. Sehingga proses keterjadian dan keterdapatan mineral dan batuan saling memiliki keterkaitan, dimana sangat dipengaruhi oleh siklus magmatisme dalam perut bumi yang menerobos ke permukaan. Pada umumnya, setiap jenis mineral dapat terdiri dari unsur-unsur dan bentuk kristal tertentu (D. Setia Graha, 1987). Mineral dapat kita jumpai di sekitar kita baik pada batuan, tanah, atau pasir yang telah terendapkan. Mineral yang ada di alam, sebagian dari jenisnya bernilai ekonomi tinggi dan memiliki jumlah yang besar serta sebarannya yang luas, seperti mineral-mineral logam (Mulyaningsi, 2018). Mineral dapat dianggap sebagai persenyawaan kimia asli, yang sebagian besarnya dalam bentuk padat dan sebagiannya dalam bentuk cair dan gas (misalnya; SiO_2 , NaCl , dan CaCO_3). Pada dasarnya mineral merupakan bagian terpenting dari bumi, merupakan variabel utama dari bumi. Dapat dikatakan jika ketidakhadiran mineral, tidak akan ada batuan, dan tentunya tidak ada bumi yang lengkap dengan isinya, termasuk untuk mendukung kehidupan manusia.

Mineral dapat diuraikan dari satu zat (fasa) padat, dari unsur kimia, atau persenyawaan kimia yang terbentuk dari suatu proses alamiah yaitu anorganik, sehingga memiliki susunan kimia, penempatan atom-atom secara beraturan yang dikenal dengan struktur kristal. Struktur kristal yang dimaksudkan adalah kedudukan atau ruang (*space lattice*) atom-atom yang terdapat dalam mineral. Sebagai contoh pada mineral halit (NaCl), dimana Na dan Cl masing-masing memiliki bidang (bidang delapan oleh enam atom Cl dan Na).



Gambar 2.1. Contoh struktur atom pada sodium klorida. (1) Memperlihatkan penempatan ion-ion sodium secara beraturan diantara ion-ion klorida (2) Delapan unit sel, dengan bentuk teratur (D. S Graha, 1987)

Meskipun demikian, bahwa pada zat yang tidak terurai atau terhablurkan, tidak mengalami hal demikian. Melainkan terikat dalam zat, seperti mineral kristalin dan amorf.

Sebagaimana diketahui bahwa pada jenis tertentu, mineral memiliki sifat fisik, sifat optik dan bentuk kristal serta membentuk susunan yang teratur di dalamnya. Dari sifat dan ciri tersebut, kemudian dapat dijelaskan dan dideskripsikan bidang belahan kristalnya, berat jenis, warna, goresan, kilap dan tingkat kekerasannya. Bentuk kristal sangat dominan dan mempengaruhi jenis mineral, hadir sebagai bahan padat homogen. Untuk itu, dalam mempelajari mineral, harus didukung dengan studi tentang kristal. Cabang ilmu yang mempelajari secara khusus tentang kristal pada mineral adalah kristalografi. Sedangkan cabang ilmu untuk mempelajari mineral adalah mineralogi.

2.2 Pengertian Mineral

Mineral adalah senyawa anorganik yang terbentuk di alam, yang terdiri dari sifat fisik dan kimia tertentu serta memiliki susunan kristal yang teratur berbentuk batuan baik bersifat padu

maupun lepas. Adapun definisi mineral menurut pendapat beberapa ahli mineralogi adalah sebagai berikut :

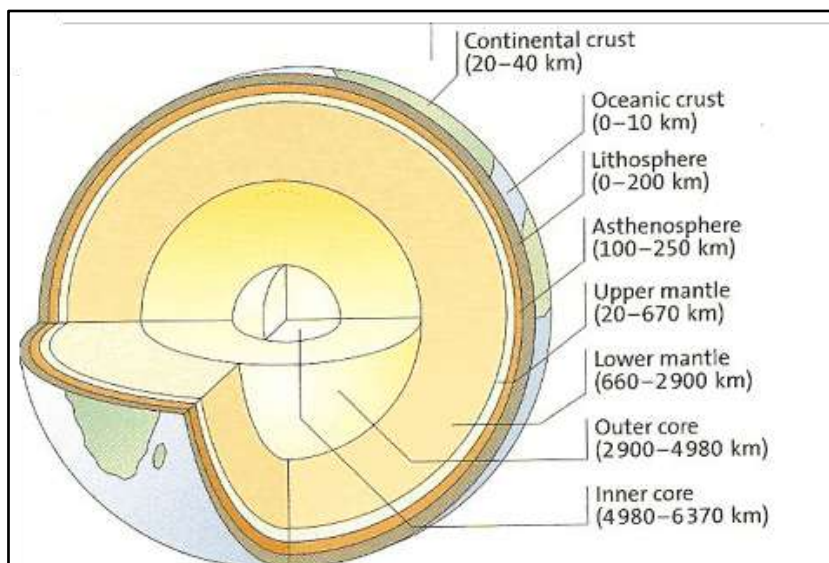
1. Menurut Brush & Penfield (1898), mineral adalah setiap senyawa kimia yang berbeda yang terjadi di alam secara anorganik, memiliki struktur molekul tertentu atau sistem kristalisasi dan sifat fisik yang terdefinisi dengan baik, merupakan spesies mineral.
2. Menurut Dana & Ford (1932), mineral adalah suatu benda yang dihasilkan oleh proses alam anorganik, biasanya memiliki komposisi kimia tertentu, dan jika terbentuk di bawah kondisi yang mendukung, memiliki karakteristik struktur atom tertentu yang dinyatakan dalam bentuk kristal dan sifat fisik lainnya.
3. Menurut Sinkankas (1966), mineral dapat dibedakan dari yang lainnya oleh karakteristik individu yang timbul secara langsung dari jenis atom yang dikandungnya dan pengaturan atom-atom.
4. Menurut Mason dkk (1968), mineral secara alami merupakan suatu padatan homogen, terbentuk secara anorganik, dengan komposisi kimia dan susunan atom tertentu.

Dengan demikian, secara umum mineral merupakan bahan padat atau lepas, anorganik, memiliki kristal, terdapat di alam, bersifat alamiah, homogen, dan memiliki komposisi tertentu. Untuk batu bara, tentunya tidak digolongkan sebagai mineral karena terbentuk secara organik, meskipun terdapat di alam. Begitu juga dengan minyak dan gas bumi.

2.3 Keterdapatan Mineral

Telah dijelaskan sebelumnya, bahwa mineral merupakan material utama penyusun batuan yang mengisi kerak bumi. Kerak bumi ini terbagi dalam kerak samudera dan kerak benua. Setelah kerak bumi, ada mantel bumi (mantel atas dan mantel bawah), yang diisi oleh silikat padat di bawah zona moho dengan kedalaman sampai 200km. Lapisan terdalam adalah inti bumi (*inner core*) yang juga memiliki lapisan luar dan lapisan dalam. Litologi struktur kerak

benua bagian atas lebih dominan granodiorit dengan komposisi SiO_2 sekitar 66,4%, sementara kerak benua bagian bawah, kondisinya anhydrous diisi oleh metamorf fesis granulit dan pada kondisi hydrous diisi metamorf fesis amfibol (Ringwood, 1975). Pada kerak samudera dominan sedimen tetapi ada basalt, diabas, dan gabro. Pada inti bumi adanya unsur siderofil (Fe, Co, Ni, Cu, Ag, Au, Mo, W, Pt) dan unsur volatile (Na, K, Zn, Pb) yang dapat terjadi *replacement* ke mantel (Ringwood, 1975). Lapisan bumi dapat dilihat pada (Gambar 2.2).



Gambar 2.2. Struktur lapisan bumi
(Ringwood, 1975)

Mineral sangat berperan penting pada struktur lapisan bumi terutama kerak bumi. Mineral tersebut terdapat atom-atom yang berupa elektron, proton dan netron. Atom-atom tersebut menyusun unsur-unsur baik yang memiliki muatan positif maupun negatif (kation maupun anion). Selanjutnya unsur-unsur tersebut mengalami reaksi kimia dan membentuk persenyawaan yang mengikuti stoikiometri. Persenyawaan tersebut ada yang bersifat padat, memiliki rumus, ada bidang-bidang yang banyak disebut kristal. Bentuk kristal beraneka ragam, akan tetapi bisa disebut

polihedral atau berbidang banyak. Bentuk kristal yang banyak itu dapat diklasifikasikan dalam tujuh sistem sumbu, yaitu; tetragonal, ortorombik, rombohedral, monoklin, triklin, dan kubik. Sementara keterdapatan mineral di alam, berdasarkan susunan kimianya yaitu silikat, elemen native, sulfida, halida, oksida, sulfat, karbonat, dan fosfat.

Untuk keterdapatan mineral di alam, silikat adalah golongan mineral utama batuan sebagai material penyusun kerak bumi. Dapat dikatakan 90% dari material kerak bumi diisi oleh silikat. Hal ini dapat dikatakan, karena cairan di dapur magma adalah silika pijar. Adapun jenis batuan di alam adalah batuan beku, batuan sedimen, dan batuan metamorf. Jenis batuan tersebut terus bersiklus, berawal dari pergerakan magma, pembekuan magma yang menghasilkan batuan beku, kemudian mengalami proses sedimentasi dan menghasilkan batuan sedimen serta proses metamorfosa yang dipengaruhi oleh tekanan dan temperatur yang menghasilkan batuan metamorf, serta memungkinkan terjadi peleburan kembali pada dapur magma. Siklus tersebut sekaligus membentuk mineral tertentu yang berasosiasi dengan jenis-jenis batuan tersebut.

2.4 Pembentukan Mineral

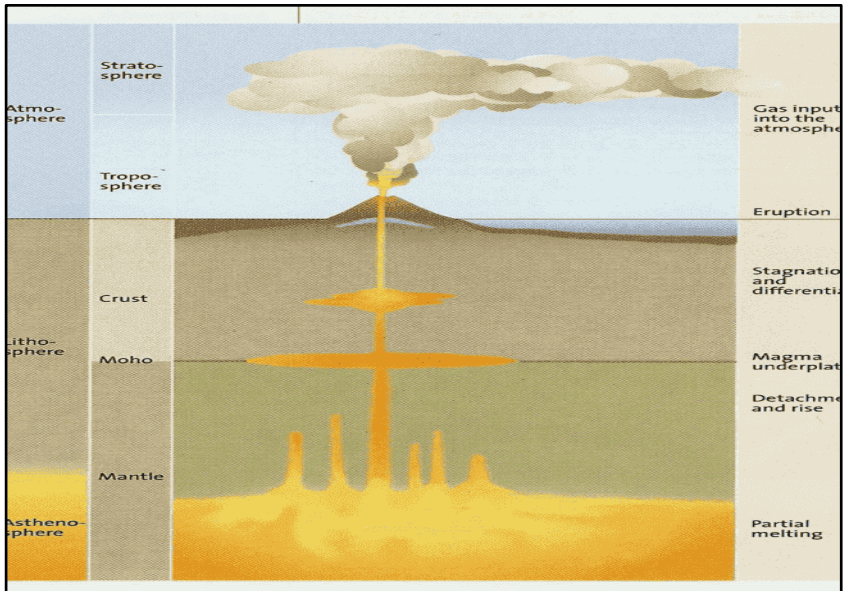
Proses pembentukan mineral tidak terlepas dari dinamika geologi dan aktivitas magmatisme. Dinamika geologi berupa tektonik lempeng yang kemudian memicu adanya aktivitas magmatisme yang bergerak menerobos ke permukaan bumi merupakan faktor utama pembentukan mineral disertai proses kristalisasi dan pembentukan batuan. Hal ini karena adanya proses pembekuan dan pendinginan magma baik secara perlahan maupun secara cepat. Selain aktivitas magmatisme, proses pembentukan mineral juga dipengaruhi oleh aktivitas lainnya, yang juga merupakan bagian lanjutan dari aktivitas magmatisme diantaranya adalah; proses pegmatit, pneumatolisis, dan proses hidrotermal. Selain itu, pembentukan mineral juga dipengaruhi oleh proses evaporasi, replacement atau metasomatik, sedimentasi, serta metamorfisme. Secara umum pembentukan mineral dapat diklasifikasikan sebagai proses mineralisasi akibat pergerakan

magma, dan proses alterasi atau proses ubahan mineral dari mineral primer oleh karena faktor tertentu.

2.4.1 Proses Magmatisme

Magma merupakan lelehan silikat pijar dalam perut bumi yang bersifat mobile, mengandung molekul-molekul dan bertemperatur 500°C sampai 1200°C. Magma juga dapat mengandung material padat dan gas. Pada dapur magma, terdapat zat padat yang tidak ikut terlarut (*xenolith*) dan ada sisa kristal yang tidak ikut terlarut (*xenocrist*). Sementara proses magmatisme adalah proses pergerakan magma yang bergerak naik ke permukaan yang diawali oleh proses pelelehan sebagian (*partial melting*) pada batuan induk dalam mantel atau di bagian bawah kerak bumi. Pada temperatur 600 °C (*stadium liquide*), magma mulai membentuk mineral-mineral. Magmatisme dapat diklasifikasikan dalam dua proses yaitu :

1. *Early Magmatis*; adalah proses pembentukan mineral lebih cepat dari pembekuan batuan silikat. Proses yang berlangsung diantaranya; penghabluran mineral (*disseminated*), pemisahan mineral (*segregasi*), dan injeksi mineral,
2. *Late Magmatis*; yaitu proses pembentukan kristal dan mineral setelah terbentuknya batuan silikat sebagai bagian dari sisa magma. Proses yang berlangsung diantaranya;
 - a. *Residual liquid segregation*, proses residual magma yang kaya silikat alkali dan uap air menerobos ke keluar pada rongga kristal dari dapur magma.
 - b. *Residual liquid injection*, proses residual magma yang mengandung Fe menerobos ke keluar.
 - c. *Immiscible liquid segregation*, proses pendinginan magma dan pemisahan pada dasar sumber magma.
 - d. *Immiscible liquid injection*, proses magma yang sulfida menerobos ke dalam celah-celah batuan



Gambar 2.3. Proses magmatisme pada kerak bumi
(Anonim, 2013)

Gerakan atau migrasi magma ke permukaan disebabkan oleh 4 faktor, sebagai berikut :

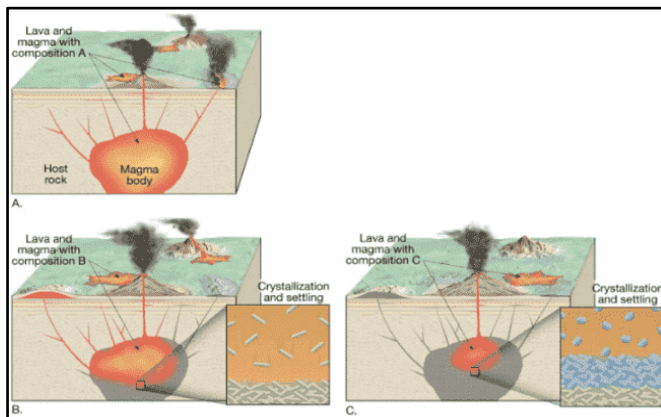
1. Tekanan gaya berat karena adanya perbedaan berat jenis magma pada batuan induk.
2. Perubahan volume karena adanya pengurangan tekanan.
3. Tekanan horizontal oleh gerakan tektonik, dan
4. *Magmatic Stopping*

Pembentukan mineral dan kristalisasi dapat terjadi pada dapur magma (*reservoir*) yang dipengaruhi oleh proses diferensiasi magma, asimilasi magma atau peleburan pada batuan samping, dan pencampuran magma. Pada diferensiasi magma, terjadinya kristalisasi fraksinasi yang menghasilkan kristalisasi magma disertai jenis mineral yang berbeda-beda. Kristalisasi fraksinasi ini, terdapat mineral yang saling bersimpatik atau berasosiasi yang berasal dari magma yang berkomposisi sama yaitu; Kuarsa-K feldspar-plagioklas-biotit; Plagioklas-hornblend-biotit; Plagioklas-

piroxen-biotit. Ada pula jenis mineral yang saling berantipati yang berasal dari magma yang berbeda yaitu; Kuarsa-olivin; Kuarsa-felspartoid; K felspar-olivin. Selain Kristalisasi Fraksinasi, terdapat pula beberapa proses yang mendukung pembentukan kristal pada diferensiasi magma diantaranya;

1. *Crystal settling*; pengendapan kristal oleh gravitasi pada kristal-kristal dengan unsur Ca, Mg, Fe;
2. *Liquid Immisibility*; pecahnya magma bersuhu rendah;
3. *Crystal Flotation*; berkembangnya kristal-kristal ringan seperti sodim dan potasium yang bergerak naik ke atas;
4. *Vesiculcation*; proses vesikulasi pada magma yang mengandung CO_2 , SO_2 , H_2O

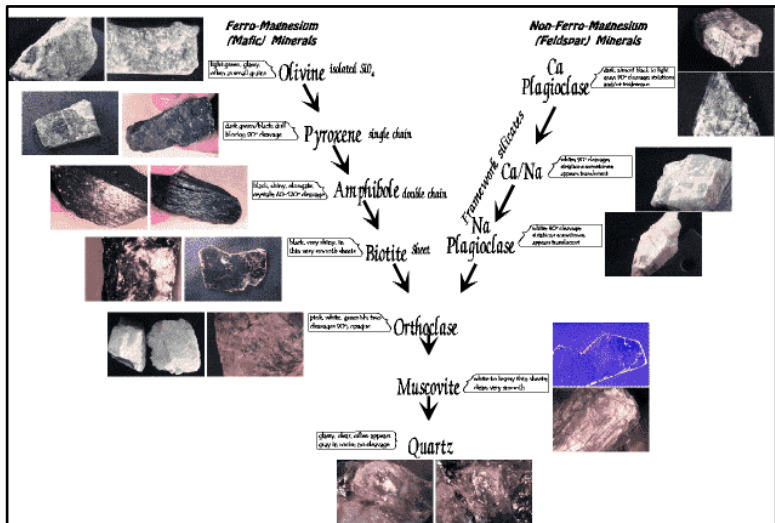
Dari proses-proses tersebut, ada pula faktor yang mampu menghalangi reaksi antara kristal dengan lelehan magma adalah penurunan kristal (*crystal settling*) dan *Filter Pressing Crystal* yang berlangsung pada akhir kristalisasi.



Gambar 2.4. Proses kristalisasi pada dapur magma (Turbuck & Lutgens, 2004)

Sementara pembentukan mineral sebagaimana diuraikan oleh Norman L. Bowen's (1930), yang kemudian dikenal dengan reaksi Bowen's, bahwa mineral-mineral mengkristal secara sistematis dan tergantung pada titik lebur (*melting points*). Kristal-kristal yang terbentuk awal memungkinkan kehadiran unsur Fe, Mg,

Ca dan sedikit SiO_2 . Sedangkan pada bagian akhir akan kaya Na, K dan SiO_2 . Kristalisasi pada reaksi bowen's ini berlangsung pada jalur tidak menerus (*diskontinu*) dengan kehadiran mineral kaya Fe, dan Mg seperti mineral Olivin, Piroksen dan amfibolit. Sedangkan pada jalur menerus (*kontinu*) adanya kehadiran mineral plagioklas (felspar) yang kemudian berasosiasi dengan Ca dan Na.



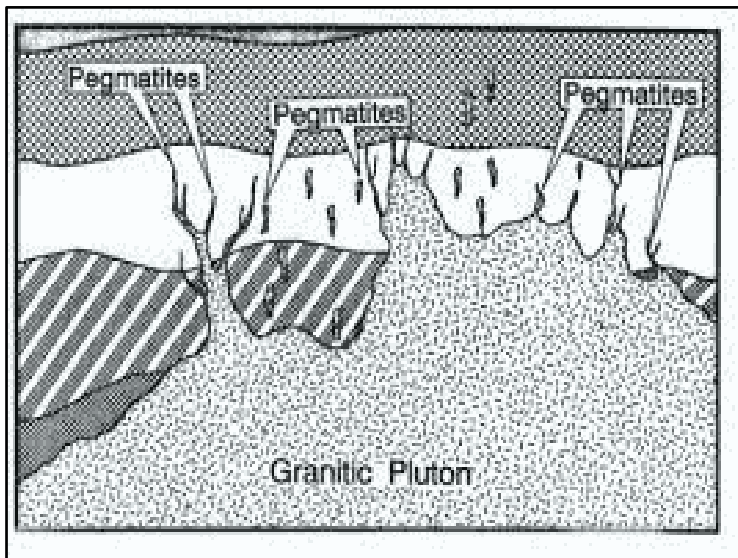
Gambar 2.5. Seri Reaksi Bowen's (N. L Bowen's, 1930)

2.4.2 Proses Pegmatit

Proses pegmatit ini merupakan proses lanjutan dari magmatisme, dimana larutan pegmatit atau magma sisa berupa cairan dan gas pada temperatur 600°C . Proses ini menghasilkan intrusif (plutonik batolit) berupa granitit. Untuk itu, proses ini sering disebut sistem granitit-pegmatit. Pembentukan mineralnya ketika terjadi penambahan temperatur dan tekanan pada tubuh batuan granit yang terlarutkan. Selanjutnya mineral hasil lelehan membentuk larutan plastis dan menempati rongga pada hasil lelehan batuan granit tersebut.

Pada saat terjadinya penurunan temperatur dan tekanan, mineral yang terlalu ikut membeku kembali dan kemudian membentuk kristal tertentu dengan ukuran dan tekstur yang berbeda. Mineral dari proses dan fase ini banyak didominasi oleh

kuarsa dan K felspar. Sedangkan mineral asosiasi pada pegmatit-granitit ini biasanya diisi oleh mineral monasit dan zirkon.



Gambar 2.6. Proses pembentukan pegmatit pada intrusi granit (Norton & Redden, 1990)

Fase lanjutan dari granitit-pegmatit adalah fase pneumatolisis. Fase ini berlangsung saat terjadinya penurunan temperatur hingga mencapai 400°C. Pada kondisi tersebut, gas atau volatile pada magma terakumulasi dan mampu menerobos batuan sampling di sekitarnya. Penerobosan volatile ini dapat membentuk mineral-mineral pneumatolisis.

2.4.3 Proses Hidrotermal

Hidrotermal merupakan cairan atau larutan panas secara lateral maupun vertikal pada temperatur dan tekanan yang bervariasi dari sisa pendinginan magma. Sistem hidrotermal ini didukung oleh dua faktor utama, yaitu sumber panas dan fase cair. Pada kondisi tertentu, sistem hidrotermal dapat merubah mineral yang telah ada dan menghasilkan himpunan-himpunan mineral tertentu atau mineral *assemblage*. Proses terubahnya mineral-

mineral akibat interaksi pada batuan sampling dengan larutan hidrotermal disebut alterasi hidrotermal.

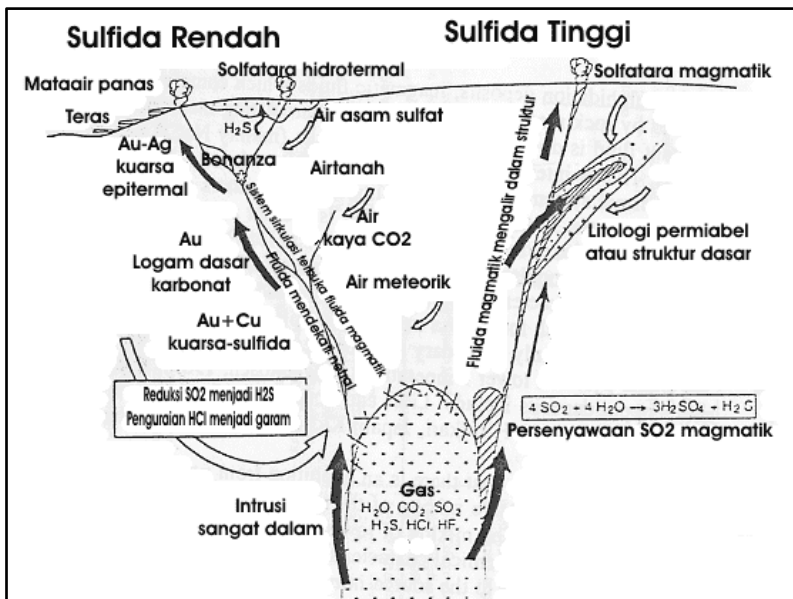
Perubahan pada mineral meliputi perubahan mineralogi, kimia dan tekstur pada kondisi fisika-kimia tertentu (Pirajno 2009). Temperatur, kimia, fluida, komposisi batuan sampling, dan permeabilitas merupakan faktor yang berpengaruh pada proses alterasi hidrotermal, namun faktor kimia dan temperatur fluida merupakan faktor utamanya (Corbert dan Leach, 1996). Mineral-mineral yang terbentuk akibat proses alterasi hidrotermal bernilai ekonomis tinggi, karena adanya mineral sulfida yang berasosiasi dengan mineral logam seperti emas, tembaga, perak dengan mineral sulfidanya pirit, kalkopirit, spalerit. Menurut Lindgren (1933), secara umum pembentukan mineral pada sistem hidrotermal dapat dibagi dalam tiga jenis endapan, yaitu :

1. Endapan hipotermal; endapan ini memiliki ciri khas tekanan dan temperatur tinggi, endapan dicirikan dengan urat (*vein*) pada kompleks intrusi yang luas dan sangat dalam, terjadi *replacement* yang kuat pada *well rock*, mineral sulfida berupa pirit, kalkopirit, galena, spalerit dan oksida besi, serta pada intrusi granitit dicirikan dengan kehadiran mineral logam; Au, Pb, Zn, dan Sn.
2. Endapan mesotermal; endapan ini memiliki tekanan dan temperatur yang rendah dibandingkan dengan endapan hipotermal, cenderung berasosiasi pada batuan beku asam-intermediate pada kedalaman yang dangkal, tekstur *cavity villing* terlihat jelas, meskipun sering juga terjadi *replacement*, serta pengayaan sering terjadi pada endapan ini.
3. Endapan epitermal; dicirikan dengan tekanan dan temperatur lebih rendah dibanding hipotermal dan mesotermal, *replacement* jarang terjadi pada endapan ini, menghadirkan tekstur berlapis (*fissure-vein*) dengan struktur khasnya *cockade structure*, mineral logamnya Au dan Ag. Sedangkan mineral penggangguanya kalsit dan zeolit.

Untuk endapan epitermal, dapat diklasifikasikan dalam dua jenis, yaitu endapan epitermal sulfida rendah (*low silfidation*) dan

endapan epitermal sulfida tinggi (*high sulfidation*). Pada endapan epitermal sulfida rendah dicirikan dengan larutan yang bersifat netral pada celah-celah batuan samping; asosiasi kuarsa-adularia, karbonat dan serisit; adanya mineral logam berupa elektum, perak sulfida, dan lain-lain; batuan induknya andesit, riolit, dasit dan alkali. Sedangkan ciri khas pada endapan epitermal sulfida tinggi adalah, *host rock* berupa batuan vulkanik yang bersifat asam-intermediate; kedalamannya sangat dalam dan betemperatur sampai 320°C; sistem sulfida hidrotermalnya berasal dari intrusi magmatik dengan kandungan asam yang tinggi seperti HCL, SO₂, dan H₂S.

Selain alterasi hidrotermal, salah satu faktor yang ikut mempengaruhi proses pembentukan mineral pada endapan hidrotermal adalah proses *replacement*. Pada proses replacement ini akan terjadinya penggantian atau pengisian mineral baru yang kemudian disebut sebagai mineral *assemblage*, sebagai bagian dari endapan mineral epigenetik.



Gambar 2.7. Model sulfida pada hidrotermal
(Corbert & Leach, 1996)

2.4.4 Proses Metamorfisme

Metamorfisme terjadi karena dipengaruhi oleh tekanan (P) dan temperatur (T) pada kompleks batuan. Proses metamorfisme ini dapat merubah bentuk, struktur, tekstur dan komposisi mineral pada batuan. Batuan yang mulanya adalah batuan beku dapat mengalami perubahan. Namun untuk perubahan komposisi kimia mineral, terjadi jika adanya penggantian atau substitusi unsur kimia tertentu pada batuan termetamorfosa.

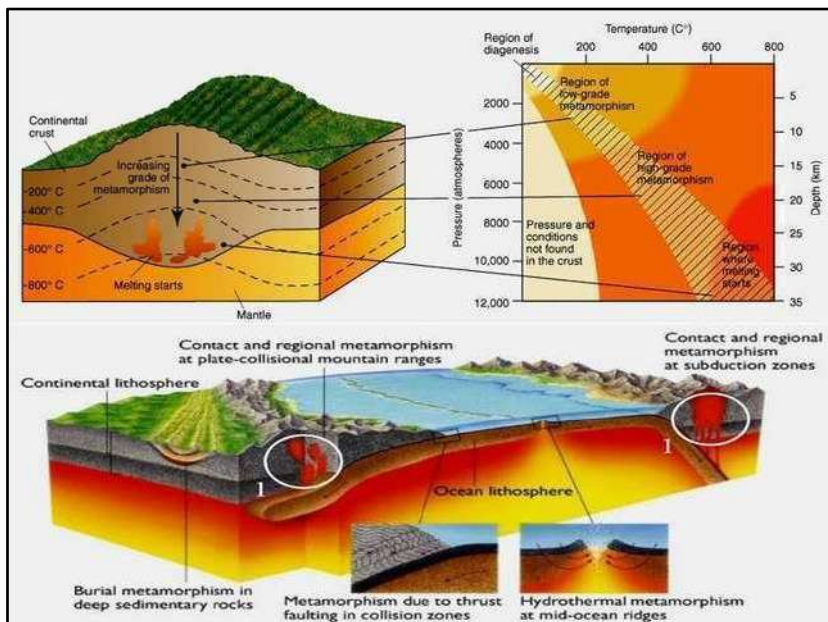
Metamorfosa berlangsung dengan derajat metamorfosa tertentu dan menghasilkan komposisi mineral pada setiap derajat metamorfosa yang berbeda-beda. Misalnya pada derajat metamorfosa rendah akan menghadirkan mineral clorit dan muskovit. Derajat metamorfosa yang dimaksudkan adalah; derajat metamorfosa rendah, derajat metamorfosa menengah dan derajat metamorfosa tinggi. Klasifikasi derajat metamorfosa tersebut didasarkan pada tingkatan tekanan (P) atau temperatur (T) atau kedua-duanya P dan T. Kehadiran komposisi mineral pada setiap tingkatan dapat dilihat pada tabel 2.1 berikut :

Tabel 2.1. Komposisi mineral berdasarkan derajat metamorfosa pada batuan metamorf

Lingkungan	Derajat rendah (200°C) → Derajat tinggi (800°C)		
Komposisi Mineral	Klorit		
	Muscovit (Mika)		
	Biotit (Mika)		
	Garnet		
	Staurolit		
	Sillimanit		
	Kuarsa		
	Feldspar		
Tipe Batuan	Slate	Sekis	Gneiss

Tingginya temperatur terjadi saat magma kontak dengan tubuh batuan yang menyebabkan temperatur di sekitarnya

meningkat dan mengalami kesetimbangan panas. Kondisi tersebut mengakibatkan pelelehan pada batuan sampling. Proses ubahan mineral dapat terjadi jika titik lelehan pada batuan sampling lebih tinggi dari temperatur perpindahannya, proses ini disebut metamorfosa kontak yang menghadirkan jenis mineral hornfelsik dan aktinolit. Adapun metamorfosa dapat diklasifikasikan dalam metamorfosa regional (metamorfosa orogenik, burial dan metamorfosa dasar samudera) dan metamorfosa lokal (metamorfosa kontak, dinamik, kaustik, hidrotermal, dan retrograde). Kelompok mineral yang terbentuk pada metamorfosa regional seperti granulit, muskovit dan kuarsit.

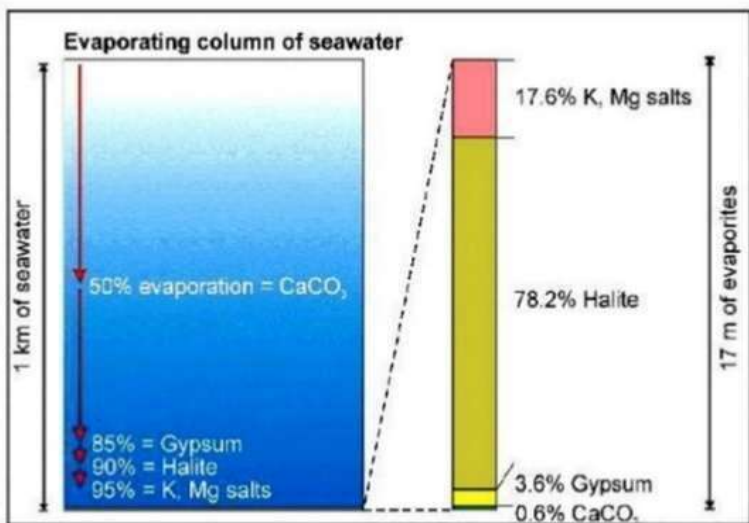


Gambar 2.8. Sistem mineral pada metamorf akibat tekanan dan temperatur (Anonim, 2013)

2.4.5 Proses Evaporasi

Mineral halit (garam), karnalit, anhidrit, gipsum, aragonit, barit, kalsit, dolomit, magnesit, flourit dan lainnya merupakan jenis mineral yang terbentuk dari proses presipitasi yang merupakan bagian dari sistem evaporasi. Mineral-mineral tersebut dikelompokkan dalam mineral karbonatan, sulfat, dan klorida yang

berasosiasi pada jenis batuan evaporit. Sistem evaporasi ini berkaitan erat juga dengan siklus hidrologi secara alamiah. Kehadiran mineral pada sistem evaporasi sangat dipengaruhi oleh iklim. Karena iklim merupakan faktor utamanya, dimana iklim yang kering memungkinkan terjadi evaporasi air (baik air permukaan maupun air bawah permukaan) dalam jumlah yang besar dan dalam kurun waktu yang lama, dan kemudian membantuk padatan, kemudian mengkristal dan membentuk mineral. Proses tersebut disebut sebagai proses presipitasi.



Gambar 2.9. Kolom penguapan air laut dan mineralnya (Anonim, 2018)

2.5 Klasifikasi Mineral

Seperti yang telah dijelaskan di awal, bahwa keterdapatan mineral di alam yang paling banyak persentasinya adalah golongan mineral silikat. Atas dasar itu, maka klasifikasi mineral dapat diklasifikasikan sebagai mineral silikat dan mineral non-silikat. Sehingga ada 8 mineral yang diklasifikasikan sebagai mineral non silikat, yaitu; Native Elemen, Oksida, Sulfat, Karbonat, Halid, Hidroksida, dan Phospat. Sedangkan mineral yang digolongkan

sebagai mineral utama pembentuk batuan hanya ada beberapa mineral yang disebut *rock forming minerals*, sebagai berikut :

1. Mineral Silikat
2. Mineral Oksida
3. Mineral Sulfida
4. Mineral Karbonat dan Sulfat

2.5.1 Mineral Silikat

Merupakan persenyawaan silikon dan oksigen dan sebagian unsur metal. Sebagaimana telah dijelaskan, secara umum material kerak bumi kaya akan silikat. Sebagai mineral penyusun batuan, silikat diklasifikasikan dalam kelompok mineral non-ferromagnesium dan mineral ferromagnesium. Adapun penggolongannya dapat dilihat pada tabel 2.2.

Tabel 2.2. Kelompok mineral silikat

Mineral Silikat	Rumus Kimia	Kelompok
Kuarsa	SiO ₂	Non-Ferromagnesium
Feslpar Alkali	KAlSi ₃ O ₈	Non-Ferromagnesium
Felspar Plagioklas	(Ca, Na) KAlSi ₃ O ₈	Non-Ferromagnesium
Mika Muskovit	K ₂ Al ₄ (Si ₆ Al ₂ O ₂₀)(OH,F) ₂	Non-Ferromagnesium
Mika Biotit	K ₂ (Mg,Fe) ₆ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	ferromagnesium
Amfibol	(Ca ₂ Mg ₅)Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	ferromagnesium
Piroksen	(Mg,Fe)SiO ₃	ferromagnesium
Olivin	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	ferromagnesium

2.5.2 Mineral Oksida

Mineral oksida merupakan hasil persenyawaan langsung dari Oksigen (O₂) dengan unsur tertentu. Ada dua jenis mineral oksida, yaitu mineral oksida sederhana yang dapat berasosiasi dengan mineral sulfida, dan mineral hidroksida yang dapat berasosiasi dengan mineral fibrous.

Unsur-Unsur dalam oksida adalah besi, mangan, timah, aluminium, dan kromium. Mineral oksida diantaranya; manganosit (MnO), kristal es (H₂O), bromelit (BeO), litharge (PbO), korundum (Al₂O₃), hematit (Fe₂O₃) ilmenit (FeTiO₃), rutil (TiO₂), kassiterit

(SnO_2), pirolusit (MnO_2), thorianit (ThO_2), gahnit (ZnAl_2O_4), kromit (FeCr_2O_4); bruchit ($\text{Mg}(\text{OH})_2$), dan lain-lain.

2.5.3 Mineral Sulfida

Secara kimia mineral, mineral sulfida merupakan hasil persenyawaan belerang dengan satu atau lebih unsur logam. Umumnya memiliki simetri kristal yang sempurna. Mineral sulfida memiliki struktur atom dan pengelompokkannya berkombinasi antara unsur logam dan sulfur yang mengacu pada ukuran dan muatan ioniknya.

Sabagian dari kelompok mineral ini identik dengan anomali dari unsur logam. Misalnya pirit (FeS_2), kalkopirit (CuFeS_2), spalerit (Zn,FeS), dan galena (PbS) yang berasosiasi dengan unsur logam seperti emas (Au), besi (Fe), tembaga (Cu), perak (Ag) dan lain-lain. Kelompok mineral sulfida ini terbentuk pada dua fasa utamanya dengan kondisi reduksi, yaitu :

1. Fasa pemisahan, dimana campuran sulfida tidak bercampur selama proses kristalisasi berlangsung pada magma dasar.
2. Adanya endapan presipitat, dimana kehadiran larutan garam pada temperatur 300°C sampai 600°C .

2.5.4 Karbonat

Persenyawaan mineral karbonat adalah kalsium karbonat (CO_3^{2-}), senyawa ini dapat dengan mudah terlarutkan dalam asam sulfat. Sistem kelarutannya adalah ($\text{M}^2=\text{CaCO}_3$), dengan tingkat kelarutan dalam air asam tergantung pada jenis polimorfnya. Mineral karbonat juga dapat membentuk kristal dalam air dan dapat terlarutkan dalam air asam. Misalnya pada proses pembentukan karst (karstifikasi) pada kompleks batu gamping, dimana air mampu melarutkan batu gamping dalam kurun waktu tertentu dan membentuk morfologi karst berupa satalaktit-stalakmit, goa, sungai bawa permukaan (dalam kars). Pembentukan morfologi karst tersebut dengan sistemnya tergantung masa air dan kandungan air berupa Ca^{2+} dan HCO_3^- yang mengalir dalam tubuh batu gamping yang mampu membuat CO_2 terkondensasi.

Mineral karbonat ada dua jenis (grup), yaitu anhidrous dan hidrous. Anhidrous adalah jenis mineral karbonat yang tak terhidrasi, memiliki sistem kristal trigonal (seperti mineral kalsit dan dolomit) dan ortorombik (seperti mineral aragonit). Sedangkan hidrous adalah jenis mineral yang dapat terhidrasi, memiliki sistem kristal monoklinik (seperti mineral azurit dan malasit). Mineral karbon sangat melimpah di alam. Adapun beberapa mineral karbonat yang muda dijumpai di alam, dapat dilihat pada tabel 4.3

Tabel 2.3. Kelompok mineral karbonat

Mineral Karbonat	Rumus Kimia
Rodokrosit	MnCO ₃
Kalsit	CaCO ₃
Magnesit	MgCO ₃
Aragonit	CaCO ₃
Dolomit	(CaMg(CO ₃) ₂)
Azurit	(Cu ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂)
Malacit	Cu ₂ CO ₃ (OH) ₂

2.6 Identifikasi Contoh (*Sample*) Mineral

Adapun beberapa contoh (sample) jenis mineral yang mudah dijumpai di alam adalah :

1. Kuarsa

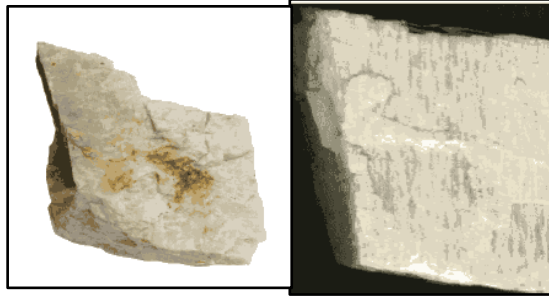
Umumnya berwarna putih, kilap kaca. Memiliki kristal heksagonal. Tersusun dengan persenyawaan silika dioksida (SiO₂). Kuarsa juga memiliki nilai ekonomis, misalnya untuk keramik, gelas dan kaca. Beberapa jenis mineral kuarsa diantaranya agate, kalsedon, jasper, onyx, krisopras, citrin, prasiolit dan lain-lain.



Gambar 2.10. Sampel mineral kuarsa

2. Felspar

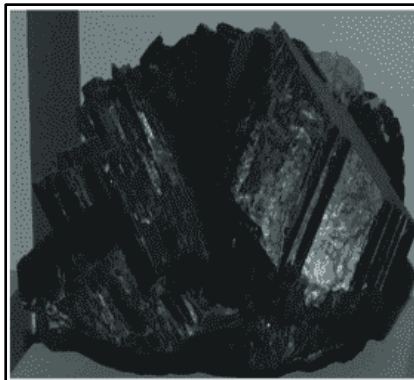
Mineral ini memiliki anggota seperti plagioklas dan K-Felspar. Memiliki rumus kimia; $(KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8)$. Umumnya memiliki kristal triklin dan monoklin. Jenis mineral ini diantaranya; Plagioklas (anorthit, andesin, labradorit, albit, oligoklas); K-Felspar (ortoklas, sanidin, mikroklin, anortoklas); Felspartoid (leusit, nevelin, analsim, kankrinit, lazurit, sodalit).



Gambar 2.11. Sampel mineral Felspar

3. Amfibol/Hornblenda

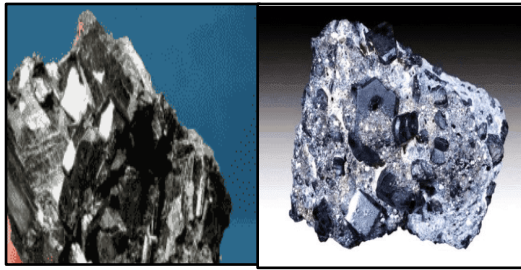
Kelompok mineral silikat, berwarna gelap dan memiliki sistem kristal monoklin-ortorombik. Memiliki banyak jenis, yaitu antifilit, holmquistit, ferrogedrit, tremolit, actinolit, cummingtonit, grunerit, termasuk hornblenda. Umumnya mengandung besi (Fe), Magnesium (Mg), Kalsium (Ca), dan Aluminium (Al).



Gambar 2.12. Sampel Mineral Amfibol

4. Piroksen

Umumnya berwarna hitam kehijauan. Membentuk persegi delapan dengan bayangan belah hampir tegak lurus. Kilap kaca, berkomposisi $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$. Ada dua kelompok piroksen, yaitu ortopiroksen (hipersten, ferrosilit, donpeakorit, enstatit); dan klino-piroksen (augit, aegerin, clinoenstatit, hedenbergit, jadeit, kanoit, dan lain-lain).



Gambar 2.13. Sampel Mineral Piroksen

5. Olivin

Memiliki berat jenis berkisar 3,27-3,37. Berwarna hijau dengan sistem kristal ortorombik. Persenyawaan $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$. Tingkat kekerasan 6,5 -7 skla mohs, pada batuan beku mafik-ultramafik. Pecahan konkoidal. Mineral asosiasinya felspar plagioklas, serpentin, iron-nikel, augit, chormit, hornblenda, dan lain-lain.



Gambar 2.14. Sampel mineral olivin

6. Pirit

Mineral pirit memiliki rumus kimia FeS_2 , merupakan kelompok mineral sulfida (besi). Berwarna putih kekuning-kuningan. Mirip dengan emas (emas semu). Memiliki sistem kristal isometrik, tingkat kekerasan antara 6-6.5 skala mohs serta berat jenisnya 4,95 – 5,10. Umumnya berasosiasi dengan kuarsa terutama pada *vein* kuarsa.



Gambar 2.15. Sampel mineral pirit

7. Galena

Memiliki rumus kimia (PbS), merupakan sumber utama logam timbal dan perak. Umumnya berwarna abu-abu kebiruan. Tingkat kekerasan 2-3 skala mohs, sementara berat jenisnya 7,6. Sistem kristalnya isometrik, perawakan kubik dengan belahan searah. Galena dapat berguna untuk industri pengolahan besi dan baja.

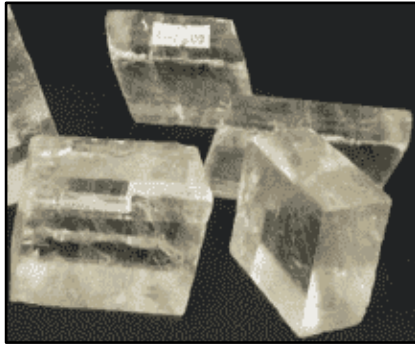


Gambar 2.16. Sampel mineral galena

8. Kalsit

Merupakan kelompok mineral karbonat, karena tersusun dari kalsium karbonat (CaCO_3). Umumnya berwarna putih dan

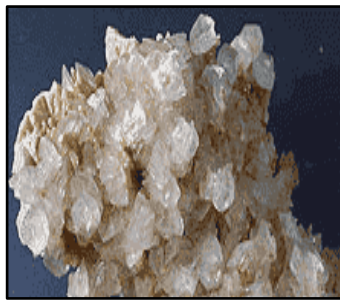
mudah digores dengan pisau. Banyak berasosiasi pada batuan gamping. Sistem kristalnya trigonal, berwarna putih, tingkat kekerasan 3 skala mohs, dan berat jenis 2,71.



Gambar 2.17. Sampel mineral Kalsit

9. Dolomit

Dolomit juga jenis mineral karbonat dengan rumus kimia $(\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2)$. Umumnya berwarna putih, abu-abu, coklat serta merah muda. Memiliki sistem kristal trigonal-rhombohedral dengan belahan sempurna. Kekerasannya 3-4 skala mohs, dengan berat jenis 2,86.



Gambar 2.18. Sampel mineral dolomit

DAFTAR PUSTAKA

- A. Siraju dkk. (2018). *Analisis Kandungan Mineral dan Logam Oksida pada Singkapan Batuan Vulkanik yang Termanifestasi Alterasi Hidrothermal Wilayah Pertambangan PT. Batutua Tembagaraya Pulau Wetar Provinsi Maluku*. Unpad Bandung. Bulletin Of Scientific Contribution: Geology.
- Al Adawia N, dkk. (2021). *Karakteristik Batuan Induk dan Mineralisasi Skarn Daerah DMLZ Barat, Distrik Erstberk, Kabupaten Mimika, Provinsi Papua*. Unpad Bandung: Bulletin Of Scientific Contribution: Geology.
- Anonim. (2018). *Evaporite Deposits*. <https://www.evaporite-deposits>. 19 June 2024.
- Anonim. (2024). *Magmatisme pada Zona Subduksi*. <https://www.galuhpratiwi.my.id> 18 June 2024.
- Anonim.(2013). <https://batuanmetamorf.html>. 19 June 2024.
- Corbett.G. (2004). *Epithermal and porphyry gold – Geological models dalam Pacrim Congress*. Adelaide, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 15-23.
- Corbett G and Leach T, (1996), *Southwest Pacific Rim Gold-Copper System: Structure, Alteration, and Mineralization, Manual Kursus Singkat Eksplorasi di Baguio, Philippines*
- Guilbert, G.M, Park, C.F. (1986). *The Geology of Ore Deposits*. New York : W.H. Freeman and Company.
- Herbert S Zim, dkk.(1980). *Rock And Mineral*. New York: Golden Press.
- Hedenquist, J.W and White N.C. (1996). *Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration*. Australia: The University of Western Australia.
- Hidman, Donal W. (1972). *Petrology Of Igneous and Metamorphic Rock*. USA: Library Of Congress Cataloging In Publication Data.
- IldremSyafri. (2002). *Modul Petrologi*. Bandung: BPPG.
- Kholis Nur, dkk. (2024). *Tipe Endapan Mineral Pada Batuan Metamorf Kuba Baya, Banten*. Unpad Bandung. Bulletin Of Scientific Contribution: Geology.

- Mackenzie, dkk. (1982). *Atlas Of Igneous Rock and Their Textures*. England. ELBSGROUP
- Mulyaningsi S. (2018). *Kristalografi dan Mineralogi*. Yokyakarta: Akprind Press.
- Noor Djauhari. (2014). *Pengantar Geologi*. Yokyakarta: Deepublish.
- Patona A, Dkk. (2021). *Altersi mineralisasi Granodiorit Cihara dan Sekitarnya, Kabupaten Lebak Banten*. Unpad Bandung: Bulletin Of Scientific Contribution: Geology.
- Paul F Kerr. (1957). *Optical Mineralogi*. Toronto-London: McGraw-Hill Book Company inc.
- Pirajno, Franco, (2009). *Hidrothermal Procsses and Mineral Systim. Australia: The University of Western Australia*.
- Ringwood. (1975). *Origin Of The Eart and Moon*. New York : Springer Verlag.
- Robert L Folk. (1974). *Petrologyof Sedimentary Rock*. Austin-Texas: Hemphill Publishing Company.
- Setia Graha D. (1987). *Batuan dan Mineral*. Bandung. Nova.
- Turbuck&Lutgens. (2004). *Eart Science*. Jakarta: Erlangga

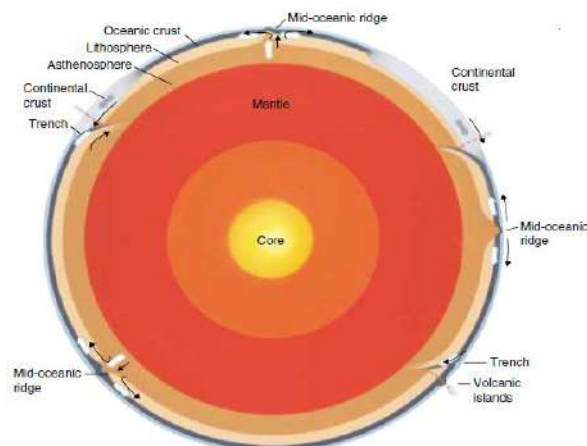
BAB 3

JENIS-JENIS BATUAN DAN PEMBENTUKANNYA

Oleh Syahrul

3.1 Pendahuluan

Kerak bumi memiliki jenis batuan yang beragam. Komposisi kerak bumi terdiri dari beragam material, masing-masing memiliki sifat dan asal-usul yang unik. Batuan-batuan ini sangat penting bagi pembentukan kerak bumi dan terlibat dalam sejumlah proses geologi. Mempelajari berbagai fenomena geologi yang ada di Bumi dan sejarahnya membutuhkan pemahaman menyeluruh tentang berbagai jenis batuan dan proses yang terlibat dalam perkembangannya (Noor, 2012). Batuan merupakan kumpulan dari berbagai mineral yang mengalami proses pembentukan yang berbeda-beda. Kenampakan fisik batuan akan mencirikan komposisi, lingkungan dan proses pembentukan yang berbeda. Secara umum jenis-jenis batuan di bumi dibagi berdasarkan jenis pembentukannya (Sismanto dkk., 2019).



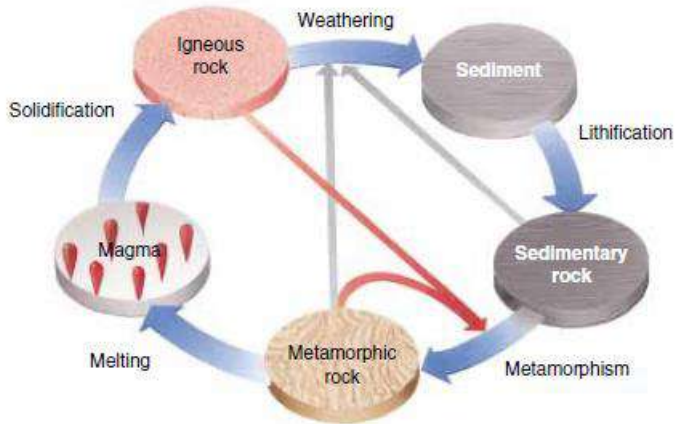
Gambar 3.1. Kerak Bumi dan lapisannya
(Sumber: Thompson dan Turk, 1998)

Semua jenis batuan mengalami pelapukan atau hancur di permukaan bumi. Pelapukan menghancurkan batuan menjadi partikel-partikel yang lebih kecil, seperti kerikil, pasir, dan tanah liat. Pada saat yang sama, curah hujan dapat mengikis bagian-bagian batuan (Aditya dan Wijayanti, 2023). Aliran air, angin, gletser, dan gravitasi kemudian menghancurkan partikel-partikel yang terpecah-pecah akibat pelapukan, mengangkutnya ke bawah bukit, dan mengendapkannya di tempat yang lebih rendah. Sedimen merupakan partikel yang terbentuk melalui pelapukan, kemudian terkikis, diangkut, dan akhirnya diendapkan berbentuk lapisan. Pasir yang terlihat di pantai dan lumpur yang ditemukan di dataran lumpur adalah contoh sedimen yang terkumpul melalui proses-proses spesifik ini (Noor, 2014; Setiawan, 2019).

Batuan sedimen terbentuk melalui proses sedimen yang disemen atau dihancurkan menjadi padat. Ketika partikel-partikel pasir pantai yang lepas dipadatkan (tersementasi) dan dikeraskan (terkompaksi), partikel-partikel tersebut berubah menjadi batu pasir, sementara campuran lumpur yang basah dan lengket mengeras menjadi serpih. Batuan sedimen membentuk kurang dari 5% kerak bumi. Namun demikian, karena pengendapan sedimen secara bertahap di permukaan bumi, batuan sedimen ditemukan dalam lapisan yang relatif tipis yang mencakup sekitar 80% dari seluruh daratan. Karena faktor ini, batuan sedimen tampak lebih banyak daripada jumlah yang sebenarnya (Syukri, 2020).

Batuan metamorf tercipta melalui proses perubahan batuan yang sudah ada sebelumnya melalui pemanasan, tekanan tinggi, atau deformasi tektonik. Proses tektonik dapat menyebabkan penurunan kerak bumi, yang mengakibatkan terbentuknya cekungan yang dapat berdiameter ratusan kilometer dan kedalaman ribuan meter (Polawan dan Alam, 2019). Sedimen secara bertahap menumpuk di dalam cekungan, menutupi lapisan di bagian bawah hingga kedalaman yang signifikan. Ketika batuan terkubur, batuan tersebut mengalami peningkatan suhu dan tekanan, yang mengakibatkan perubahan pada komposisi mineral dan teksturnya. Perubahan yang terjadi pada batuan karena berbagai proses geologi disebut sebagai metamorfisme, yang menghasilkan pembentukan jenis batuan yang dikenal sebagai

batuan metamorf. Metamorfisme juga dapat terjadi ketika magma menaikkan suhu batuan yang berdekatan, atau ketika kekuatan tektonik menyebabkan deformasi pada batuan. Batuan metamorf seperti sekis, gneiss, dan marmer sering dijumpai (Wijayanto, 2022). Formasi batuan tidak bersifat permanen dalam jangka waktu yang lama. Sebaliknya, mereka mengalami transformasi bertahap dari salah satu dari tiga jenis batuan tersebut ke jenis batuan lainnya. Proses yang sedang berlangsung ini disebut sebagai siklus batuan.

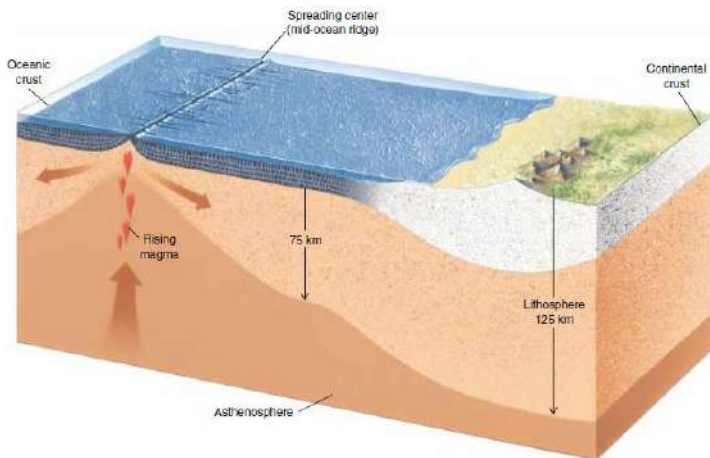


Gambar 3.2. Siklus Batuan
(Sumber: Thompson dan Turk, 1998)

3.2 Batuan Beku

Batuan beku berasal dari proses pembekuan magma. Kerak bumi terdiri dari 95% batuan beku dan batuan beku yang bermetamorfosis. Batuan beku umumnya disebut sebagai batuan dasar (*basement rock*) yang di permukaan terselimuti dengan batuan sedimen dan beberapa yang lain terbentuk sebagai pegunungan yang tinggi (Mustafiah dkk., 2024). *Bedrock* adalah istilah dari batuan beku dasar di bawah tanah atau pada sedimen yang tak terkonsolidasi. *Parent rock* adalah istilah batuan beku dasar yang belum termetamorfosis dan mengalami proses-proses geologi lainnya. *Country rock* adalah istilah batuan beku dasar yang melingkupi atau terpotong intrusi batuan beku lainnya atau endapan mineral.

Magma yang mendingin dan membeku akan membentuk batuan beku. Karakteristik batuan beku akan didasarkan pada karakteristik magma dipembentuknya. Magma akan terbentuk pada 3 lingkungan tektonik yaitu *spreading centres* (pusat pemekaaaran) lantai samudera atau *mid ocean ridge*, *mantle plumes (hot spot)* atau pusat magma, dan *subduction zones* (zona subduksi).



Gambar 3.3. Lingkungan pembentukan magma
(Sumber: Thompson dan Turk, 1998)

Karakteristik magma dipengaruhi oleh tempertatur, komposisi kimia, dan kelakuan magma. Magma akan bergantung pada pada kedalaman tempat asalnya dan komposisi kimianya, magma dapat memiliki suhu mulai dari 600° – 1400° C (Fadlin dan Hamzah, 2019). Magma basaltik biasanya terjadi pada kedalaman yang sangat dalam dan pada suhu yang mendekati bagian atas skala ini. Karena terjadi pada kedalaman yang lebih rendah, magma granit sering kali berada di ujung yang lebih dingin dari kisaran suhu. Sebaliknya, sebatang besi meleleh pada suhu sedikit di atas 1500° Celcius dan berpijar merah pada suhu sekitar 600° .

Hampir semua magma adalah magma silikat karena silikon dan oksigen adalah dua elemen yang paling banyak terdapat di kerak dan mantel. Magma juga mengandung sejumlah kecil dari enam elemen umum lainnya di kerak bumi, yaitu aluminium, besi,

magnesium, kalsium, kalium, dan natrium, selain oksigen dan silikon (Yanto, 2023). Perbedaan utama antara berbagai bentuk magma adalah jumlah relatif kedelapan elemen ini. Magma granit memiliki konsentrasi silikon, kalium, dan natrium yang lebih tinggi, tetapi magma basaltik memiliki konsentrasi besi dan magnesium yang lebih tinggi. Sejumlah kecil magma yang tidak umum memiliki kandungan karbonat. Ini dinamakan karbonatit dan mengandung kasit dan dolomit.

3.2.1 Klasifikasi Batuan Beku

Magma dapat membeku di dalam kerak bumi atau naik melaluinya dan meledak ke permukaan bumi. Ketika lava mengalir keluar dari kerak Bumi dan mengeras, lava membentuk batuan beku ekstrusif. Batuan ekstrusif kadang-kadang dikenal sebagai batuan vulkanik yang diambil dari nama dewa api Yunani, Vulcan, karena sering dikaitkan dengan gunung berapi. Ketika magma membeku di dalam kerak bumi, terbentuklah Batuan beku intrusif. Karena Pluto, dewa dunia bawah dari Yunani, batuan intrusif juga disebut sebagai batuan plutonik.

3.2.2 Batuan Beku Ekstrusif (Vulkanik)

Batuan beku ekstrusif/vulkanik adalah batuan beku yang terbentuk akibat magma yang membeku dengan cepat dari letusan gunung api yang meletus ke permukaan bumi (Harmanto dan Hartono, 2020). Kristal batuan ini memiliki ukuran lebih kecil dan tumbuh dengan cepat. Karena berbutir sangat halus dengan ukuran yang tidak dapat dilihat dengan mata telanjang. Tekstur batuan ini dinamakan tekstur afanitik. Contoh batuan yang umum dijumpai adalah batuan beku basal.

Magma yang naik di atas permukaan bumi sebelum meletus, beberapa kristal dapat berkembang sementara sebagian yang lain akan tetap mencair (Hardjono, 2015). Jika campuran magma ini meledak ke permukaan, magma akan mengeras dan membentuk tekstur porfiri yang terdiri atas fenokris (kristal yang besar) yang tertanam dalam massa dasar (matriks kristal yang lebih halus). Selain itu, magma yang keluar dari dalam bumi dalam kondisi ekstrim, dapat membeku dengan cepat dalam hitungan jam. Magma

kemudian mengeras begitu cepat, atom-atom tidak memiliki waktu untuk mengatur diri mereka sendiri untuk membentuk kristal. Tekstur batuanannya hampir 90% kaca. Hasilnya akan membentuk kaca vulkanik yang disebut obsidian. Tekstur batuan vulkanik yang umum dijumpai pada letusan gunung merapi juga adalah tekstur vesikular, magma yang keluar permukaan bertemu dengan udara luar terbentuk lubang-lubang gas (vesikuler) menyebabkan produk batuan yang dihasilkan berupa pumice dan skoria.



a. Basalt (Tekstur Afanitik)



b. Diabas (Tekstur Porfiritik)



c. Pumice (Tekstur Vesikular)



d. Obsidian (Tekstur Kaca Vulkanik)

Gambar 3.4. Teksur Batuan Beku Vulkanik
(Sumber: <https://geologybase.com>, 2024)

3.2.3 Batuan Beku Intrusif (Plutonik)

Batuan beku jenis ini akan membeku di dalam kerak bumi. Ketika magma membeku, batuan di atasnya akan mengisolasi magma sebagai sebuah selubung tebal. Kristal-kristal dari magma akan membeku dengan perlahan dan akan tumbuh perlahan dengan waktu yang lambat. Batuan plutonik umumnya berbutir sedang sampai kasar, tekstur fanerik, dominan mineral dengan kristal padat, struktur masif, dan tersingkap di dalam kerak bumi. Batuan plutonik pada fase magma basaltik seperti batuan peridotit dan

gabbro. Adapun batuan plutonik dalam fase riolitik seperti batuan granit dan granodiorit.



a. Gabbro



b. Peridotit



c. Granit



d. Granodiorit

Gambar 3.5. Tekstur Batuan Beku Plutonik (Fanerik)
(Sumber: <https://geologybase.com>, 2024)

3.3 Batuan Sedimen

Batuan beku akan mengalami erosi atau proses pelapukan akibat suhu dan iklim di permukaan setelah tersingkap. Batuan beku tersebut akan pecah dan kemudian terbawa oleh air yang mengalir, angin, gletser, dan gaya gravitasi hingga pada akhirnya akan mengendap/tersedimentasi di daerah lebih rendah seperti pantai dan danau (Ramadhani, 2018). Sedimen yang mengendap tadi akan mengalami proses diagenesis atau litifikasi melalui proses sementasi dan kompaksi. Sementasi adalah proses pengikatan sedimen yang lepas oleh material semen yang lebih halus kemudian dalam proses selanjutnya akan mengalami kompaksi atau pemadatan sedimen akibat peningkatan jumlah sedimen yang terendapkan di lingkungan pengendapan yang lebih rendah. Proses ini akan berlangsung sampai kedalaman 200 m dari dasar lokasi sedimentasi. Batuan sedimen hanya terdiri dari 5% dari kerak bumi.

Meskipun demikian, batuan ini tersebar luas sebagai lapisan tipis di atas batuan beku dan batuan metamorf yang mendasarinya karena berasal dari permukaan bumi. Batuan sedimen menutupi lebih dari 75% benua. Batuan sedimen sangat berharga secara ekonomi. Batuan sedimen tertentu merupakan tempat ditemukannya minyak dan gas. Sebagai sumber energi yang signifikan, batubara adalah batuan sedimen. Sebagai batu dan sebagai komponen utama konstruksi, batu kapur merupakan elemen penting.

3.3.1 Tipe-tipe Batuan Sedimen

Secara umum, batuan sedimen dibagi berdasarkan proses pembentukannya dan lingkungan pendendapannya, terbagi menjadi 4 kategori :

1. Batuan sedimen klastik (*Clastic Sedimentary Rocks*)

Batuan sedimen klastik terbentuk 85% dari hasil rombakan batuan sedimen sebelumnya. Fragmen batuan yang telah lapuk (*clast*) akan ditransportasikan, diendapkan, dan disemen secara bersamaan. Kategori batuan sedimen klastik ini didasarkan pada besar butirannya.

Batuan konglomerat dan breksi memiliki fragmen berupa bongkah sampai kerikil. Perbedaan antara konglomerat dan breksi terlihat dari bentuk fragmennya. Batuan konglomerat berbentuk membundar sedangkan breksi menyudut. Batuan pasir memiliki ukuran fragmen dan matriksnya berupa pasir sangat kasar sampai pasir sangat halus. Batuan lanau dan batuan lempung ukuran matriks dan semennya berukuran lanau dan lempung. Umumnya batuan sedimen klastik digunakan sebagai bahan timbunan atau sebagai bahan bangunan. Selain itu, batuan sedimen klastik merupakan batuan sedimen yang keberlimpahannya sangat banyak dibandingkan jenis batuan sedimen lainnya.

Tabel 3.1. Skala *Wentworth* dan Klasifikasi Batuan Klastik

UKURAN (millimeter)	NAMA BUTIR	NAMA BATUAN/ SEDIMEN
256 64 4 2	Bongkah (Boulder)	Rudites (breksi, konglomerat)/ Gravel
	Berangkal (Cobble)	
	Kerakal (Pebble)	
	Kerikil (Granule)	
1 1/2 1/4 1/8 1/16	Pasir sangat kasar (Very coarse sand)	Sandstones (arenites, wackes)/ Sand
	Pasir kasar (Coarse sand)	
	Pasir sedang (Medium sand)	
	Pasir halus (fine sand)	
	Pasir sangat halus (Very fine sand)	
1/256	Lanau (Silt)	Lutites (mudrocks)/ Mud
	Lempung (Clay)	

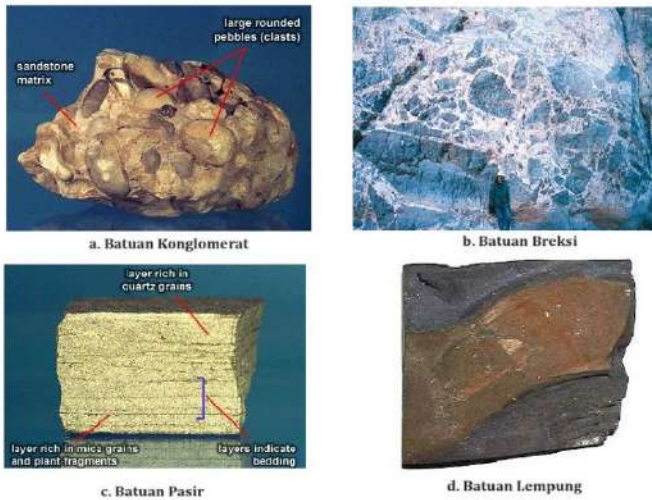
(Sumber : <https://www.sci.ui.ac.id/> , 2024)

2. Batuan sedimen organik (*Organic Sedimentary Rocks*)

Batuan sedimen organik merupakan batuan sedimen melalui litifikasi sisa-sisa dari tubuh hewan atau tumbuhan yang berlangsung dalam waktu jutaan tahun yang mengalami tekanan dan suhu tinggi kemudian berubah menjadi padat. Kandungan karbon organik dalam batuan ini lebih dari 3%.

a. Batubara

Ketika tanaman mati, residunya bereaksi dengan oksigen untuk terurai. Tetapi di rawa-rawa yang hangat dan tempat-tempat lain dimana perkembangan tanaman terjadi dengan cepat, tumbuhan mati akan menumpuk sangat cepat sehingga oksigen habis jauh sebelum pembusukan selesai. Gambut kemudian berubah menjadi batubara, sifat batuan keras, hitam, mudah terbakar, kemudian tertinding dengan sedimen yang menutupinya.



Gambar 3.6. Jenis-jenis Batuan Sedimen Klastik
(Sumber : <http://petrolab.atspace.com>, 2024)

b. Rijang

Rijang (*Chert*) merupakan batuan sedimen organik yang terdiri dari silika murni. Sedimen rijang merupakan sedimen yang berasal dari laut dalam. Tinjauan secara mikroskopis menunjukkan rijang sering memperlihatkan sisa-sisa organisme laut dari cangkang mereka dan kalsium karbonat. Beberapa bagian menunjukkan adanya pengendapan silika yang kaya air tanah atau terdapat batu gamping.



Gambar 3.7. Jenis-jenis Batuan Sedimen organik
(Sumber : <https://ugrg.ft.ugm.ac.id/>, 2024)

3. Batuan sedimen kimiawi (*Chemical Sedimentary Rocks*)

Batuan sedimen kimia umumnya terbentuk melalui pengendapan langsung mineral dari larutan. *Rock salt* (Batu Garam) terbentuk pada kondisi garam mengendap hasil evaporasi lau atau air danau yang mengandung gram. Ketika batuan dan mineral mengalami pelapukan secara kimiawi, beberapa elemen umum seperti kalsium, garam, kalium, dan magnesium larut dan terbawa oleh tanah, sungai dan anak sungai yang mengalir ke danau atau laut. Aliran sungai membawa garam ke lautan, mengeringkan sebagian besar danau. Ada sungai yang masuk ke danau tetapi tidak ada yang keluar. Air hanya bisa keluar melalui penguapan. Garam yang tertinggal saat air menguap, membuat air danau semakin asin. Jika air laut disimpan di cekungan pedalaman atau pesisir yang mana ia tidak dapat berinteraksi dengan laut terbuka, proses yang sama dapat terjadi.

Ketika ion-ion terlarut terkonsentrasi sampai pada tingkat di mana mereka mengendap dari larutan, penguapan menghasilkan evaporit. Proses pengendapan akan membentuk kristal-kristal yang akan saling berinteraksi. Dua mineral yang paling banyak ditemukan dalam endapan evaporit adalah Halit (NaCl) dan gipsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Halit adalah garam yang umum digunakan, dan gipsum digunakan untuk membuat papan dinding dan plester. Di banyak lokasi pesisir dan cekungan, evaporit membentuk endapan yang signifikan secara ekonomi. Namun, mereka merupakan bagian yang sangat kecil dari semua batuan sedimen.



Gambar 3.8. Batuan Sedimen Kimiawi (*Rock Salt*)

(Sumber : <https://depositphotos.com>, 2024)

4. Batuan Sedimen bioklastik (*Bioclastic Sedimentary Rocks*)

Batuan sedimen bioklastik merupakan jenis batuan sedimen yang tersusun dari fragmen dan sisa makhluk hidup (tumbuhan/hewan). Fragmen ini disebut bioklas. Istilah “batu kapur bioklastik” mengacu pada batuan yang terbentuk dari litifikasi material tersebut dan menunjukkan bahwa batu ini terbentuk oleh proses klastik dan biologis. Batu gamping bioklastik tersebar luas. Fragmen kerang dapat ditemukan di dalam batuan sebagai fosil. Karena sebagian besar organisme yang membentuk batu gamping berada di dasar laut, yang mana matahari bersinar secara langsung, organisme ini tumbuh subur dan berkembang biak di perairan yang hangat dan dangkal. Oleh karena itu, di pantai-pantai lintang rendah dan menengah, batu kapur bioklastik biasanya muncul di perairan dangkal. Selain itu, batu kapur bioklastik juga muncul di benua-benua ketika daratan dengan lautan dangkal tergenang air akibat naiknya permukaan air laut.

Ada banyak kalsium karbonat (CaCO_3) terlarut di dalam air laut. tiram, kerang, karang, beberapa jenis ganggang, dan sejumlah kehidupan air lainnya mengubah kalsium karbonat yang telah larut menjadi cangkang dan komponen tubuh keras lainnya. Potongan-potongan kecil cangkang yang tersisa setelah hewan-hewan ini mati dikenal sebagai lumpur bioklastik dan dipecah oleh gelombang dan arus laut.

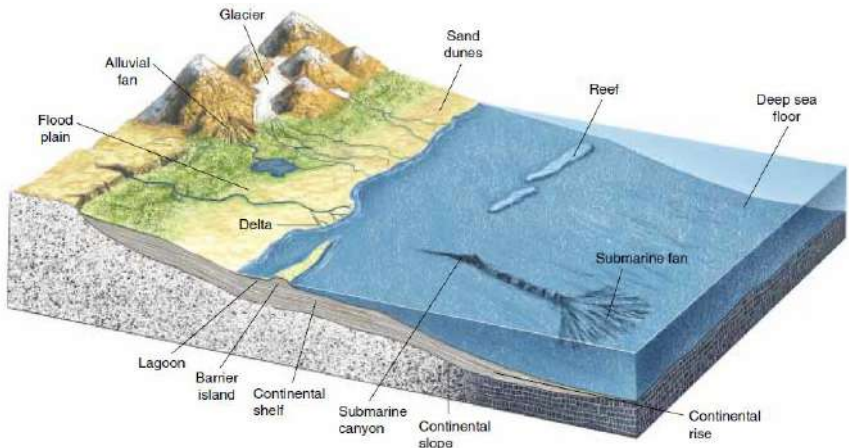


Gambat 3.9. Batuan bioklastik (Batugamping)
(Sumber: Thompson dan Turk, 1998)

3.3.2 Lingkungan Pembentukan Batuan Sedimen

Penyelidikan lapisan sedimen oleh para ahli geologi membantu pemahaman kita tentang periode sejarah. Para ahli geologi menyelidiki batuan sedimen dan bertanya-tanya seperti, “Dari mana sedimen itu berasal?” Apakah ada kendaraan yang digunakan untuk memindahkan sedimen, gletser, sungai, atau angin? Di lingkungan seperti apa sedimen tersebut terkumpul? Apakah di perairan dalam atau di pantai ketika dibuang ke laut? Apakah di danau, dasar sungai, atau dataran banjir jika dibuang di daratan?

Untuk menjawab pertanyaan-pertanyaan ini, para ahli geologi memeriksa mineral-mineral tersebut, struktur dan tekstur batuan sedimen. Selain itu, dimensi dan bentuk lapisan batuan sedimen dapat mengungkapkan informasi mengenai lingkungan tempat batuan tersebut terbentuk. Keandalan dalam menafsirkan pengaturan pengendapan sering kali menguntungkan karena pembentukan konsentrasi logam, batu bara, evaporit, minyak, dan gas yang berharga dalam jenis pengaturan tertentu.



Gambar 3.10. Lingkungan pengendapan sedimen
(Sumber: Thompson dan Turk, 1998)

3.4 Batuan Metamorf

Metamorfosis (berasal dari bahasa Yunani yang berarti “perubahan bentuk”), batuan dan mineral berubah sebagai respons

terhadap perubahan suhu dan faktor lingkungan lainnya. Batuan padat mengalami metamorfosis, sama seperti perubahan yang terjadi pada vas ketika seorang pengrajin tembikar membakarnya di tungku pembakaran. Semua jenis batuan induk, termasuk batuan beku, sedimen, dan bahkan batuan metamorf lainnya, dapat mengalami metamorfisme (Noor, 2014). Setiap mineral hanya stabil dalam spektrum lingkungan kimiawi, tekanan, dan suhu tertentu. Akibatnya, metamorfisme pun terjadi. Mineral asli dalam batuan dapat terurai dan bergabung kembali untuk menghasilkan mineral baru yang stabil di lingkungan baru jika suhu atau tekanan meningkat pada kisaran tersebut, atau jika bahan kimia dimasukkan ke dalam atau ditarik dari batuan.

3.4.1 Perubahan Metamorfosis

Metamorfisme umumnya menghasilkan pembentukan batuan bertekstur lebih kasar yang terbuat dari mineral yang sama dengan yang ditemukan di batuan induk, jika batuan aslinya hanya mengandung satu mineral. Karena tidak ada komponen kimia tambahan yang tersedia selama metamorfisme, kandungan mineralnya tetap sama. Salah satu ilustrasi dari generalisasi ini adalah transformasi batu kapur menjadi marmer. Marmer adalah batuan non foliasi perubahan batuan karbonat yang mengalami metamorfisme.

Contoh lainnya adalah transformasi kuarsit, batuan yang terbuat dari butiran kuarsa yang telah direkristalisasi, dari batu pasir kuarsa. Batuan kuarsit merupakan batuan non foliasi, terdapat hampir di semua proses metamorfisme batuan sedimen klastik. Di sisi lain, batuan induk yang mengandung banyak mineral biasanya akan mengalami metamorfisme untuk menghasilkan batuan baru dengan mineral yang berbeda dan tekstur yang baru.



a. Marmer



b. Kuarsit

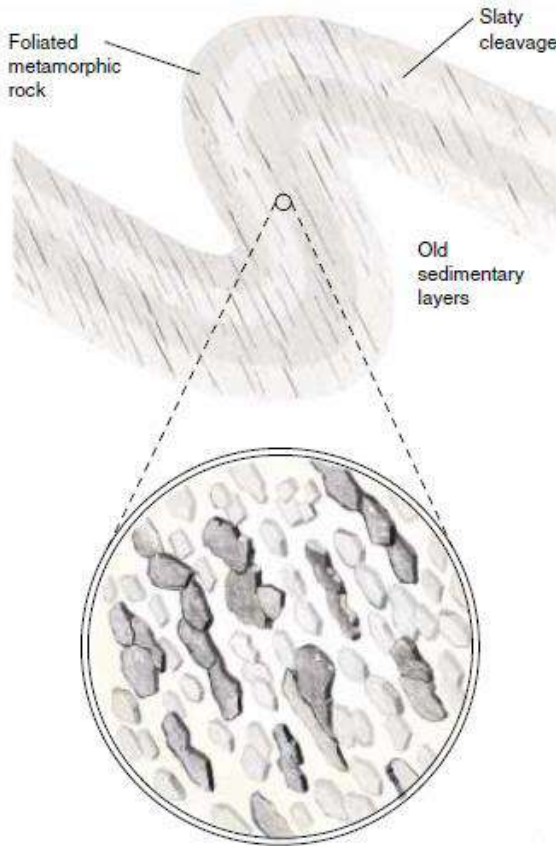
Gambar 3.11. Batuan Metamorf non foliasi

(Sumber : <https://rocks.comparenature.com/> , 2024)

3.4.2 Deformasi dan Foliasi

Selama metamorfisme, perubahan suhu, tekanan, atau lingkungan kimiawi dapat mengubah tekstur batuan. Tetapi perubahan tekstur yang signifikan juga disebabkan oleh faktor lain. Area kerak bumi yang luas di sekitar zona subduksi, atau titik-titik di mana dua lempeng tektonik bertemu, merupakan tempat dimana batuan metamorf biasanya berkembang. Di lingkungan ini, batuan mengalami metamorfosis, yang menyebabkan kekuatan tektonik menghancurkan, mematahkan, dan membengkokkan batuan. Batuan menunjukkan pelapisan sebagai hasil dari gabungan metamorfisme dan deformasi ini.

Mika adalah mineral metamorf yang lazim yang dihasilkan dari metamorfisme berbagai batuan sumber. Mika tumbuh dengan orientasi acak selama metamorfisme tanpa deformasi, menyerupai lempengan kue yang melayang di udara. Di sisi lain, mika memperoleh orientasi paralel ketika metamorfisme dan deformasi terjadi secara bersamaan. Foliasi, lapisan metamorfik dari mika dan mineral lainnya, tercipta dari keselarasan paralelnya. Ketebalan lapisan bervariasi dari sepersepuluh milimeter hingga satu meter atau lebih. Meskipun berbeda dalam hal asal-usulnya, foliasi metamorf dapat meniru lapisan sedimen.



Gambar 3.12. Deformasi dan foliasi yang terjadi bersamaan pada mineral mika, orientasi paralel disebut foliasi.
(Sumber: Thompson dan Turk, 1998)

3.4.3 Tingkat Metamorfisme (*Metamorphic Grade*)

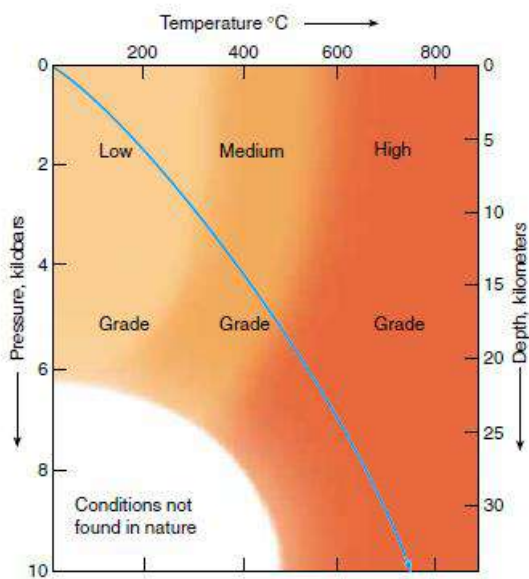
Tingkat metamorfisme menunjukkan tingkat intensitas perubahan batuan. Karena suhu adalah kekuatan pendorong utama di balik metamorfisme, suhu puncak yang dicapai selama proses tersebut tercermin secara dekat dalam tingkat metamorfisme (Harijoko dkk., 2024). Sebagian besar tingkat metamorfisme batuan dapat dipahami oleh para ahli geologi karena banyak mineral metamorf yang hanya dapat berkembang pada rentang suhu tertentu. Untuk setiap kilometer kedalaman, suhu di daerah yang lebih dangkal di kerak bumi meningkat rata-rata 30°C. Meskipun

lebih lambat, suhu tetap meningkat di mantel dan bagian kerak bumi yang lebih dalam. Gradien panas bumi adalah kecepatan kenaikan suhu dengan kedalaman. Akibatnya, tingkat metamorfisme berbagai batuan berkorelasi dengan kedalamannya di dalam bumi.

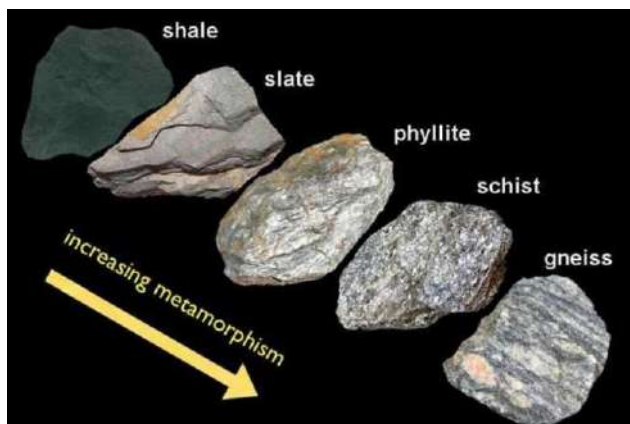
Kedalaman yang dangkal, kurang dari 10 hingga 12 kilometer di bawah permukaan, dengan suhu di bawah 350°C merupakan tempat terjadinya metamorfisme tingkat rendah. Jauh di dalam kerak benua dan mantel atas, 40 kilometer atau lebih di bawah permukaan bumi, adalah tempat di mana kondisi bermutu tinggi dapat ditemukan. Area ini memiliki suhu 600°C atau lebih tinggi, yang cukup dekat dengan titik leleh batuan. Pada kedalaman yang lebih dangkal, di mana magma naik ke tingkat kerak Bumi yang dangkal, metamorfisme bermutu tinggi dapat terjadi.

3.4.4 Jenis-Jenis Batuan Metamorf

Klasifikasi batuan metamorf didasari atas tekstur dan komposisinya. Ada 2 kelompok batuan metamorf yaitu batuan metamorf foliasi dan non foliasi. "Foliasi," yang berasal dari kata Latin "Folium" yang berarti lembaran, mengacu pada formasi mineral yang sejajar dan planar di dalam batuan. Bidang horizontal yang rata di atas tanah atau lembaran kertas dalam sebuah buku dapat menjadi contohnya. Batu Sabak, Filit, Sekis dan Gneis adalah jenis batuan berdaun utama; Kuarsit, Marmer, Amfibolit, Hornfels, Meta konglomerat, Granit, Zeolit, dan Eklogit. Batuan metamorf non foliasi akan tampak besar dan tidak terstruktur. Karena butiran batuan asli memiliki kecenderungan untuk tumbuh mendatar ke segala arah dan membentuk mosaik kristal yang saling mengunci, batuan ini menampilkan karakternya yang tidak terfoliasi.



Gambar 3.13. Tingkat Metamorfisme
(Sumber: Thompson dan Turk, 1998)



Gambar 3.14. Batuan Metamorff terfoliasi
(Sumber : <https://katadata.co.id/> , 2024)

DAFTAR PUSTAKA

- Aditya, H. F., & Wijayanti, F. 2023. *Mengenal Karakteristik dan Jenis Tanah-Tanah Pertanian di Indonesia-Jejak Pustaka*. Jejak Pustaka.
- Fadlin, F., & Hamzah, W. N. 2019. Evolusi Plagioklas Dan Karakteristik Geokimia Lava Basalt Gunungapi Purba Menganti, Kebumen, Jawa Tengah. *Dinamika Rekayasa*, 15(2), 75-86.
- Hardjono, I. 2015. *Vulkanologi dan Mineralogi Petrografi*. Muhammadiyah University Press.
- Harijoko, A., Anggraini, A., Setianto, A., Hendratno, A., Solikhin, A., Omang, A., ... & Hanniel, Y. 2024. *Geologi Gempa Bumi Indonesia*. Jogyakarta: UGM PRESS.
- Harmanto, G., & Hartono, R. 2020. *Kamus Geografi: Edisi Tematik dan Visual*. Penerbit Andi.
- Mustafiah, I., Lidiyawati, S., Dewi, E. P., & Kurniawati, W. 2024. Mengenal Lebih Dalam Materi Batuan Dan Tanah Pada Mata Pelajaran Ipa. *Jurnal Pendidikan Multidisipliner*, 7(1).
- Noor, D. 2012. *Geologi*. Program Studi Teknik Geologi Fakultas Teknik-Universitas Pakuan.
- Noor, D. (2014). *Pengantar geologi*. Jakarta: Deepublish.
- Polawan, S. S. M., & Alam, F. 2019. Memahami Bencana Banjir Dan Longsor. *Samarinda, RV Pustaka Horizo., Kalimantan Timur*.
- Ramadhani, S. P. 2018. Bumi dan Antariksa. *Depok: Yiesa rich foundation*.
- Setiawan, B. (2019). *Buku Ajar Tektonofisik*. Syiah Kuala University Press.
- Sismanto, S., Sutanto, Y., Akbar, R., & Alaidin, S. F. 2019. Identifikasi Sebaran dan Kedalaman Pasir Besi Di Daerah Pantai Samas Dusun Ngepet Desa Srigading Kab. Bantul dengan Menggunakan Metode Geofisika Magnetik, Dan Geolistrik. *Jurnal Fisika Indonesia*, 21(3), 25-37.
- Syukri, M. 2020. *Pengantar Geofisika*. Aceh: Syiah Kuala University Press.
- Thompson dan Turk, 1998. *Introduction to Physical Geology 2nd Edition*. Saunders College Pub: University of California

Wahyudi Wijayanto, S. P. 2022. *Geografi: Mengenal Batuan*. CV Media Edukasi Creative.

Yanto, N. 2023. *BUMI DAN TATA SURYA*. Cendekia Publisher.

<https://geologybase.com>, diakses 15 April 2024

<https://geologybase.com>, diakses 20 April 2024

<https://www.sci.ui.ac.id/>, diakses 26 April 2024

<http://petrolab.atspace.com>, diakses 1 Mei 2024

<https://ugrg.ft.ugm.ac.id/>, diakses 4 Mei 2024

<https://depositphotos.com>, diakses 10 Mei 2024

<https://rocks.comparenature.com/>, diakses 15 Mei 2024

<https://katadata.co.id/>, diakses 15 Mei 2024

BAB 4

ASPEK KETEKNIKAN BATUAN

Oleh George Belly Sahetapy

4.1 Pendahuluan

Batuan adalah material penyusun kulit bumi termasuk yang berada di dalamnya (Talobre, 1952). Batuan sebagai material penyusun kerak bumi memiliki komposisi 99% tersusun dari mineral 59,8% SiO_2 , 14,9% Al_2O_3 , 4,9% CaO , 3,7% MgO , 3,39% Fe , 3,25% Na_2O , 2,98% K_2O , 2,69% Fe_2O_3 , dan 2,02% H_2O . (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014).

Secara eksplisit pengaruh sejarah geologi terhadap lima aspek terpenting mekanika batuan; dan selanjutnya akan dijelaskan secara lebih langsung (dalam konteks tegangan dan regangan) konsep kontinuitas, homogenitas dan isotropik material batuan dan massa batuan (Hudson and Harrison, 2000).

Di alam di kenal dengan massa batuan, yang terdiri dari batuan utuh memiliki komposisi, tekstur, dan mineral yang dipisahkan oleh bidang diskontinuitas yang terdiri dari mineral, karakteristik diskontinuitas dan kondisi diskontinuitas. Bidang diskontinuitas yang terbentuk akibat adanya struktur geologi seperti kekar, sesar dan perlapisan (Müller, 1969). Sifat massa batuan di alam tidak kontinu, luas dan arah daerah diskontinu juga tidak kontinyu/diskontinu. Batuan yang mempunyai sifat seragam ke segala arah disebut isotropik, tetapi massa batuan alam sebenarnya tidak isotropik karena batuan alam bersifat heterogen, diskontinu, dan anisotropik.

Pada massa batuan di alam terdapat kondisi tegangan yang bekerja, sehingga adanya respon massa batuan terhadap tegangan tersebut ditandai dengan perilaku batuan (Müller, 1969).

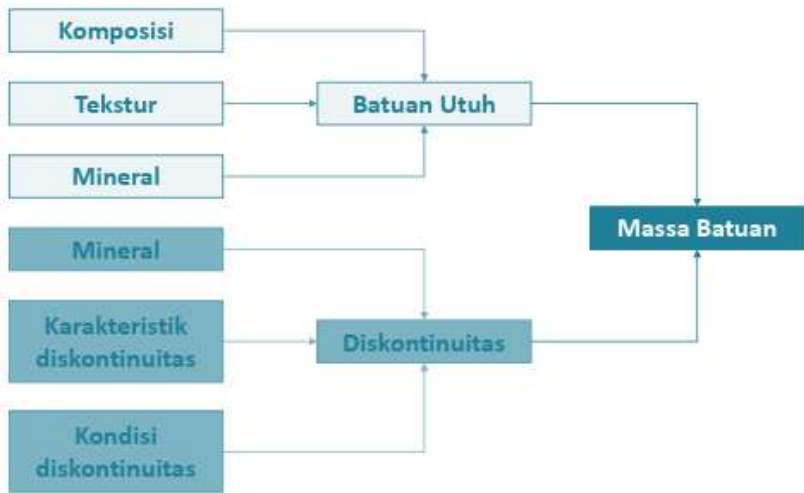
Bidang ilmu yang berhubungan dengan sifat-sifat batuan serta perilaku (*behavior*) batuan yang mengalami gangguan di alam berupa tegangan adalah Mekanika Batuan (Talobre, 1952). Mekanika Batuan dapat diterapkan untuk mempelajari deformasi

batuan dalam konteks struktur geologi berkembang akibat adanya tegangan yang dialami selama proses pembentukannya atau proses geologi lainnya. (Culshaw, 2015). Ruang lingkup mekanika batuan salah satu untuk menyelenggarakan penyelidikan aspek keteknikan batuan utuh dan massa batuan. Pada Bab ini akan dibahas mengenai aspek keteknikan contoh batuan utuh dan diskontinuitas yang dilakukan di laboratorium.

4.2 Batuan Sebagai Material Rekayasa

Pada bagian ini, akan dibahas pertimbangan material rekayasa alam yakni batuan. Sebagian besar material teknik (kecuali kayu dan tanah) diproduksi dan diuji sesuai keperluan keteknikan. Material batuan kualitasnya sesuai, kita kemudian dapat yakin bahwa bahan rekayasa tersebut memiliki serangkaian sifat tertentu yang digunakan dalam proses desain. Namun, umur batuan sangatlah tua dibandingkan dengan semua bahan teknik lainnya: umurnya diukur dalam jutaan tahun dan telah mengalami aktivitas alat mekanis, termal, dan kimia serta fisika yang signifikan.

Di alam di kenal dengan massa batuan, yang terdiri dari batuan utuh memiliki komposisi, tekstur, dan mineral yang dipisahkan oleh bidang diskontinuitas yang terdiri dari mineral, karakteristik diskontinuitas dan kondisi diskontinuitas. Bidang diskontinuitas yang terbentuk akibat adanya struktur geologi seperti kekar, sesar dan perlapisan (Müller, 1969). Sifat massa batuan di alam tidak menerus atau diskontinyu dimana terapan, kedudukan atau orientasi dari bidang diskontinuitas dari batuan tidak menerus atau diskontinyu.



Gambar 4.1. Skema Massa Batuan (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014)

Sebagai insinyur dan dalam konteks mekanika, kita harus menetapkan sifat-sifat material, keadaan tegangan yang sudah ada sebelumnya di dalam tanah (yang akan terganggu oleh rekayasa) dan mempertimbangkan hal ini dalam kaitannya dengan tujuan rekayasa. Dalam teknik sipil, tujuan utamanya adalah membuat struktur dengan menghilangkan batuan. Dalam teknik pertambangan, untuk mendapatkan material yang dihilangkan. Basis informasi utama untuk kegiatan ini adalah pengetahuan tentang strata geologi, perubahan apa pun pada material batuan, adanya patahan dan penyambungan batuan dalam skala besar dan kecil, dan tentu saja parameter geologi apa pun yang relevan dengan teknik tersebut.

Jelasnya, jenis batuan, struktur batuan, setiap perubahan pada batuan, keadaan tegangan di tempat dan hidrogeologi akan menjadi hal yang penting dalam semua rekayasa. Namun demikian, masih banyak aspek lain dari kondisi geologi yang dapat menjadi penting, atau bahkan dominan, dalam desain teknik, konstruksi, dan kinerja selanjutnya. Contohnya adalah adanya gua-gua alami yang besar di kawasan karst, adanya lembah terkubur yang ditemui selama pembuatan terowongan, tersapunya lapisan batubara

selama penambangan, dan adanya zona rekahan horizontal besar pada massa granit untuk pembuangan limbah radioaktif.

4.3 Sifat Keteknikan Batuan Utuh

Proses merancang pekerjaan dalam rekayasa batuan pada perancangan tambang terbuka, tambang bawah tanah, maupun pekerjaan sipil mengikuti tahapan seperti ditunjukkan pada Gambar 4.2.



Gambar 4.2. Proses Inversitgasi Geoteknik dalam rekayasa batuan (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014)

Gambar 4.2 menunjukan proses diawali dengan pemboran ekspolrasi di lapangan untuk memperoleh kondisi batuan dan statigrafi bawah permukaan dan contoh batuan untuk kepentingan geologi dan estimasi cadangan serta kepentingan geologi teknik (geoteknik).



Gambar 4.3. Contoh batuan hasil pemboran inti

Setelah contoh diperoleh maka akan dilakukan pemilahan dan dipotong sesuai dengan kepentingan geoteknik dan dilanjutkan dengan pengujian di laboratorium untuk menentukan properti rekayasa batuan dan mekanik atau keteknikan yang akan digunakan untuk proses perancangan.

Batuan memiliki sifat-sifat tertentu yang perlu diestimasi dalam rekayasa batuan dan dapat dikelompokkan menjadi dua bagian besar, yaitu properti sifat fisik batuan dan sifat mekanika atau keteknikan batuan. properti sifat fisik adalah bobot isi, berat jenis, porositas, absorpsi, dan *void ratio*. Sedangkan sifat keteknikan standar dikenal dengan keteknikan statis dan keteknikan dinamik. Selain sifat keteknikan standar, dalam rekayasa batuan dikenal sifat keteknikan mekanik dan *cuttability* yang diperoleh dari pengujian indeks rekayasa batuan.

Penentuan di laboratorium pada umumnya dilakukan terhadap contoh yang diambil dilapangan. Pengujian di laboratorium pertama-tama dilakukan pengujian tanpa merusak (*non destructive test*) untuk menentukan sifat fisik batuan, kemudian pengujian yang merusak contoh batuan (*destructive test*) sehingga contoh batuan hancur untuk menentukan sifat keteknikan batuan.

4.3.1 Preparasi Contoh Batuan Utuh

Contoh batuan utuh dari lapangan berbentuk bongkahan diambil dari permukaan singkapan dan contoh batuan berbentuk inti silinder yang diperoleh dari pemboran inti. Berdasarkan pengujian yang dilakukan, beberapa contoh batuan berbentuk bongkahan selanjutnya dilakukan pemotongan sehingga diperoleh geometri dan dimensi yang sesuai dengan persyaratan pengujian (Culshaw, 2015).

Contoh batuan telah diperoleh sesuai dengan ukuran dalam persyaratan pengujian untuk dilakukan pemotongan, contoh dipotong dengan piringan intan dengan perbandingan contoh batuan panjang berbanding diameter (L/D) antara 2 – 2,5 (Hudson, Cornet and Christiansson, 2003).

Selanjutnya permukaan contoh batuan diratakan dan dihaluskan secara manual maupun dengan menggunakan alat *polishing machine*. Pengukuran panjang dan diameter dilakukan

dengan alat ukur seperti jangka sorong kemudian ditentukan luas kontak dan volume contoh batuan (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014).



Gambar 4.4. Peralatan Preparasi Contoh Batuan (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014)

4.3.2 Kuat Tekan Uniaksial (Uniaxial Compressive Strength)

Penentuan standar kekuatan contoh batuan utuh dapat dilakukan dengan pengujian kuat tekan uniaksial atau *Uniaxial Compressive Strength* (UCS), pengujian kekuatan tarik Brazillian dan pengujian kuat geser (Culshaw, 2015).

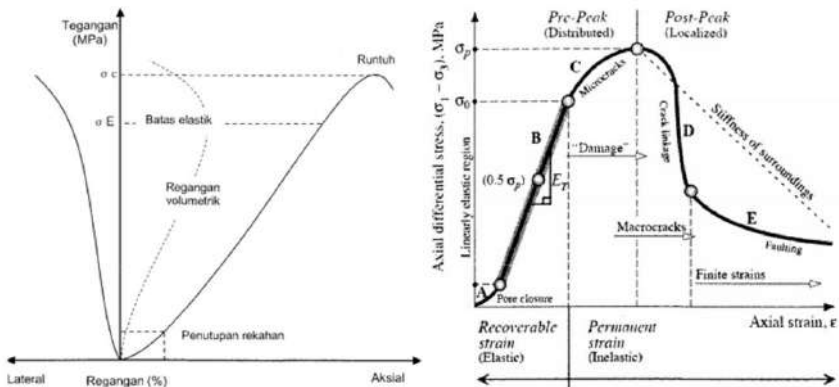
Tujuan pengujian kuat tekan adalah untuk mengukur kuat tekan bebas suatu contoh batuan yang berbentuk teratur baik berbentuk silinder, balok, atau prisma yang mendapat tegangan satu arah (uniaksial). Tujuan utama pengujian ini adalah untuk mengklasifikasikan kekuatan dan sifat batuan utuh. Hasil pengujian ini memberikan beberapa parameter seperti kurva tegangan dan regangan, kuat tekan bebas, modulus elastisitas, rasio *Poisson*, energi rekahan dan energi rekahan spesifik.

Persyaratan kualitas contoh batuan dalam pengujian UCS berbentuk silinder dengan L/D bervariasi dari 2 hingga 3 dengan diameter berukuran kurang lebih 54 mm. Kerataan contoh uji hingga 0,02 mm dan sejajar dengan sumbu tegak tidak lebih dari 0,05 mm (Ulusay, 2022). Pengujian kuat tekan uniaksial

menggunakan mesin tekan dengan laju tegangan pembebanan antara 0,5 – 1,0 MPa/detik (Ulusay, 2022).

Distribusi tegangan dalam sampel batuan secara teoritis searah dengan gaya yang diterapkan pada sampel. Kondisi ideal hanya dapat dicapai bila persyaratan mutu benda uji dan penempatan benda uji batuan uji sejajar, seragam, dan tegak lurus terhadap sumbu pembebanan alat tekan. Mekanisme penghancuran batuan getas menjadi lebih parah bila kekakuan mesin press tidak terlalu tinggi, disebut patah getas.

Hasil uji kuat tekan bebas meliputi pengukuran beban, perpindahan aksial dan lateral, serta pertimbangan bidang kontak dan geometri sampel batuan untuk membuat kurva tegangan-regangan.



Gambar 4.5. Kurva Tegangan Regangan Pengujian Kuat Tekan Uniaksial (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014)

Kuat tekan menunjukkan nilai tegangan maksimum yang dapat ditahan oleh sampel batuan sesaat sebelum patah tanpa terpengaruh oleh tegangan tekan. Untuk mencari nilai kuat tekan bebas digunakan rumus berikut.

$$\sigma_c = \frac{F}{A}$$

Dimana

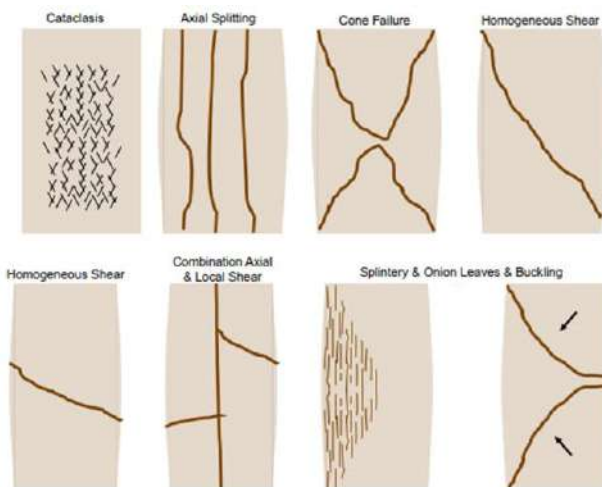
σ_c = kuat tekan uniaksial (MPa/m²)

F = Gaya yang diberikan (MPa)

A = Luas contoh batuan (m²)

Arah retak pada bahan getas tegak lurus terhadap arah tegangan maksimum (Griffith, 1921). Bentuk pecah contoh batuan pada pengujian UCS akan bervariasi bergantung dari jenis batuan, variasinya mulai dari

Bentuk sampel batuan yang retak pada pengujian UCS bervariasi tergantung pada jenis batuannya. Variasi berkisar dari *cataclasis*, *axial splitting*, *cone failure*, *homogeneous shear*, *axial and local shear*, *slintery and onion leaves and buckling* yang tunjukkan pada Gambar 4.6.



Gambar 4.6. Variasi pecah contoh batuan pada pengujian UCS (Müller, 1969)

Berdasarkan nilai kuat tekan uniaksial, batuan dapat dikarakterisasi dari sangat lemah hingga sangat kuat sebagai berikut.

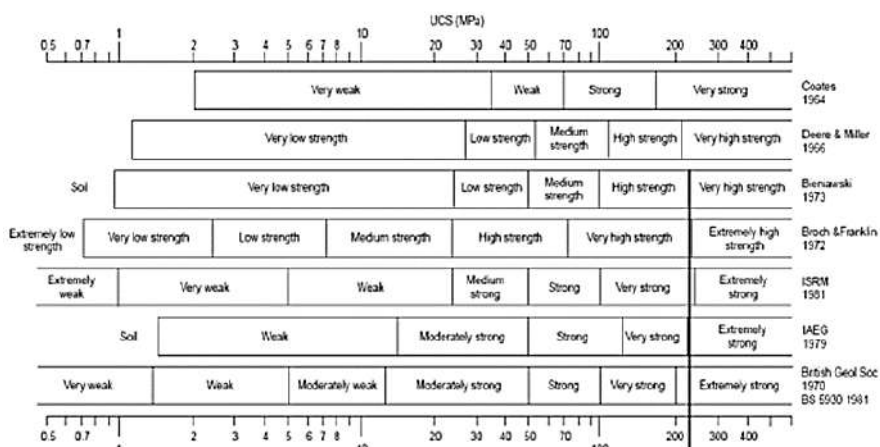
Tabel 4.1. Klasifikasi Kekuatan Batuan Hasil Uji UCS

Klasifikasi Kekuatan	Rentang UCS (MPa)	Tipe batuan
Sangat lemah	10-20	Batuan sedimen yang alpuk dan terpadatkan lemah
Lemah	20-40	Batuan sedimen dengan semen rendah, sekis
Sedang	40-80	Batuan sedimen yang kompleks. Beberapa batuan beku berbutir kasar dan memiliki kepadatan rendah.
Kuat	80-160	Batuan beku kompleks ; beberapa batuan metamorf dan batupasir berbutir halus

Rentang kuat tekan uniaksial untuk sejumlah besar jenis batuan disajikan pada tabel 4.2.

Tabel 4.2. Kuat Tekan Uniaksial Beberapa Jenis Batuan

Jenis Batuan	Kuat tekan uniaksial (MPa)
Granit	100-250
Diorit	150-300
Diabase	100-350
Gabbro	150-300
Basal	100-300
Gneiss	50-200
Slate	100-200
Kuarsit	150-300
Batupasir	20-170
Serpih	5-100
Batu Gamping	30-250
Dolomit	30-250



Gambar 4.7. Klasifikasi nilai kuat tekan uniaksial (UCS) dari beberapa sumber (Hudson and Harrison, 2000)

Pada pengujian kuat tekan bebas, sampel batuan yang dibebani mengalami tahapan deformasi yaitu deformasi elastis dan plastis. Nilai modulus elastisitas diperoleh dari kemiringan kurva tegangan dan regangan pada penampang lurus.

Modulus elastisitas atau modulus deformasi adalah kemampuan suatu batuan untuk mempertahankan keadaan elastisnya. Rumus untuk menentukan nilai koefisien deformasi adalah.

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\epsilon_a}$$

Dimana

E = Modulus young (MPa)

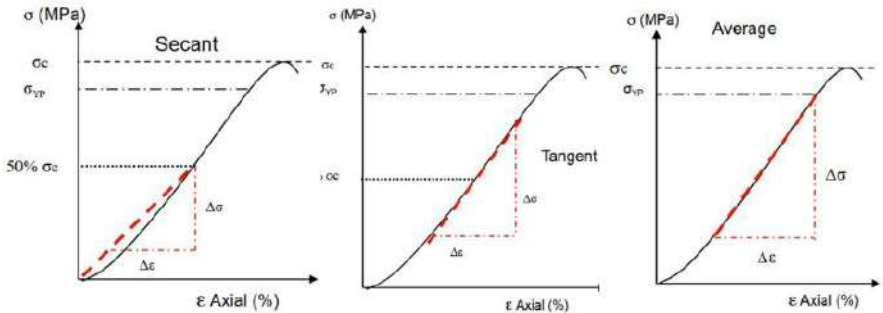
$\Delta\sigma$ = beda tegangan (MPa)

$\Delta\epsilon_a$ = beda regangan aksial (%)

Penentuan Modulus Young dapat menggunakan tiga cara sebagai berikut.

1. Modulus Young Secant (E_s) adalah modulus Young yang diukur dari tegangan 0 MPa sampai tegangan konstan ($50\sigma_c$) yang ditunjukkan pada Gambar 4.8a.

2. Modulus Young Tangen (E_t) adalah modulus Young yang diukur dari tingkat tegangan $50\%\sigma_{yp}$ ditunjukkan pada gambar 4.8b.
3. Modulus Young Rerata/Average (E_{av}) adalah modulus Young yang diukur dengan rata-rata kemiringan kurva atau bagian lurus maksimum kurva ditunjukkan pada Gambar 4.8c.



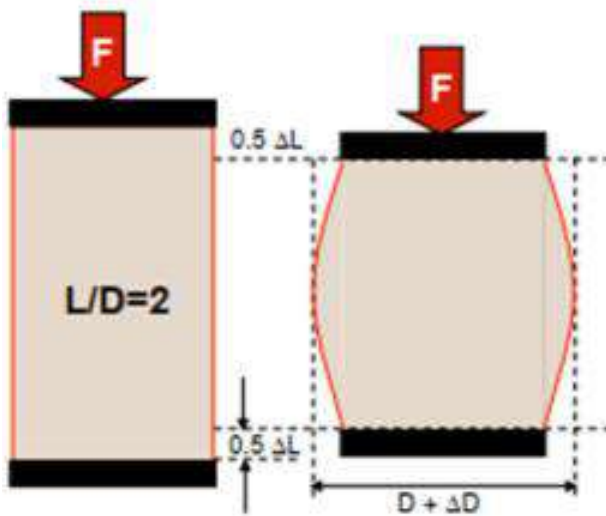
Gambar 4.8. (a) Penentuan Modulus Young Secant, (b) Modulus Young Tangen, dan (c) Modulus Young Avearge (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014)

Rasio Poisson (ν) adalah nilai absolut dari rasio regangan lateral terhadap regangan aksial. Ketika suatu bahan diregangkan dalam satu arah, bahan tersebut cenderung berkontraksi atau mengembang sangat sedikit pada dua arah lainnya. Namun, ketika material didorong, material tersebut mengembang ke dua arah lainnya atau, dalam kasus yang jarang terjadi, berkontraksi. (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014).

Nilai regangan lateral dan regangan aksial dapat ditentukan dengan persamaan berikut.

$$\text{Regangan aksial } (\epsilon_l) = \frac{\Delta D}{D}$$

$$\text{Regangan aksial } (\epsilon_A) = \frac{\Delta L}{L}$$



Gambar 4.9. Perubahan bentuk contoh batuan dalam pengujian UCS (Rai, Kramadibrata and Wattimena, 2014)

Dalam deformasi elastis mekanis, kecenderungan suatu material untuk berkontraksi atau memuai tegak lurus terhadap suatu beban disebut efek Poisson. Oleh karena itu, ketika tegangan aksial diterapkan pada sampel batuan berbentuk silinder, sampel tersebut akan mengalami regangan baik secara aksial maupun lateral, dan rumus di bawah ini dapat digunakan untuk menentukan rasio *Poisson*.

$$\nu = \frac{\varepsilon_l}{\varepsilon_A}$$

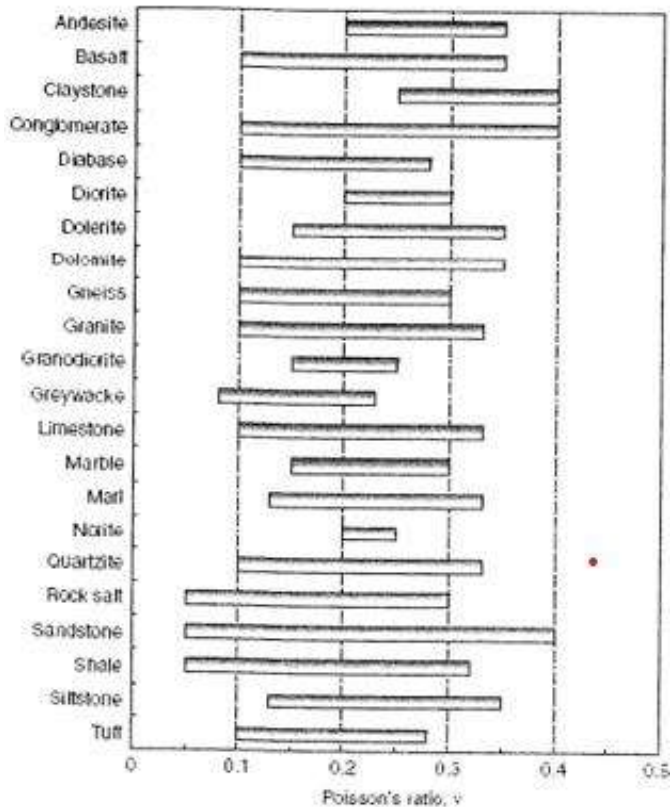
Dimana

ν = Nisbah Poisson

ε_l = Regangan lateral (mm)

ε_A = Regangan aksial (mm)

Beberapa faktor yang mempengaruhi kurva tegangan-regangan pada uji kuat tekan bebas antara lain bentuk dan geometri sampel batuan, kondisi pelat tekan, kekakuan mesin press, kondisi lingkungan sampel batuan, kadar air, dan suhu, kepadatan curah, kandungan mineral, ukuran partikel, isotropik.



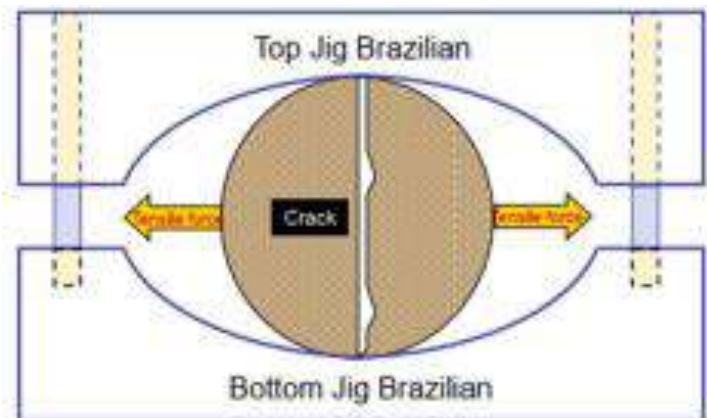
Gambar 4.10. Nilai *Poisson Ratio* (v) dari berbagai jenis batuan

4.3.3 Kuat Tarik Brazilian

Kekuatan tarik suatu material didefinisikan sebagai tegangan tarik maksimum yang dapat dihasilkan material tersebut (Purposes, 1970). Kekuatan tarik adalah nilai tegangan maksimum yang akan dialami suatu sampel material dalam uji tarik untuk mematahkan suatu batuan pada kondisi tertentu.

Dalam mekanika batuan, pengetahuan tentang kekuatan tarik batuan digunakan dalam penambangan mineral, dalam persiapan operasi pengeboran dan penggalian, untuk menganalisis kekuatan batuan dan stabilitas atap dan kubah bukaan bawah tanah dari zona tarik batuan penting. Hal ini juga diperlukan di bidang konstruksi batuan lainnya.

Uji Brazilian dilakukan untuk mengetahui secara tidak langsung kekuatan tarik dari sampel uji batuan, sedangkan metode tidak langsung untuk menguji kekuatan tarik batuan.



Gambar 4.11. Pengujian kuat tarik Brazilian dan susunan Jig

Kuat tarik suatu contoh batuan dapat dihitung dengan persamaan berikut.

$$\sigma_t = \frac{2F}{\pi Dt}$$

Dimana

σ_t = Kuat tarik (MPa)

F = Gaya tarik yang menyebabkan batuan hancur (N)

D = diameter contoh batuan (mm)

t = tebal contoh batuan (mm)

Hasil pengujian ini pada contoh uji batuan ditunjukkan pada gambar



Gambar 4.12. Contoh batuan hasil uji kuat tarik Brazillian

Nilai uji kuat tarik batuan hanya sekitar 10% dari nilai kuat tekan bebas (Jumikis, 1983). Perbandingan UCS dan UTS yang sering disebut dengan indeks kerapuhan (*Brittleness Index*) diketahui berguna dalam memperkirakan kinerja alat pengeboran. Rasio yang lebih besar dapat meningkatkan kinerja peralatan pemotongan dan pengeboran berkali-kali lipat. Semakin tinggi nilai BI maka semakin tinggi pula kinerja alat pemotong tersebut. Kerapuhan bervariasi dengan kombinasi linier antara beban dan perpindahan, Tabel 4.3 menunjukkan klasifikasi indeks kerapuhan.

Tabel 4.3. Klasifikasi Index Kerapuhan

Index Kerapuhan σ_c/σ_t	Keterangan
6-7	Sangat keras (<i>tough</i>) dan plastik
7-8	Keras (<i>tough</i>) dan plastik
8-12	Rata-rata jenis batuan
12-15	Sangat getas tidak plastik
15-20	Sangat getas

4.3.4 Kuat Tekan Triaxial (*Triaxial Compressive Strength*)

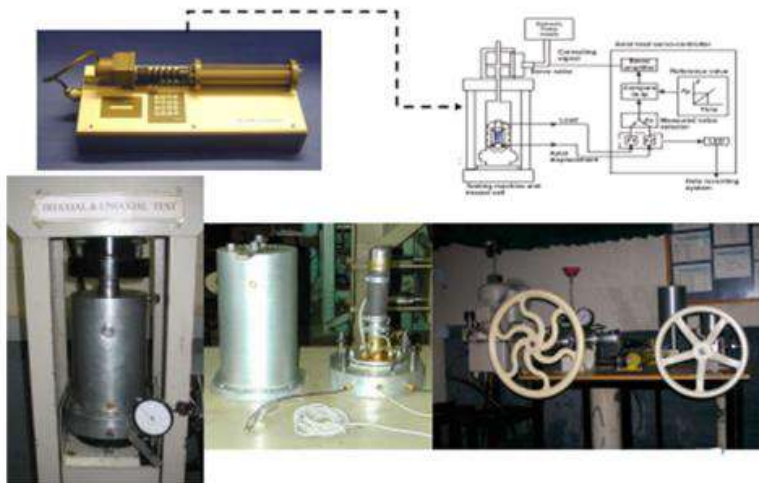
Aktivitas yang dilakukan manusia pada batuan, seperti permasalahan pondasi, pemanfaatan batu sebagai bahan bangunan, penggalian batuan dari bawah permukaan bumi untuk keperluan konstruksi sipil, dan penggalian bawah tanah, erat kaitannya dengan permasalahan mekanika batuan. Salah satu pengujian dalam mekanika batuan adalah pengujian triaksial. Ini digunakan untuk menentukan kekuatan batuan di bawah tiga komponen tegangan menggunakan persamaan kriteria keruntuhan batuan. Kekuatan batuan pada kondisi tarik triaksial sangat berguna sebagai parameter desain bukaan bawah tanah. Kriteria kegagalan yang umum digunakan saat memproses data uji triaksial adalah kriteria Mohr-Coulomb.

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi$$

Hasil pengujian triaksial pada sampel batuan direpresentasikan dengan kurva Mohr-Coulomb, sehingga parameter rekayasa batuan dapat diinterpretasikan dalam bentuk kekuatan batuan yaitu kurva karakteristik (*strength envelope*), kuat

geser, gaya kohesif, dan tegangan normal (*stress normal*), sudut gesek (*friction angle*).

Sistematis pengujian triaxial ditunjukkan pada Gambar 7.13 Yang terdiri dari mesin kuat tekan dengan sel triaxial, dalam pengujiannya sebuah pembangkit tekanan pemampatan yang bersifat manual digunakan untuk memberikan tekanan pemampatan hidrolik di dalam sel triaxial. Pengukuran tegangan aksial, tekanan pemampatan, perpindahan aksial juga diukur dengan alat masing-masing, *load cell*, *pressure transducer*, dan *dial gauge* atau LVDT.



Gambar 4.13. Sistematis alat pengujian kuat tekan triaxial

Dalam pengujian triaxial pada contoh batuan terdapat beberapa faktor yang mempengaruhi diantaranya pengaruh tekanan pemampatan pada hasil uji triaxial. Peningkatan tekanan pemadatan meningkatkan kekuatan batuan sekaligus menghambat terbentuknya retakan pada batuan. Kondisi ini diindikasikan oleh berkurangnya deformasi yang terbentuk pada contoh batuan dengan semakin besarnya tekanan pemampatan. Pengaruh tekanan pori pada hasil pengujian triaxial dimana semakin tinggi tekanan pori pada contoh batuan akan menurunkan kekuatan contoh batuan tersebut. Pada pengujian triaksial, pengaruh kenaikan temperatur dapat meningkatkan kekuatan sampel batuan dan menurunkan kekuatan batuan.

Secara umum, kekuatan batuan meningkat seiring dengan meningkatnya laju deformasi, dan bentuk serta dimensi sampel batuan juga mempunyai pengaruh yang signifikan terhadap hasil triaksial. Kekuatan contoh batuan juga dipengaruhi oleh nisbah panjang terhadap diameter (L/D) contoh batuan dan akan menurun seiring dengan kenaikan nisbah tersebut. Dalam properti batuan dikenal dengan sifat anisotropik atau bervariasi terhadap arah. Batuan beku merupakan batuan yang paling isotropik dibandingkan batuan metamorf dan sedimen, dan batuan metamorf merupakan batuan yang paling anisotropik.

4.3.5 Kuat Geser Langsung (*Direct Shear Test*)

Massa batuan di alam mempunyai daerah diskontinuitas, seperti retakan, daerah berlapis, dan patahan. Pada kedalaman yang dangkal, tegangan yang diberikan sangat kecil atau dapat diabaikan. Deformasi dan patahan yang terjadi pada batuan utuh dan massa batuan terutama dikendalikan oleh geseran pada diskontinuitas dan sifat fisik partikel batuan utuh, termasuk permukaan geser dan geser.

Contohnya termasuk lereng dan jalan tambang terbuka, dalam mendesain lereng, kita perlu mengetahui parameter-parameter kuat geser batuan, yakni kohesi (C) dan sudut gesek dalam (ϕ). Kohesi adalah gaya tarik menarik antara partikel dalam batuan yang dinyatakan sebagai koefisien kohesi (C) dalam satuan berat per satuan luas atau MPa. Jika besar tegangan geser (τ) lebih besar dari besar koefisien kohesi (C), batuan akan mengalami failure dikarenakan gaya tarik menarik antara partikel dalam batuan tidak dapat menahan tegangan geser yang diberikan. Semakin besar kekuatan batuan akan menghasilkan koefisien kohesi (C) yang semakin besar pula.

Sudut gesek dalam (ϕ) adalah sudut yang terbentuk dari perbandingan tegangan normal dan tegangan geser pada suatu material atau batuan. Dengan kata lain, sudut gesek dalam adalah sudut yang tercipta ketika batu mencoba meluncur. Semakin besar sudut gesek dalam suatu batuan maka semakin lama batuan tersebut dapat menahan beban yang diberikan.



Gambar 4.14. Sistematis Uji Geser Langsung

4.3.6 Sifat Dinamik Batuan (*Sonic Velocity Test*)

Ultrasonografi termasuk dalam kelompok getaran mekanis yang menghasilkan gaya mekanis ketika merambat melalui suatu medium. Oleh karena itu, gelombang ini ditentukan oleh elastisitas medium rambatnya. Fenomena ini muncul sebagai perubahan panjang gelombang USG saat merambat melalui media dengan elastisitas berbeda.

Salah satu sifat dinamis batuan adalah kecepatan rambat gelombang ultrasonik.

Pengukuran kecepatan rambat USG pada suatu sampel batuan sebaiknya dilakukan pada sampel batuan yang akan diuji kuat tekannya, sebelum dilakukan uji kuat tekan. Metode yang paling umum untuk mengukur kecepatan rambat ultrasonik adalah dengan menggunakan transduser kristal piezoelektrik untuk menerapkan pulsa ke salah satu ujung sampel batuan dan menerima getaran dari transduser kristal kedua di ujung lain batuan tersebut. Dua jenis transduser yang umum digunakan dalam pengujian ini: primer dan sekunder.

Prinsip pengujian ini adalah mengukur waktu yang diperlukan gelombang untuk merambat melalui sampel batuan dengan menggunakan PUNDIT (*Instrumen Uji Tampilan Digital*

Non-Destruktif Unit Portabel). Selanjutnya, carilah laju difusi dengan membagi panjang batuan dengan waktu difusi. Rumus yang digunakan untuk menghitung kecepatan rambat gelombang primer (V_p).

$$V_p = \frac{L}{t_p} \text{ (m/s)}$$

Dimana

V_p = kecepatan rambat gelombang primer

t_p = Waktu yang diperlukan gelombang primer untuk merambat sepanjang sampel (dalam detik)

L = Panjang contoh (m)

4.4 Sifat Keteknikan Diskontinuitas

Massa batuan yang berhubungan dengan diskontinuitas seperti bidang bedding, kekar, zona geser dan patahan. Di kedalaman dangkal, tegangannya rendah, material batuan utuh akan mengalami keruntuhan minimal dan perilaku massa batuan dikendalikan dengan bidang gelincir pada diskontinuitas. Saat menganalisis stabilitas sistem diskontinuitas pada batuan, penting untuk memahami faktor-faktor yang mempengaruhi kekuatan geser diskontinuitas.

Gambar 4.15 menunjukkan uji indeks yang dibutuhkan untuk mendapatkan karakteristik diskontinuitas pada batuan terkekarkan. Pada kolom satu merupakan penentuan kuat geser batuan terkekarkan dengan pengujian geser langsung, contoh uji yang digunakan adalah contoh uji dari inti yang menyerupai tabung atau contoh uji dengan permukaan bergerigi atau contoh uji berbentuk persegi panjang. Sebuah gaya normal (N) diterapkan pada setiap sampel uji, bekerja tegak lurus terhadap permukaan geser sampel uji.

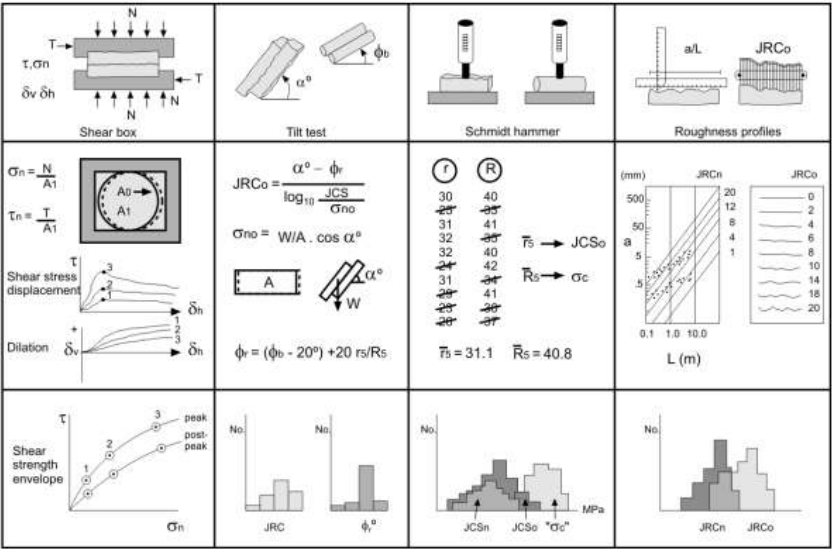
Hasil uji kuat geser langsung ditampilkan dalam bentuk kurva hubungan perpindahan horizontal versus kuat geser dan kurva perpanjangan.

Selain pengujian kuat geser langsung, penentuan kuat geser batuan terkekarkan didasarkan pada uji *tilt* yang berada pada kolom kedua. Pada pengujian *tilt* contoh uji yang digunakan adalah contoh uji yang mewakili batuan terkekarkan, hasil pengujian berupa sudut

tilt (α), pengujian tilt selanjutnya untuk contoh uji *sawn-surface*, *two core* dan *three core* untuk memperoleh *basic friction angle* (ϕ_β).

Pada kolom ketiga perlu dilakukan uji indeks Schmidt Hammer untuk mengestimasi nilai *Joint Wall Compressive Strength* (JCS) dan pendekatan kuat tekan uniaksial pada batuan utuh atau *intact rock*, rata-rata hasil pembacaan *weathered surface rebound number* (r_5) untuk mengestimasi nilai JCS dan rata-rata hasil pembacaan *Unweathered surface rebound number* (R_5) untuk memperoleh nilai kuat tekan uniaksial.

Kolom keempat merupakan pendekatan untuk mengestimasi profil kekasaran dari contoh uji yang mewakili batuan terkekarkan menggunakan sisir Barton kemudian divalidasi dengan Tabel Profil Kekasaran JRC (Barton and Choubey, 1977). Metode alternatif untuk mengestimasi nilai JRC menggunakan metode a/L dengan mengukur amplitudo permukaan kekasaran (Barton, Bandis and Bakhtar, 1985).



Gambar 4.15. Pengujian indeks yang dibutuhkan untuk mendapatkan karakteristik diskontinuitas (Barton, 1973)

4.4.1 Kuat Geser Diskontinuitas

Perilaku dari diskontinuitas batuan alami dan mengajukan suatu persamaan empiris untuk mengestimasi kuat geser pada batuan yang dipengaruhi oleh kekasaran diskontinuitas, kuat tekan dinding diskontinuitas, dan tegangan normal yang bekerja pada bidang diskontinuitas (Barton, 1973).

$$\tau = \sigma_n \tan \left(JRC \log_{10} \frac{JCS}{\sigma_n} + \phi_b \right)$$

Dimana:

τ = Kuat geser (MPa)

σ_n = Tegangan normal yang bekerja pada bidang *joint* (MPa)

JRC = *Joint Roughness Coefficient*

JCS = *Joint Wall Compression Strength*

ϕ_b = *Basic friction angle* (°)

Persamaan dikoreksi kembali ketika dilakukan pengujian kuat geser langsung yang dilakukan terhadap 136 contoh uji *weathered rock joints* dengan 8 tipe litologi batuan yang berbeda (Barton and Choubey, 1977), sehingga persamaan tersebut berubah menjadi:

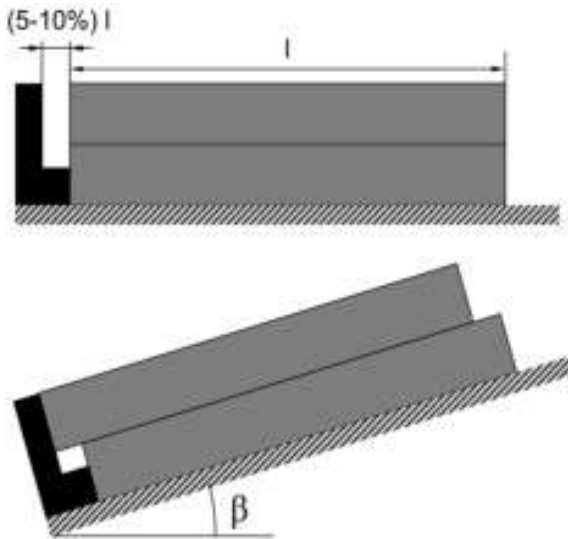
$$\tau = \sigma_n \tan \left(JRC \log_{10} \frac{JCS}{\sigma_n} + \phi_r \right)$$

Dimana:

ϕ_r = *Residual friction angle*

4.4.2 Tilt Diskontinuitas

Basic friction angle adalah salah satu parameter yang diperlukan dalam mengestimasi kuat geser batuan terkekarkan. Parameter ini bisa ditentukan dari beberapa pengujian di laboratorium, salah satunya pengujian tilt dimana contoh uji pada bagian tengahnya dibuat rata (*swan-surface*) atau permukaan kasar dan kondisi contoh uji dalam keadaan segar dan tidak terlapukkan (Alejano *et al.*, 2018).



Gambar 4.16. Skema Pengujian *Tilt* (Alejano *et al.*, 2018)

Nilai α diperoleh dari pergeseran sampel batuan terkekarkan bagian atas bergeser sejauh 10% dari total panjang sampel. Pada Gambar 4.16 menunjukkan bahwa jarak geser maksimum tidak boleh melebihi 10% dari panjang sampel, hal ini bertujuan untuk meminimalkan pemolesan pada permukaan bidang kontak (Alejano *et al.*, 2018).

$$\sigma_n = \frac{W}{A} \cos \alpha$$

$$JRC = \frac{\alpha - \phi_b}{\log_{10} \frac{JCS}{\sigma_n}}$$

Dimana:

W : berat batuan terkekarkan (gram)

A : luas bidang diskontiu (m^2)

α : sudut *tilt* dari batuan terkekarkan ($^\circ$)

ϕ_b : *basic friction angle* ($^\circ$)

JCS : *Joint Compressive Strength* (MPa)

σ_n : tegangan normal yang bekerja pada bidang kekar (MPa)

Pengujian *tilt* memiliki keakuratan tinggi pada bidang lemah dengan nilai JRC kurang dari 8. Sedangkan untuk nilai JRC yang lebih besar dari 8 direkomendasikan menggunakan uji *push* atau uji

shearbox dimana sampel akan diberi tegangan secara horizontal. (Barton and Choubey, 1977)

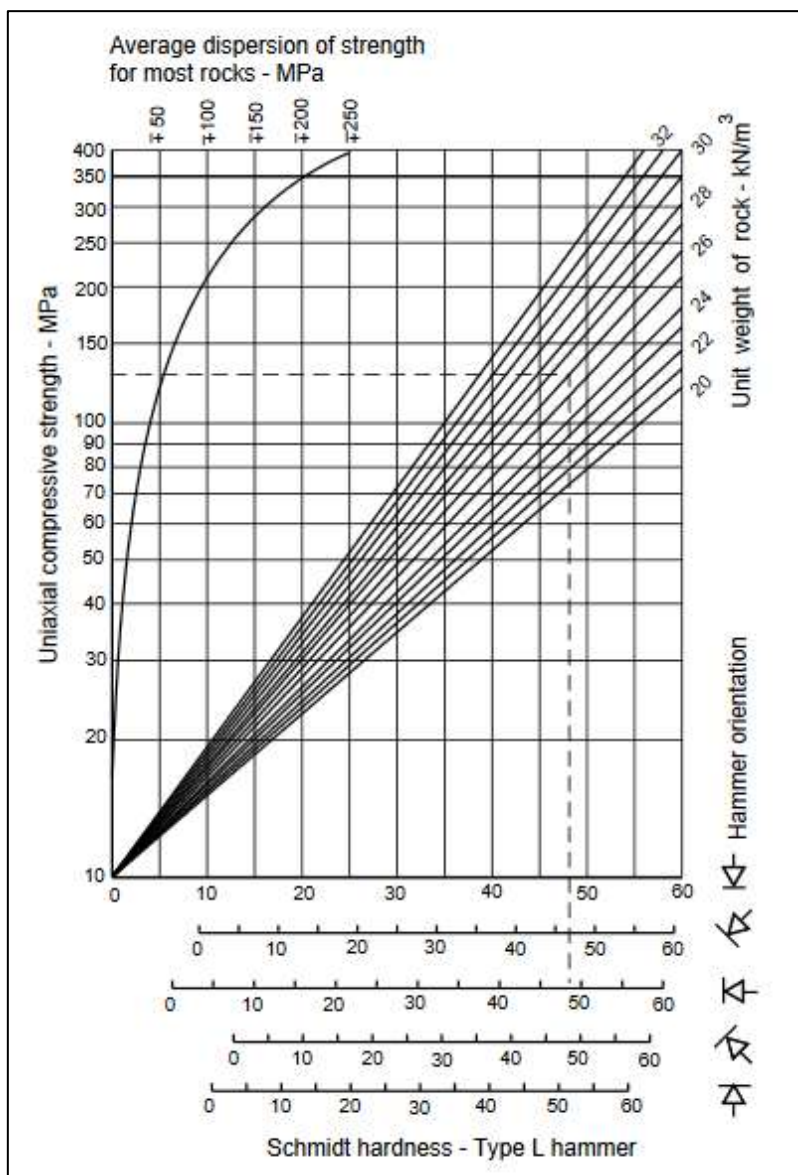
4.4.3 Joint Wall Compression Strength

Metode yang direkomendasikan untuk mengestimasi *joint wall compressive strength* yang dipublikasi ISRM adalah menggunakan *Schmidt Hardness* yang diajukan oleh Deere dan Miller (1966) yang diilustrasikan pada Gambar 4.17. Pendekatan dalam mengestimasi JCS yang mana kondisi batuan segar nilai JCS sama dengan σ_c sedangkan kondisi batuan terlapukan nilai JCS sama dengan $\frac{1}{4}\sigma_c$ (Deere and Deere, 1989), (Barton, 1973)

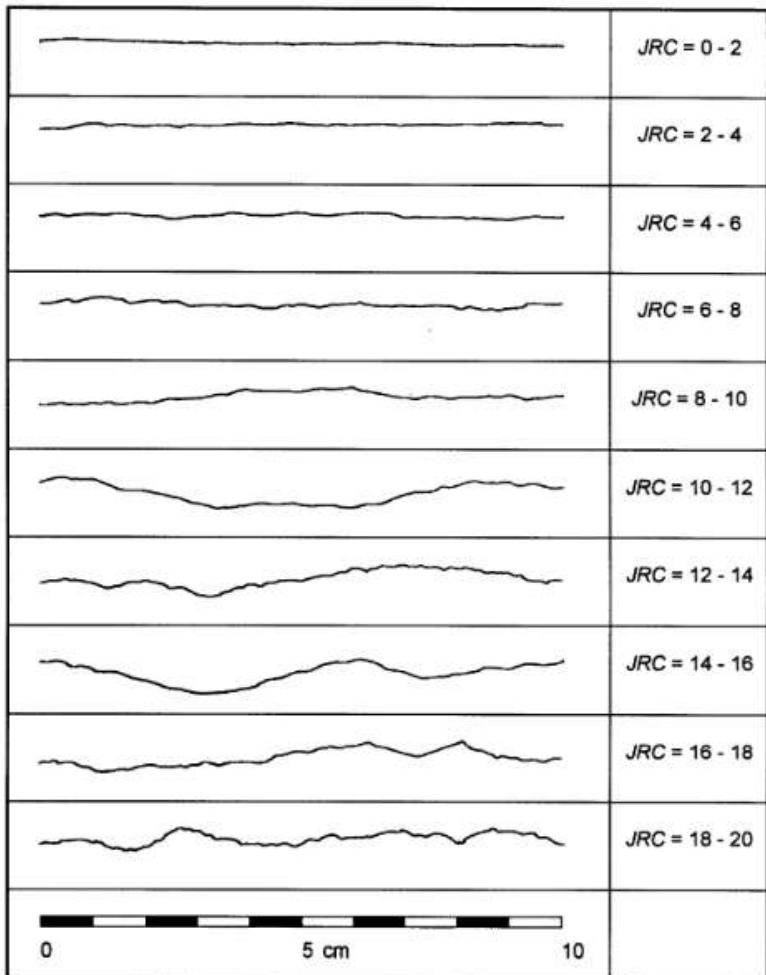
4.4.4 Joint Roughness Coefficient

Kekasaran (*roughness*) merupakan bidang geser berdasarkan kondisi struktur geologinya (P.G.F., 1978). Menurut Gresselli (2001), Kekasaran permukaan diskontinuitas mempengaruhi kuat geser batuan pada tingkat tegangan normal sampai dengan 20% kuat tekan batuan. Kekasaran permukaan bidang lemah merupakan pengukuran kualitatif tingkat kehalusan dari batuan terkekar (Johansson, 2014) dan biasanya dilambangkan menggunakan *Joint Roughness Coefficient* (JRC) yang dikembangkan oleh Barton (Barton and de Quadros, 1997), sebagaimana terlihat pada Gambar 7.18. JRC merepresentasikan kekasaran bidang geser dalam skala kecil yang bervariasi dari 0 sampai 20, dimana JRC=20 sebagai permukaan yang paling kasar.

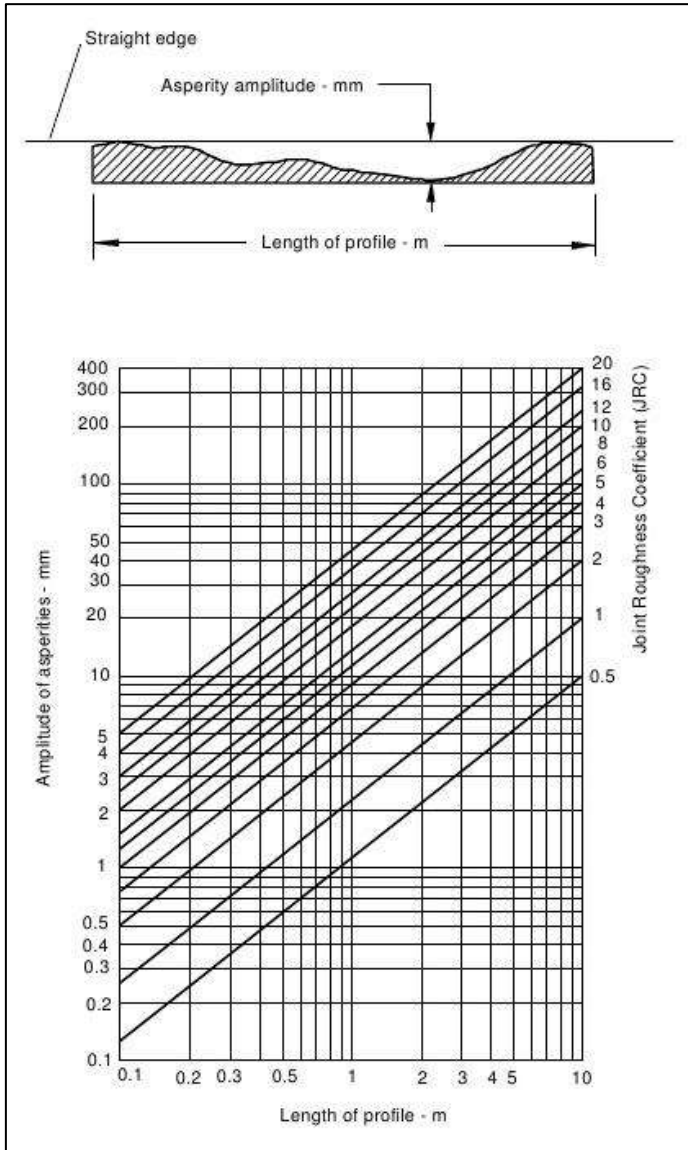
Barton dan Choubey (1977) mengusulkan tabel profil bidang lemah sebagai salah satu pendekatan JRC versi dua dimensi. JRC tersebut digunakan pada perhitungan matematis untuk mengestimasi kuat geser yang berhubungan dengan parameter lain seperti tegangan normal, kuat tekan uniaksial dan sudut geser dalam (Barton and Choubey, 1977). Metode alternatif untuk mengestimasi nilai JRC menggunakan metode *a/L* dengan mengukur amplitudo permukaan kekasaran (Barton, Bandis and Bakhtar, 1985) sebagaimana yang ditunjukkan pada Gambar 4.19 untuk penentuan nilai JRC digunakan sebagai parameter yang berpengaruh pada kekuatan geser batuan terkekarkan.



Gambar 4.17. Estimasi *joint wall compressive strength* dari Schmidt Hardness (Barton, Bandis and Bakhtar, 1985)



Gambar 4.18. Profil kekasaran dan menyesuaikan nilai JRC (Barton and de Quadros, 1997)



Gambar 4.19. Metode Alternatif untuk estimasi JRC dari pengukuran amplitudo permukaan kekasaran (Barton and Choubey, 1977)

DAFTAR PUSTAKA

- Alejano, L.R. *et al.* (2018) 'ISRM Suggested Method for Determining the Basic Friction Angle of Planar Rock Surfaces by Means of Tilt Tests', 51(12), pp. 3853–3859. Available at: <https://doi.org/10.1007/s00603-018-1627-6>.
- Barton, N. (1973) 'Review of a new shear-strength criterion for rock joints', *Engineering geology*, 7(4), pp. 287–332.
- Barton, N., Bandis, S.C. and Bakhtar, K. (1985) 'Strength, deformation and conductivity coupling of rock joints', in *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts*. Elsevier, pp. 121–140.
- Barton, N. and Choubey, V. (1977) 'The shear strength of rock joints in theory and practice', *Rock mechanics*, 10, pp. 1–54.
- Barton, N. and de Quadros, E.F. (1997) 'Joint aperture and roughness in the prediction of flow and groutability of rock masses', *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 34(3–4), pp. 252–e1.
- Culshaw, M.G. (2015) 'Ulusay, R (ed.), 2015. The ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitoring: 2007–2014: Cham, Switzerland: Springer. DOI 10.1007/978-3-319-007713-0', *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74(4), pp. 1499–1500.
- Deere, D.U. and Deere, D.W. (1989) *Rock Quality Designation (RQD) after Twenty Years*. DEERE (DON U) CONSULTANT GAINESVILLE FL.
- Griffith, A.A. (1921) 'VI. The phenomena of rupture and flow in solids', *Philosophical transactions of the royal society of london. Series A, containing papers of a mathematical or physical character*, 221(582–593), pp. 163–198.
- Hudson, J.A., Cornet, F.H. and Christiansson, R. (2003) 'ISRM Suggested Methods for rock stress estimation—Part 1: Strategy for rock stress estimation', *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7–8), pp. 991–998.
- Hudson, J.A. and Harrison, J.P. (2000) *Engineering rock mechanics: an introduction to the principles*. Elsevier.
- Jumikis, A.R. (1983) 'Rock mechanics'.

- Müller, L. (1969) *Fundamentals of rock mechanics*. Springer.
- P.G.F. (1978) 'Rock slope engineering', *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 15(1). Available at: [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(78\)90720-9](https://doi.org/10.1016/0148-9062(78)90720-9).
- Purposes, A.C.D.-18 on S. and R. for E. (1970) *Special procedures for testing soil and rock for engineering purposes*. ASTM International.
- Rai, M.A., Kramadibrata, S. and Wattimena, R.K. (2014) 'Mekanika batuan', *Bandung: Penerbit ITB*, pp. 19–20.
- Talobre, M.J. (1952) 'L'état actuel de la technique des conduites forcées souterraines', *La Houille Blanche*, 38(sup2), pp. 513–531.
- Ulusay, R. (2022) 'Standardization for rock characterization and testing, implementation issues in practice and future trends: Highlighting the ISRM Suggested Methods', in *Symposium of the Macedonian Association for Geotechnics*. ISRM, p. ISRM-MAG.

BAB 5

JENIS STRUKTUR GEOLOGI

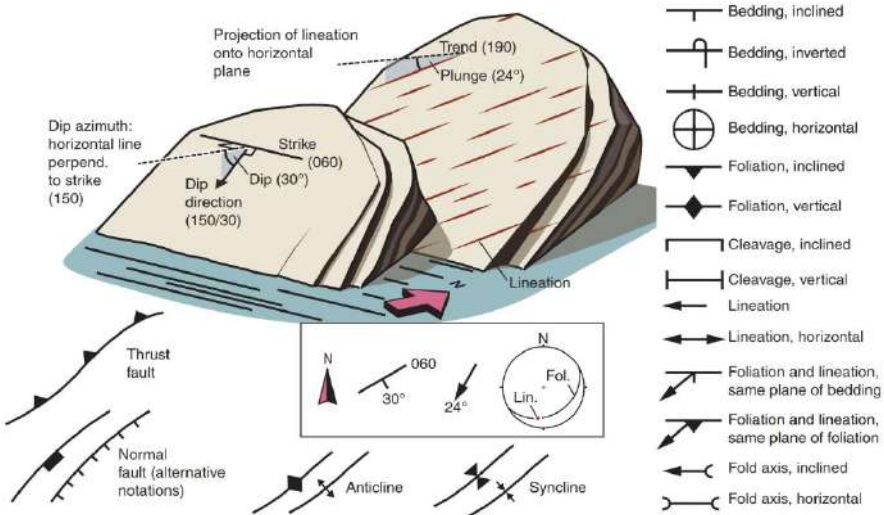
Oleh Masri

5.1 Pendahuluan

Geologi struktur adalah cabang ilmu geologi yang mempelajari lipatan, sesar, dan struktur deformasi lainnya di litosfer – berupa arsitektur, gejala, dan mekanisme pembentukannya. Objek struktur geologi dapat berupa fitur yang panjangnya ratusan kilometer hingga skala mikroskopis. Orientasi bidang struktur dinyatakan dengan nilai strike (jurus) dan dip (kemiringan). Strike adalah perpotongan antara bidang struktur dan bidang horisontal, nilai strike adalah sudut antara garis strike terhadap arah azimuth. Pada Gambar 5.1, kedudukan lapisan miring adalah $N060^{\circ}E/30^{\circ}SE$ dengan menggunakan aturan tangan kanan. Sebuah bidang juga dapat digambarkan dengan arah kemiringannya (*dip direction*). Pada dasarnya, arah kemiringan ditentukan dengan merotasi 90° orientasi strike searah jarum jam. Selain itu, struktur garis diwakili oleh arah trend (penunjaman) dan plunge (besar penunjaman). Trend adalah proyeksi struktur garis pada bidang horisontal, dan besar penunjaman adalah sudut antara garis trend dan struktur garis pada bidang. Dalam beberapa kasus, nilai *pitch* juga diukur, yaitu sudut oleh struktur garis dan jurus bidang. Tipe dan orientasi kedudukan struktur geologi juga dapat dicantumkan dalam peta geologi. Beberapa simbol umum yang menunjukkan jenis dan tipe struktur geologi juga dapat dilihat pada Gambar 5.1.

Unsur struktur geologi dapat berupa bidang kontak, struktur primer, dan struktur sekunder yang membentuk bidang diskontinuitas berupa bidang lemah yang memisahkan blok batuan (Twiss dan Moores, 1992). Pada kegiatan rekayasa geologi teknik, kehadiran bidang lemah sangat mempengaruhi stabilitas bangunan rekayasa yang dikerjakan. Beberapa potensi longsoran pada lereng batuan dapat terjadi oleh interaksi orientasi lereng terhadap diskontinuitas penyusun lereng (Wyllie dan Mah, 2017), begitu pula

dengan arah penggalian dan geometri terowongan yang juga ditentukan oleh orientasi rekahan dan struktur geologi pada tubuh batuan (Palmstrom dan Stille, 2015). Umumnya kontrol diskontinuitas terhadap kegiatan rekayasa meliputi aspek orientasi, densitas, kondisi, dan kekuatan diskontinuitas. Parameter ini digunakan pada berbagai analisis, seperti analisis kinematika, klasifikasi massa batuan, hingga pemodelan numerik (Kliche, 2019).



Gambar 5.1. Deskripsi foliasi (sebagai struktur bidang) dan lineasi (sebagai struktur garis) pada singkapan batuan. Juga disertakan beberapa simbol umum struktur geologi pada peta (Sumber: Fossen, 2016)

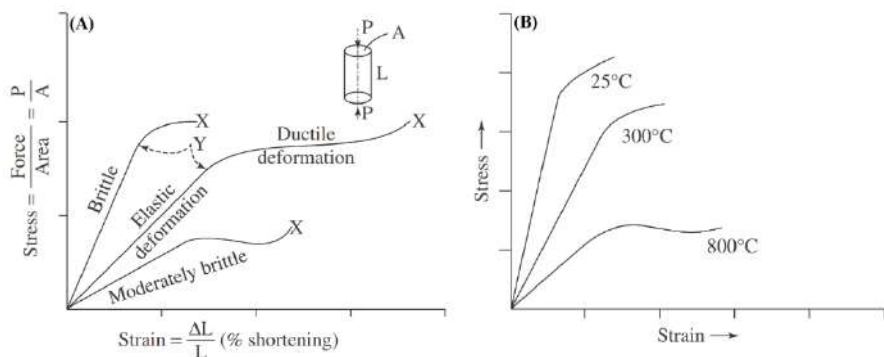
Bab ini berfokus pada konsep dasar struktur geologi terhadap kegiatan rekayasa geologi teknik. Bab ini diawali pada mekanisme deformasi pada batuan yang dibagi menjadi deformasi brittle (getas) dan deformasi ductile (teregang). Kedua tipe deformasi ini menghasilkan produk struktur geologi yang berbeda. Penjelasan berikutnya berfokus pada tipe struktur geologi yang terdiri atas: bidang kontak, rekahan, sesar, dan perlipatan. Bab ini ditutup dengan penjelasan beberapa kasus rekayasa yang melibatkan analisis geologi struktur.

5.2 Deformasi pada Batuan

Deformasi pada batuan menunjukkan perpindahan kolektif titik tertentu pada tubuh batuan relatif terhadap kerangka referensi eksternal. Deformasi menggambarkan perubahan geometri awal terhadap geometri akhir. Deformasi batuan dapat didefinisikan sebagai perubahan volume, bentuk, dan ukuran tubuh batuan. Deformasi tubuh batuan terjadi sebagai respons terhadap dikenakannya gaya pada batuan. Perubahan volume batuan dapat terjadi ketika tegangan selubung meningkat. Komponen-komponen dari deformasi tubuh batuan adalah translasi, rotasi, distorsi, dan dilatasi (Davis dkk, 2012).

Pada dasarnya ada tiga jenis gaya - kompresi, tensional, dan (shear) geseran - yang dapat mengubah bentuk batuan. Gaya tekan bersifat menekan dan memendekkan dimensi batuan, gaya tensional meregangkan tubuh batuan dan menariknya, dan gaya geser mendorong bagian-bagian yang berbeda dari suatu benda ke arah yang berlawanan, seperti bergeser. Ketika batuan berubah bentuk sebagai respons terhadap tegangan yang diberikan, batuan menunjukkan regangan, yang merupakan perubahan diferensial dalam ukuran, bentuk, dan volume batuan. Stres adalah gaya per satuan luas atau gaya yang bekerja pada suatu permukaan. Reologi batuan dapat berubah selama deformasi dalam responsnya terhadap perubahan tekanan, tergantung pada komposisi, temperatur, tegangan selubung, dan laju regangan (strain).

Deformasi pada batuan dapat dibagi menjadi deformasi brittle (getas) dan deformasi ductile (teregang). Deformasi brittle adalah regangan pada batuan yang diikuti dengan pembentukan rekahan. Umumnya terjadi jika batuan dengan kompetensi tinggi terdeformasi pada tekanan dan temperatur rendah. Deformasi ductile dicirikan oleh regangan pada batuan tanpa disertai pembentukan rekahan. Umumnya terjadi pada tekanan dan temperatur tinggi dengan laju tegangan yang lambat. Kedua deformasi ini juga dibedakan berdasarkan kurva tegangan regangan. Deformasi ductile membentuk kurva linear, sedangkan deformasi brittle membentuk kurva nonlinear (Gambar 5.2).



Gambar 5.2. Kurva tegangan-regangan. (A) Kurva deformasi brittle dan deformasi ductile (X: titik pecah; Y: titik plastis). (B) Kurva reologi batuan elastis dan plastis pada granit oleh variasi temperatur

(Sumber: Gangopadhyay, 2013)

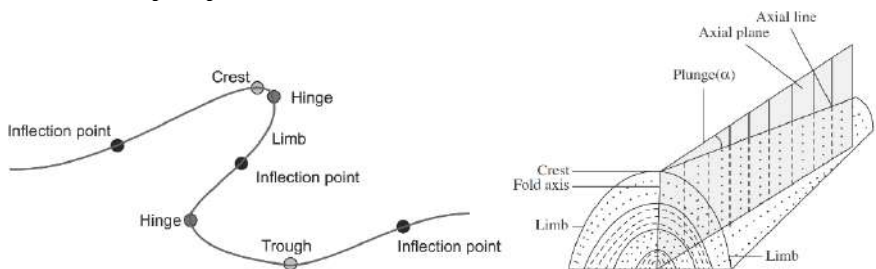
Deformasi pada batuan juga dikontrol oleh sifat elastisitasnya. Batuan yang terdeformasi dapat berubah bentuk. Namun jika tegangan dihilangkan, batuan dapat kembali ke bentuk semula, baik sebagian maupun seluruhnya. Pada deformasi elastis, batuan yang diberi tegangan akan kembali ke bentuk aslinya setelah pembebanan dihentikan. Jika setelah pembebanan, batuan tidak kembali ke bentuk semula disebut sebagai deformasi plastis. Pada deformasi plastis, batuan dapat mengalami *rupture* (pecah) jika kohesi batuan terlampaui. Tegangan yang diperlukan untuk menghasilkan *rupture* (rekahan) disebut sebagai kekuatan batuan (*ultimate strength*). Namun, beberapa tipe batuan seperti batulempung dapat menghasilkan rekahan, tanpa melampaui nilai kohesi. Di bawah mekanisme pembebanan dengan kompaksi, kandungan air pada lempung dapat dihilangkan, lempung menjadi kering dan kehilangan sifat plastisitasnya (Das dan Sobhan, 2018). Untuk itu tipe deformasi yang berbeda menghasilkan jenis struktur geologi yang berbeda. Pembahasan pada bab ini berfokus pada lipatan, sesar, dan kekar.

5.3 Lipatan

Lipatan adalah geometri khas pada batuan dicirikan dengan bentuk lengkung dan bergelombang selama deformasi. Lipatan terbentuk oleh tegangan kompresi, melalui mekanisme *buckling* dan *bending*. Lipatan adalah produk deformasi plastis dengan laju pembebanan rendah pada tekanan dan temperatur tinggi. Lipatan dapat berukuran mikro dalam skala centimeter bahkan hanya terlihat pada mikroskop petrografi hingga berukuran ratusan kilometer membentuk pegunungan. Selain dimensinya, deformasi juga mengontrol geometri dan jenis lipatan.

5.3.1 Geometri Lipatan

Geometri lipatan utama yang perlu dikenali adalah *crest* (puncak lipatan), *trough* (dasar lipatan), *limb* (sayap lipatan), *hinge* (pusat kelengkungan lipatan), sumbu lipatan, dan bidang sumbu lipatan (Gambar 5.3). Kemiringan bidang sumbu lipatan dan besar penunjaman sumbu lipatan menjadi parameter penting pada klasifikasi tipe lipatan.

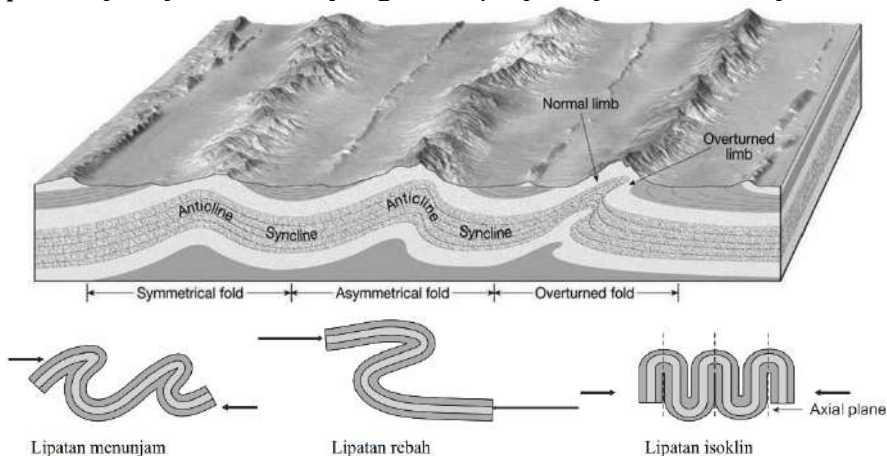


Gambar 5.3. Morfologi lipatan berupa sayap lipatan, sumbu lipatan, dan bidang sumbu lipatan
(Sumber: Gangopadhyay, 2013)

Geometri umum pada lipatan adalah antiklin dan sinklin. Antiklin adalah geometri lekukan cembung ke atas dari perlapisan terlipat, sedangkan sinklin adalah lekukan cembung ke bawah (Gambar 5.5). Pada antiklin, lapisan lebih muda berada pada sisi lengkung cembung lipatan, lapisan tua di bagian tengah (inti). Sebaliknya, pada sinklin lapisan lebih tua tua pada sisi lengkung cekung dan lapisan muda pada bagian tengah lipatan.

5.3.2 Klasifikasi Lipatan

Berdasarkan geometrinya, lipatan dapat dibagi berdasarkan orientasi sayap lipatan, kemiringan bidang sumbu lipatan, arah penunjaman sumbu lipatan, dan sudut antar sayap lipatan. Berdasarkan orientasi sayap lipatan, dibagi menjadi lipatan simetris, lipatan asimetris, dan lipatan rebah (*overturned fold*). Lipatan simetris menunjukkan geometri sayap yang simetris dengan bidang sumbu lipatan sebagai cerminnya (Gambar 5.4). Sayap lipatan memiliki kedudukan sama besar namun berbalik arah. Lipatan asimetris dicirikan dengan kemiringan sayap yang tidak sama besar. Sedangkan pada lipatan rebah, sayap lipatan berorientasi pada arah yang sama, umumnya membentuk sudut 10-20°. Lipatan ini menjadi penciri perlipatan intens yang berlanjut pada pembalikan lapisan.

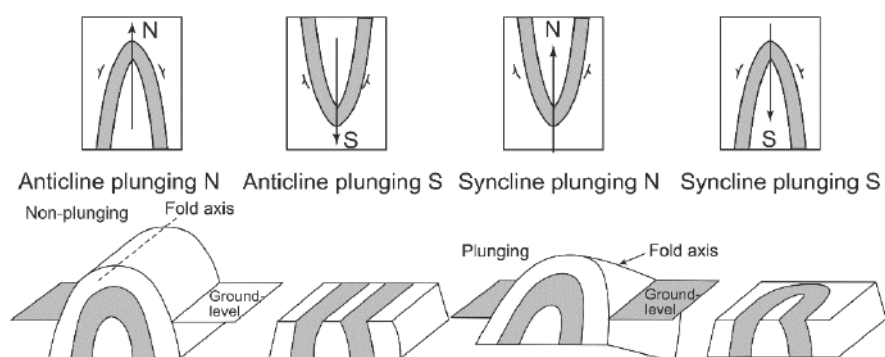


Gambar 5.4. Bentuk lipatan simetris, asimetris, lipatan rebah, dan lipatan isoklin
(Sumber: Duggal dkk., 2014)

Berdasarkan bidang sumbu lipatan, lipatan dibagi menjadi lipatan menunjam, lipatan horisontal, dan lipatan isoklin (Gambar 5.4). Lipatan menunjam jika kemiringan dan penunjaman sumbu lipatan membentuk sudut 10 - 80°. Lipatan ini terbentuk akibat tegangan bekerja membentuk sudut miring terhadap perlapisan batuan. Lipatan horisontal membentuk bidang sumbu lipatan sejajar horisontal diikuti oleh kedudukan sayapnya. Lipatan isoklin

terbentuk jika kemiringan sayap lipatan sama dengan kemiringan bidang sumbu lipatan dan sejajar satu dengan lainnya.

Berdasarkan arah penunjaman sumbu lipatan, lipatan dibagi menjadi lipatan menunjam dan lipatan tidak menunjam. Lipatan menunjam terbentuk jika sumbu lipatan miring terhadap horisontal. Arah penunjaman pada sinklin-antiklin pada peta dapat ditunjukkan pada Gambar 5.5. Pada lipatan dengan sumbu sejajar horisontal, lipatan tidak memunjam. Berdasarkan sudut antar sayap, lipatan juga dapat dikategorikan menjadi lipatan terbuka hingga lipatan tertutup. Lipatan terbuka dibentuk oleh sudut antar sayap berupa sudut tumpul dan lipatan tertutup berupa sudut lancip (Tabel 5.1).



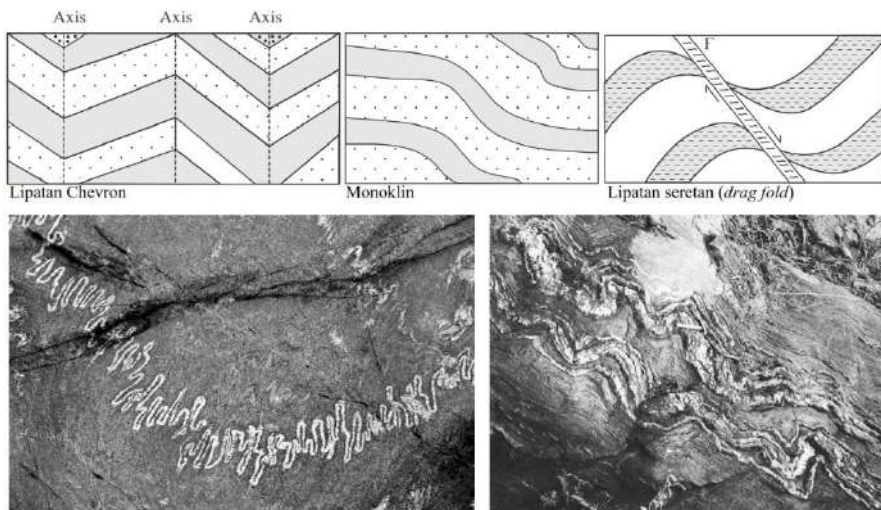
Gambar 5.5. Bentuk geometri lipatan menunjam dan tidak menunjam. Pada peta, lipatan meunjam dicirikan dengan perlapisan membentuk “V”
(Sumber: Duggal dkk., 2014)

Tabel 5.1. Klasifikasi lipatan berdasarkan sudut antar sayap

Sudut antar sayap (°)	Tipe Lipatan
180 – 120	Open
120 – 70	Gentle
70 – 30	Close
10 – 30	Tight
0 – 10	Isoclinal

(Sumber: Duggal dkk., 2014)

Selain klasifikasi tersebut, beberapa lipatan juga didefinisikan berdasarkan genesanya. Terdapat lipatan chevron, lipatan paralel, dengan sayap planar dan puncak lipatan berbentuk angular membentuk pola zig-zag. Monoklin merupakan lipatan oleh mekanisme *bending* (pembebanan vertikal) diakibatkan oleh pengangkatan, dicirikan oleh sayap lipatan tunggal. Lipatan seretan (*drag fold*) merupakan tipe lipatan khas sebagai struktur penyerta sesar (Gambar 5.6). Lipatan ini terbentuk jika lapisan keras seperti batupasir tertekuk selama pensesaran karena dikelilingi batuan lunak seperti serpih. Arah relatif pergerakan sesar dapat diinterpretasi dari geometri lipatan ini.

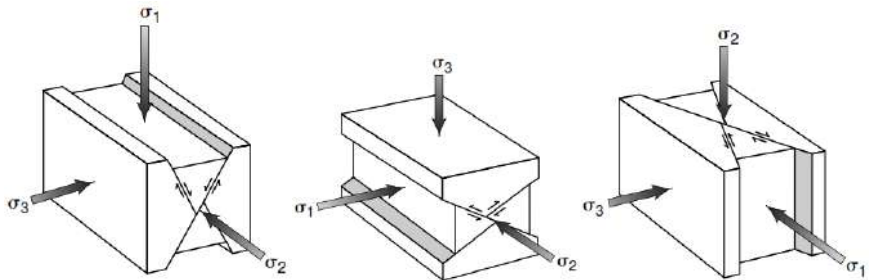


Gambar 5.6. Lipatan geometri khusus: lipatan chevron, monoklin, dan lipatan seretan. Pada deformasi *ductile* (umumnya pada metamorfisme tekanan dan temperatur tinggi) dapat dijumpai lipatan *ptygmatic* pada urat *quartzo-feldspathic* (gambar bawah) (Sumber: Gangopadhyay, 2013)

5.4 Sesar

Sesar adalah diskontinuitas/rekahan tipe mode-2 dengan mekanisme pergeseran yang signifikan pada deformasi getas. Pergeseran blok sesar dapat hadir dalam skala meter hingga kilometer, biasanya diperlukan pergeseran minimum 1 meter untuk dapat dikategorikan sebagai sesar. Kedudukan sesar digambarkan

dalam strike dan dip. Blok di atas bidang sesar disebut *hangingwall* dan bagian bawah blok sesar adalah *footwall*. Pergerakan di sepanjang bidang sesar dapat berupa (1) pergeseran sejajar arah kemiringan (sesar *dip-slip*), (2) pergeseran sejajar arah jurus (sesar *strike-slip*), (3) kombinasi pergeseran di sepanjang jurus dan kemiringan (sesar *oblique*), atau (4) sesar rotasi, pada satu blok sesar berotasi relatif terhadap blok sesar yang lain (Davis dkk., 2012, Marshak dan Mitra, 1988). Sesar terbentuk pada rezim kompresional dengan tegangan diferensial yang tidak sama besar ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Sesar normal merupakan sesar gravitasional oleh dominasi tegasan utama terbesar (σ_1) berarah vertikal diikuti tegasan utama minimum berarah horisontal (Gambar 5.7).

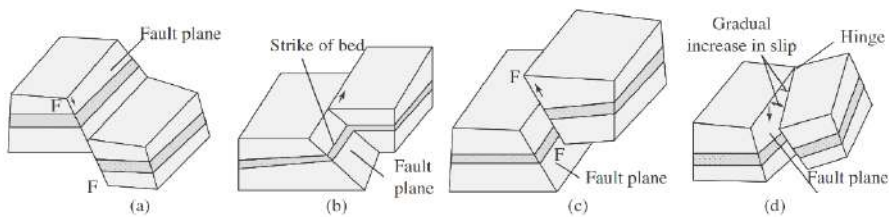


Gambar 5.7 .Hubungan arah tegasan utama dan pembentukan sesar

(Sumber: Davis dkk., 2012)

5.4.1 Klasifikasi Sesar

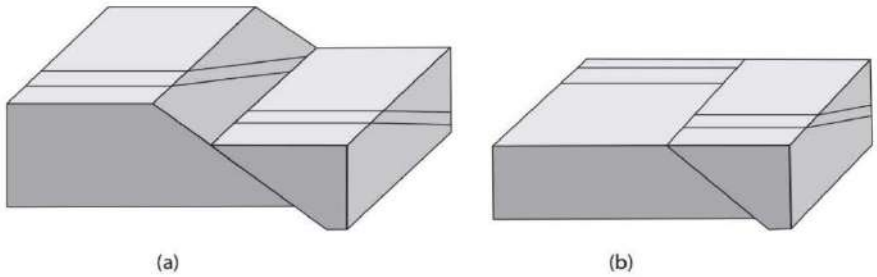
Sesar *dip-slip* dapat berupa salah satu dari tiga jenis: sesar normal, sesar naik, dan sesar anjak. Sesar normal adalah sesar dengan *hangingwall* bergerak relatif ke bawah terhadap *footwall*, sedangkan sesar naik adalah sesar dengan *hangingwall* bergerak relatif ke atas terhadap *footwall* (Gambar 5.8). Sesar anjak merupakan jenis sesar naik dengan kemiringan landai ($<15^\circ$). Sesar terbentuk oleh tegangan kompresional vertikal maupun horisontal. Sesar naik dapat terjadi karena tegangan utama terbesar horisontal diikuti tegangan utama terkecil membentuk *tensile* (tarikan) berarah vertikal. Sesar normal melibatkan pemanjangan kerak bumi, sedangkan sesar naik menunjukkan pemendekan kerak bumi.



Gambar 5.8 .Beberapa tipe sesar. (a) sesar normal, (b) sesar geser, (c) sesar oblique (miring), dan (d) sesar rotasi (pivotal)
(Sumber: Gangopadhyay, 2013)

Sesar geser (sesar transform) terjadi ketika blok sesar bergerak di sepanjang jurus sesar sejajar horisontal. Dua jenis sesar ini adalah sesar geser menganan (*dextral fault*) dan sesar geser mengiri (*sinistral fault*). Dengan berdiri di blok depan sesar dan menghadap ke bidang sesar, seseorang dapat mengamati bahwa sisi yang berlawanan memiliki pergerakan relatif ke kiri membentuk sesar geser mengiri (Gambar 5.8).

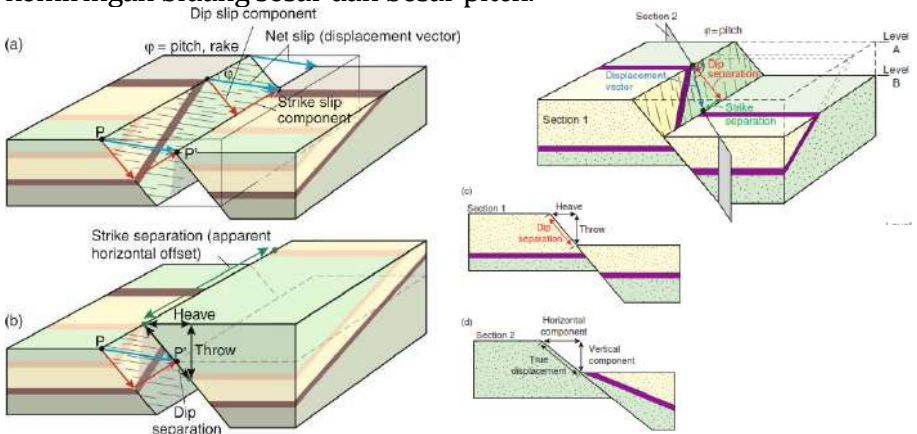
Jenis sesar berikutnya adalah sesar miring, yang juga dikenal sebagai sesar translasi. Sesar ini memiliki komponen *strike-slip* dan *dip-slip*. Sesar bergerak secara miring, memindahkan blok-blok terpisah dari titik A ke titik B. Jarak ini dikenal sebagai *net-slip*. Untuk sesar mendatar, cukup mudah untuk menentukan pergerakan relatif yang terjadi jika ada lapisan penanda (seperti seam batubara) pada blok sesar. Pada sesar *dip-slip* lebih sulit untuk menguraikan gerakan blok sesar karena erosional, setelah pensesaran. Biasanya blok sesar bagian atas tererosi lebih cepat daripada blok yang lebih rendah, menghasilkan permukaan horisontal di atasnya. Pada situasi seperti itu, kemiringan dari lapisan penanda digunakan untuk menentukan pergerakan relatif. Pada Gambar 5.9 arah perlapisan menunjam di bagian belakang blok. Jika bidang horisontal dilewatkan melalui blok tersebut, bidang pada elevasi yang lebih rendah secara berurutan akan memotong perlapisan lebih jauh ke bagian belakang blok. Dengan mempelajari Gambar 5.9, kita melihat bahwa *footwall* (kiri) berasal dari elevasi yang lebih rendah dibanding *hangingwall* (kanan) karena bergeser lebih jauh ke bagian belakang blok sesar. Ini berarti *footwall* bergerak relatif naik terhadap *hangingwall*, membentuk sesar normal.



Gambar 5.9. Interpretasi sesar normal (a) sebelum tererosi, (b) setelah tererosi
(Sumber: West dan Shakoor, 2018)

5.4.2 Geometri dan Anatomi Sesar

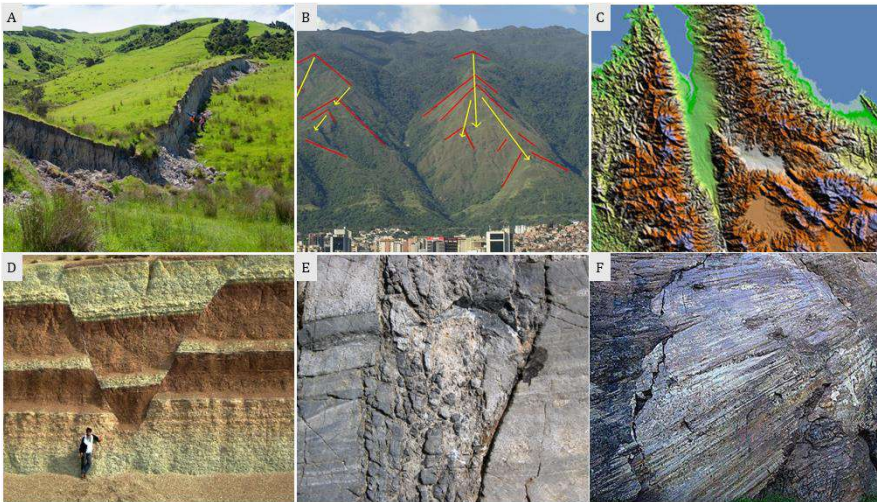
Dip-slip dan strike-slip adalah komponen dari netslip dalam arah strike dan dip. Lontaran vertikal (*throw*) adalah komponen vertikal dari netslip (atau dip-slip), sedangkan lontaran horisontal (*heave*) adalah komponen horisontal dari netslip. Pergerakan absolut sesar ditunjukkan pada orientasi netslip. Sudut yang dibentuk antara netslip dan jurus bidang sesar disebut sebagai *pitch* (*rake*). Umumnya sesar diklasifikasikan berdasarkan besar kemiringan bidang sesar dan besar *pitch*.



Gambar 5.10. Anatomi sesar, terdiri dari bidang sesar, *pitch* (*rake*), *heave*, *throw*, dan netslip
(Sumber: Fossen, 2016)

5.4.3 Identifikasi Sesar di Lapangan

Keberadaan sesar harus dipertimbangkan di awal investigasi pemilihan lokasi konstruksi. Beberapa ciri sesar dapat dikenali melalui beberapa fitur berikut: (1) fitur morfologi khas sesar, (2) urutan stratigrafi yang "terganggu", dan (3) fitur bidang sesar. Sesar dapat dikenali melalui fitur morfologi, seperti keterdapatannya gawir sesar pada kontur kontras yang memanjang pada peta topografi, bergesernya pegunungan, lembah, dan aliran sungai rektangular (McClay, 1991), ditambah mata air yang terorientasi. Fitur morfologi lain adalah kehadiran perbukitan membentuk falset segitiga dan trapesium berupa bidang planar blok sesar. Pada pengeboran, sesar umumnya dikenali berdasarkan zona hancuran, perlapisan stratigrafi yang hilang, perlapisan stratigrafi yang berulang, dan berubahnya kedudukan perlapisan. Pada singkapan, sesar dikenali dengan pergeseran perlapisan, kehadiran gores garis berupa bidang planar, breksiasi, *gauge*, dan zona hancuran.



Gambar 5.11. Berbagai indikator sesar (A) gawir, (B) triangular falset, (C) Kontras kontur, (D) Pergeseran perlapisan, (E) breksiasi dan zona hancuran, (F) gores garis sesar. (Olahan dari berbagai sumber)

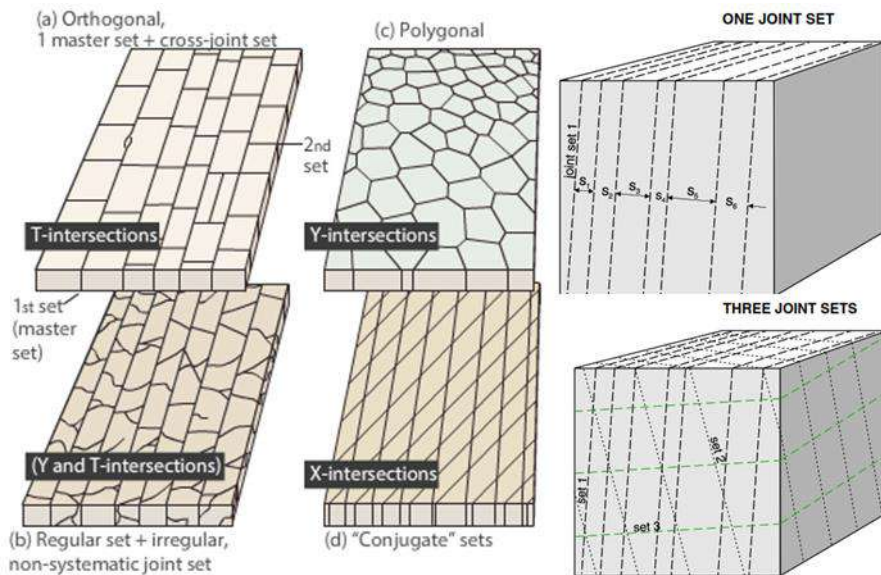
5.5 Kekar

5.5.1 Klasifikasi Kekar

Batuan mengalami *rupture* (pecah) jika tegangan yang diberikan melebihi kekuatannya. Kekar merupakan rekahan mode-1 produk deformasi getas yang dicirikan oleh diskontinuitas planar yang sejajar satu dengan lainnya tanpa diikuti pergeseran yang signifikan. Kekar terbentuk searah tegasan utama maksimum dengan arah bukaan sejajar tegasan utama minimum (σ_3).

Kekar hadir dalam bentuk set. Kekar dalam set yang sama berorientasi sejajar satu dengan lainnya dengan kedudukan berbeda pada set yang lain. Deformasi yang berbeda menyebabkan kehadiran set kekar tambahan. Keberadaan set pertama sangat menghambat orientasi tegangan pada lapisan batuan, yang sering menyebabkan set berikutnya terbentuk pada sudut yang tinggi terhadap set pertama. Set kekar umumnya memiliki spasi yang relatif konstan sebanding dengan ketebalan lapisan yang terkekarkan (Fossen, 2016). Berdasarkan genesanya, kekar dibagi menjadi kekar tektonik dan kekar nontektonik.

Kekar tektonik terbentuk selama deformasi regional dengan salah satu tegasan utama bersifat *tensile* (tarikan). Tegasan cukup besar hingga melampaui kuat tarik batuan, sehingga kekar terbentuk. Umumnya kekar ini disebut juga kekar tarik (*tensile joint*), berasosiasi dengan lipatan maupun sesar. Terbentuk di dekat permukaan maupun di bawah permukaan melalui mekanisme *hydrofracturing* oleh tekanan pori. Kekar nontektonik dapat berupa kekar akibat pendinginan magma yang membentuk kekar kolom (*columnar joint*) maupun kekar pada batulempung yang kehilangan air (*mudcrack*). Kekar juga dapat terjadi akibat hilangnya pembebanan membentuk kekar vertikal dengan set tegak lurus. Kekar juga dapat berupa kekar berlembar yang searah topografi akibat eksfoliasi pada batuan getas, seperti granit. Bahkan selama intrusi magmatik, dapat terbentuk kekar oleh isian magma membentuk *dike* dan *sill*.



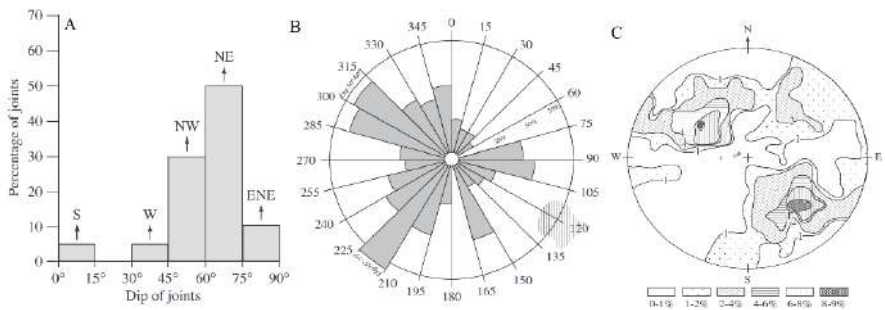
Gambar 5.12. Berbagai kombinasi sistem kekar dan ilustrasi penentuan spasi kekar
(Sumber: (Fossen, 2016))

Pada batuan, acapkali hadir beberapa set kekar yang membentuk sistem kekar. Sistem ini tersusun atas set kekar utama (*master joint*) diikuti oleh kekar konjugat (*cross joint*) sistem kekar dapat hadir dengan geometri perpotongan-T, perpotongan-Y, perpotongan-X, maupun kekar acak (Gambar 5.12). Bukaan kekar dapat diisi oleh mineral sekunder seperti kuarsa dan kalsit, maupun isian lunak oleh fragmen hancuran dan lempung. Secara teknis, semua tipe diskontinuitas (seperti foliasi, perlapisan, dan belahan) pada batuan umumnya disinonimkan sebagai bidang kekar.

5.5.2 Parameter Kekar

Kekar merupakan bidang lemah yang menyebabkan isu ketidakstabilan pada konstruksi. Beberapa parameter kekar perlu diidentifikasi dengan baik. Parameter utama seperti: orientasi, spasi, kondisi, dan kuat geser. Orientasi kekar pada area terbuka di muka lereng dapat memicu kelongsoran. Pengukuran orientasi kekar menjadi parameter pengukuran utama yang umumnya disajikan dalam berbagai hasil analisis (Gambar 5.13). Spasi kekar yang kecil

diikuti frekuensi kekar yang tinggi menunjukkan densitas kekar. Semakin tinggi densitas kekar, semakin mengurangi kekuatan massa batuan. Kondisi kekar berupa persistensi, kekasaran, bukaan dan isian, serta luahan. Persistensi disebut sebagai kemenerusan kekar yang dinyatakan dalam panjang. Kekasaran kekar dapat dinyatakan secara deskriptif maupun kuantitatif melalui eksperimen laboratorium. Bukaan dan isian kekar juga turut mempengaruhi kekuatan massa batuan, bukaan lebar diikuti isian lunak sangat membahayakan konstruksi. Luahan juga dapat disebut kondisi keairan kekar (ISRM, 1979). Kekar dengan porositas dan permeabilitas baik dapat mengakumulasi air tanah dan mengurangi kiat geser kekar. Umumnya kuat geser kekar ditentukan di laboratorium melalui uji kuat geser langsung (*direct shear test*).

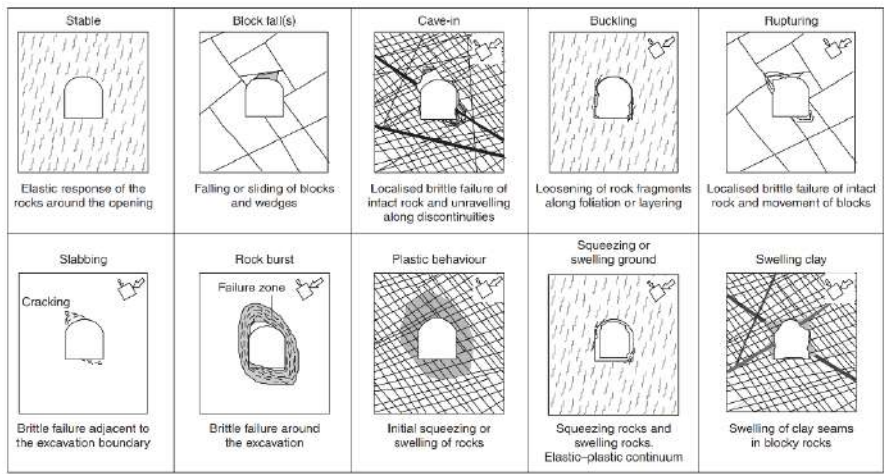


Gambar 5.13. Berbagai teknik analisis dalam penyajian data pengukuran kedudukan kekar dan rekahan. (A) Histogram dengan interval 10 - 15°. (B) Diagram mawar (roset) dengan sistem azimuth. (C) Pole kekar yang diperoleh melalui proyeksi stereonet (Sumber: Gangopadhyay, 2013)

5.6 Signifikansi Struktur Geologi pada Rekayasa

Distribusi, geometri, dan penentuan jenis struktur geologi baik melalui pemetaan dan pengeboran geologi teknik sangat diperlukan dalam kegiatan kereakayaan. Inventarisasi struktur geologi yang detail akan memudahkan analisis potensi bahaya geologi dan mitigasi risiko selama dan setelah konstruksi (Price, 2009). Struktur seperti lipatan, sesar, dan kekar turut mempengaruhi kekuatan massa batuan. Kehadiran sesar, kekar, dan

zona rekahan bawah permukaan akan melemahkan kekuatan fondasi dan terowongan. Sebelum melaksanakan proyek, perlu untuk mengidentifikasi struktur geologi dengan detail dan potensi bahaya geologi akibat keberadaannya di berbagai lokasi konstruksi seperti lereng tambang, bendungan, terowongan, pembangkit tenaga listrik, dan tambang bawah tanah (Gambar 5.14). Potensi bahaya ini perlu dilaporkan agar dapat diestimasi biaya perencanaan, desain dan perawatannya. Sedapat mungkin, lokasi dengan struktur geologi merugikan yang membutuhkan biaya perawatan yang sangat tinggi harus dihindari dan lebih baik mempertimbangkan lokasi lain.



Gambar 5.14. Beberapa tipe keruntuhan pada penggalian terowongan akibat intensitas rekahan dan struktur mayor lainnya (Sumber: Palmstrom dan Stille, 2015)

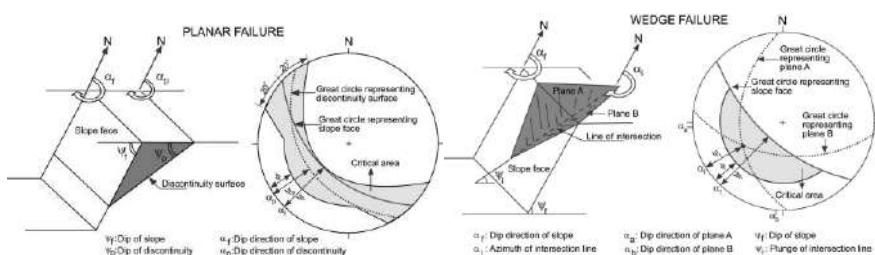
Konstruksi pada zona lipatan antiklin biasanya tersegmentasi oleh rekahan tarik yang intensif dan di beberapa kasus juga hadir sesar. Lipatan pada bendungan dapat menyebabkan rembesan dan erosi buluh pada fondasi bendungan dan memerlukan perawatan menyeluruh yang menambah biaya proyek. Infiltrasi air di sepanjang rekahan dapat memperburuk kekuatan batuan akibat pelapukan dan erosi. Ketika sayap lipatan searah muka lereng di sepanjang jalan, maka dapat menimbulkan masalah

ketidakstabilan dan longsor batuan. Lipatan sinklin juga berperan dalam menyimpan dan mengalirkan air melalui bidang perlapisan dan rekahan. Ketika terdapat di sandaran fondasi bendungan, lipatan sinklin dapat menyebabkan rembesan dan keruntuhan fondasi. Penggalan terowongan menembus lapisan bantalan air pada sinklin dengan kondisi artesis, akan menyebabkan lonjakan debit aliran air secara tiba-tiba. Kondisi ini akan membanjiri terowongan dan menimbulkan bahaya.

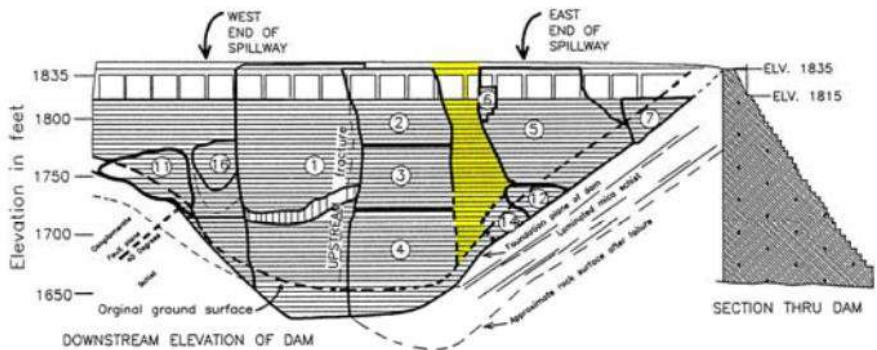
Identifikasi keberadaan sesar di lokasi konstruksi juga tidak kalah penting karena efeknya yang berbahaya. Bisa jadi bidang sesar tidak terlihat pada singkapan karena tertutup oleh material overburden. Setelah dilakukan penggalan atau pengeboran, zona sesar dapat terlihat. Sesar dapat berupa zona hancuran batuan yang bergeser, breksiasi, dan hadirnya gauge berupa lapisan lempung. Zona ini mengurangi kekuatan pondasi, menyebabkan penurunan pondasi parsial, rembesan air, dan meningkatnya tegangan *uplift*. Intensitas risiko konstruksi meningkat dengan bertambahnya ketebalan zona hancuran dan zona *gouge* serta panjang persistensi kemenerusannya. Sedapat mungkin, lokasi terasosiasi dengan zona sesar yang intens harus dihindari. Setelah identifikasi sesar diperoleh dari investigasi lapangan, maka perlu diketahui apakah sesar tersebut aktif atau tidak. Sesar aktif masih menunjukkan pergerakan intens pada kurun waktu resen 10.000 tahun (Holosen atau Pleistosen). Sesar Pleistosen dapat diidentifikasi dari efeknya pada teras sungai. Sesar aktif dapat memicu regangan lebih lanjut di sepanjang bidang sesar selama umur proyek oleh gempa bumi. Lokasi dengan sesar aktif sebaiknya tidak dipertimbangkan untuk pembangunan infrastruktur berat. Diperlukan pengeboran detail, penggalan paritan, maupun penggunaan metode geofisika pada area konstruksi yang secara teoritis merupakan zona sesar. Ketika bidang sesar terdeteksi di area proyek, beberapa parameter seperti lebar *rupture*, sifat keteknikan material hancuran (*gouge*, breksi sesar, dll.), dan orientasinya (jurus dan kemiringan) harus dievaluasi terhadap desain proyek.

Kekar dan rekahan umumnya hadir pada setiap batuan. Dapat dijumpai di sepanjang singkapan maupun pada inti bor di bawah permukaan. Dalam penyelidikan geologi teknik, geometri,

intensitas, dan karakteristik permeabilitas rekahan perlu dipelajari. Hasil studi geologi pada rekahan beserta analisis permeabilitas diperlukan untuk merancang langkah perkuatan batuan terkekarkan. Kekar dapat bertindak sebagai media permeabilitas yang baik akibat porositas sekunder yang dimilikinya. Kekar meningkatkan porositas dan permeabilitas massa batuan. Pelapukan dan alterasi di sepanjang bidang kekar meningkatkan porositas sehingga infiltrasi air tanah menembus hingga ke bagian lebih dalam tubuh batuan. Isian lempung pada rekahan juga dapat menjadi bidang gelincir longsoran. Lereng jalan dengan orientasi sejajar dengan rekahan juga dapat memicu berbagai longsoran batuan, seperti longsoran planar dan baji (Gambar 5.15). Terowongan yang ditembus sejajar dengan arah bidang foliasi dan rekahan dapat menyebabkan keruntuhan atap dan dinding terowongan. Pondasi bendungan dapat mengalami kegagalan karena tergelincir sepanjang kemiringan rekahan maupun perlapisan batuan (Gambar 5.16). Kekar dengan isian mineral membentuk urat dapat meningkatkan kekuatan dan menutup pori, namun jika isian berupa material lemah dapat mengurangi kekuatan batuan. Mineral lempung seperti montmorillonite berperilaku *swelling* (mengembang) jika jenuh air. Isian oksida besi pada dinding rekahan juga memicu pelapukan intens sehingga juga berbahaya.



Gambar 5.15. Orientasi rekahan terhadap muka lereng dan potensi longsoran yang dihasilkan
(Sumber: Gurocak dkk, 2016)



Gambar 5.16. Salah satu penyebab kegagalan bendungan St. Francis akibat sandaran DAM yang dibangun pada batuan metamorf dengan foliasi searah lereng dan fondasi yang bertumpu pada bidang sesar
(Sumber: Price, 2009)

DAFTAR PUSTAKA

- Das, B. M. & Sobhan, K. 2018. Principles of Geotechnical Engineering (9 ed.). Boston, Cengage Learning.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J. & Kluth, C. 2012. Structural Geology of Rock and Region (3 ed.). United States of America, John Wiley & Sons Inc.
- Duggal, S. K., Pandey, H. K. & Rawal, N. 2014. Engineering Geology. New Delhi, McGraw Hill Education.
- Fossen, H. 2016. Structural Geology (2 ed.). New York, Cambridge University Press.
- Gangopadhyay, S. 2013. Engineering Geology. New Delhi, Oxford University Press.
- Gurocak, Z., Alemdag, S., Bostanci, H. T. & Gokceoglu, C. 2016. Discontinuity controlled slope failure zoning for a granitoid complex: A fuzzy approach. *In*: Feng, X.-T. (ed.) Rock Mechanics and Engineering Volume 5: Surface and Underground Projects. London: CRC Press. pp. 3-25.
- ISRM 1979. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 16(2), pp. 319-368. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(79\)91476-1](https://doi.org/10.1016/0148-9062(79)91476-1)
- Kliche, C. A. 2019. Rock Slope Stability. Colorado, SME (Society for Mining, Metallurgy & Exploration).
- Marshak, S. & Mitra, G. 1988. Basic Methods of Structural Geology. New Jersey, Prentice Hall.
- McClay, K. R. 1991. Geological Society of London Handbook: The Mapping of Geological Structures (2 ed.). West Sussex, John Wiley & Sons.
- Palmstrom, A. & Stille, H. 2015. Rock Engineering (2 ed.). London, ICE Publishing.
- Price, D. G. 2009. Engineering Geology. Berlin, Heidelberg, Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-68626-2>
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. 1992. Structural Geology. New York, W. H. Freeman Company.

- West, T. R. & Shakoor, A. 2018. *Geology Applied to Engineering* (2 ed.). Illinois, Waveland Press, Inc.
- Wyllie, D. C. & Mah, C. W. 2017. *Rock Slope Engineering*. CRC Press.
<https://doi.org/10.1201/9781315274980>

BAB 6

JENIS-JENIS GERAKAN MASSA (TANAH LONGSOR) BESERTA CONTOH MITIGASINYA

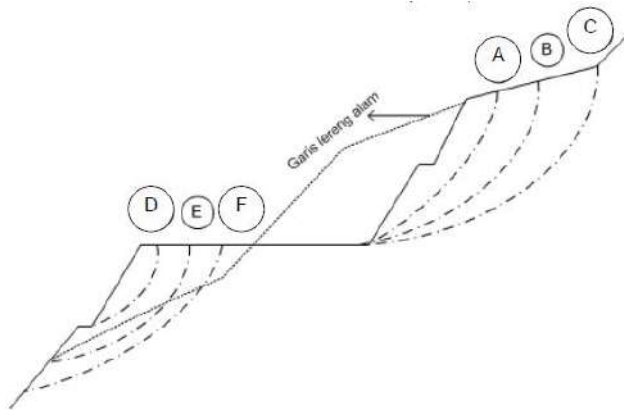
Oleh Dora Melati Nurita Sandi

6.1 Pendahuluan

Pada tanah yang memiliki kemiringan, pergerakan tanah kebawah dapat dipengaruhi oleh komponen gravitasi. Kelongsoran lereng dapat terjadi apabila gaya dorong tanah melampaui pertahanan tanah pada bidang gesernya. Analisis stabilitas pada permukaan tanah yang miring disebut dengan analisis stabilitas lereng. (Hardiyatmo, 1998).

Menurut Departemen Pekerjaan Umum tentang Rekayasa Penanganann Keruntuhan Lerenng pada Tanah Residual 2005, longsor merupakan suatu pergerakan massa batuan, debris (campuran tanah dan butiran debu, dan tanah kearah bawah. Berdasarkan pembentukannya, lereng dibagi menjadi dua tipe yaitu lereng galian dan lereng timbunan. Pergerakan lereng berdasarkan jenisnya dapat dikategorikan sebagai berikut.

1. Slope Failure (Keruntuhan Lereng)
 - a. Lereng Galian
 - 1) Keruntuhan permukaan
 - 2) Keruntuhan galian dalam
 - 3) Keruntuhan melebar, dalam
 - b. Lereng Timbunan
 - 1) Keruntuhan permukaan
 - 2) Keruntuhan timbunan dalam
 - 3) Keruntuhan pondasi timbunan
2. Landslide (Longsoran)
 - 1) Jatuhan permukaan
 - 2) Keruntuhan dalam
 - 3) Jatuhan batuan (rock fall)



Keterangan:

- (A) Keruntuhan permukaan
- (B) Keruntuhan galian dalam
- (C) Keruntuhan melebar dalam
- (D) Keruntuhan permukaan
- (E) Keruntuhan timbunan dalam
- (F) Keruntuhan pondasi timbunan

Gambar 6.1. Pergerakan lereng ditinjau dari jenis lerengnya
(Sumber: Pd T-09-2005-B)

Pergerakan lereng dengan tipe keruntuhan lereng pada umumnya terjadi akibat kurang tepatnya perencanaan dan pelaksanaan konstruksi serta berkaitan dengan kondisi geologinya.

6.2 Jenis-jenis Gerakan Massa Tanah

Gerakan massa tanah merupakan peristiwa bergeraknya material seperti tanah, batuan dan bahan-bahan lainnya menuruni lereng akibat adanya gaya gravitasi. Menurut Hutchinsons (1968, dalam Hansen, 1984) gerakan tanah terdiri dari rayapan (*creep*) dan longsoran (*landslide*) yang dibagi lagi menjadi sub-kelompok gelinciran (*slide*), aliran (*flows*), jatuhan (*fall*) dan luncuran (*slip*).

1. Rayapan (*creep*)

Salah satu jenis pergerakan massa tanah, dimana pergerakannya ditandai dengan pergerakan yang sangat lambat, terdapat deformasi permukaan, serta pohon atau

tanaman seringkali menunjukkan miring atau bengkok seiring berjalannya waktu.

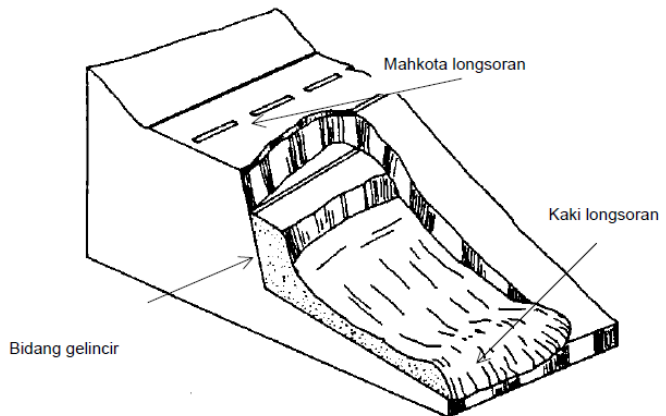
Contoh kasus rayapan tanah adalah jalan bergelombang, terjadinya retakan pada dinding dan pondasi bangunan, pohon-pohon miring, tiang listrik miring.

2. Longsoran (Landslide)

a. Gelincir (slide)

Gelincir dapat terjadi apabila massa tanah bergerak pada bidang gelincir. Macam-macam gelincir terdiri atas translasi, rotasi, atau majemuk (kombinasi translasi dan rotasi).

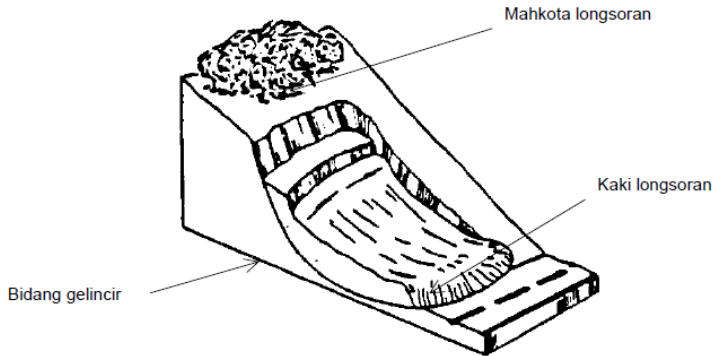
- 1) Gelincir Translasi dimana pergerakan massa tanah bergerak menuruni lereng dalam bentuk yang relatif kaku, dan mengikuti bidang gelincir yang hampir sejajar dengan permukaan lereng.



Gambar 6.2. keruntuhan gelincir translasi
(Sumber: Pd T-09-2005-B)

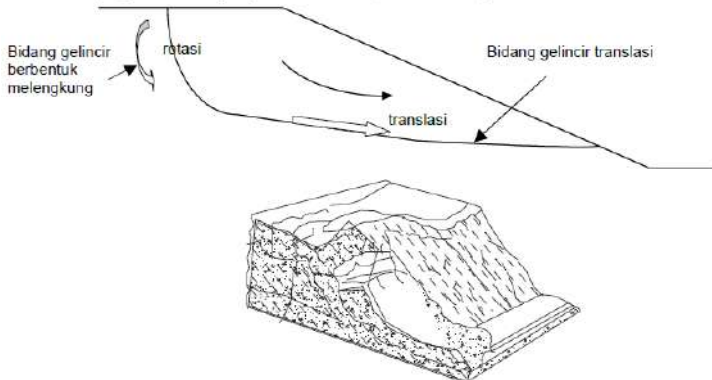
- 2) Gelincir Rotasi merupakan suatu jenis pergerakan tanah dengan gerakan rotasi atau melingkar disekitar titik rotasi. Berdasarkan Departemen Pekerjaan Umum tentang Rekayasa Penangann Keruntuhan Lerenng pada Tanah Residual 2005, gelincir rotasi terjadi pada batuan dan tanah. Pada batuan ditandai dengan adanya bentuk sendok, dan

dibagian tengah terdapat bagian nampak gelombang (*bulging*). Pada tanah ditandai dengan gelincir lengkung dan gerakan rotasi.



Gambar 6.3. keruntuhan gelincir rotasi (Sumber: Pd T-09-2005-B)

- 3) Gelincir majemuk merupakan kombinasi peristiwa gelincir translasi dan rotasi. Penyebab terjadinya gelincir majemuk adalah aktivitas lereng perbukitan yang dikembangkan pembangunan, tambang terbuka di lereng, jalan raya di daerah pegunungan.



Gambar 6.4. keruntuhan gelincir majemuk (Sumber: Pd T-09-2005-B)

b. Aliran (Fall)

Merupakan pergerakan massa tanah yang melibatkan jatuhnya material dari lereng curam atau tebing. Material

tersebut dapat berupa batuan, tanah, atau debris (puing-puing). Dimana pergerakan ini terjadi sangat cepat dan tiba-tiba. Penyebab terjadinya gerakan aliran (fall) adalah pelapukan, erosi, gempa bumi, hujan lebat dan aktivitas manusia.

c. Jatuhan (*flows*)

Merupakan pergerakan tanah dan bantuan meluncur ke bawah akibat gravitasi. Kejadian ini terjadi pada lereng yang curam dipicu oleh beberapa hal yaitu curah hujan tinggi, gempa bumi, aktivitas vulkanik, erosi dan aktivitas manusia.

d. Luncuran (*slip*)

Merupakan pergerakan massa tanah atau batuan dimana material mengalami pergerakan ke arah bawah lereng di sepanjang bidang geser.

6.3 Kestabilan Lereng Tanah

Terdapat dua faktor penyebab lereng longsor, yaitu faktor internal dan faktor eksternal. Faktor internal terjadi pada tubuh lereng itu sendiri seperti kadar air tanah, rembesan, kuat geser tanah, aktivitas geologi, sedangkan faktor eksternal dapat dipengaruhi oleh gempa, iklim (curah hujan), morfologi, vegetasi, beban di atas lereng yang tinggi.

1. Pengaruh Iklim

Adanya musim hujan dan musim kemarau, mempengaruhi peristiwa kembang susut tanah pada jenis tanah lempung. Saat musim hujan tanah lempung mengembang mengakibatkan nilai kohesi tanah menurun, sehingga kuat geser tanah turun. Pada musim kemarau, kadar air pada tanah meurun mengakibatkan tanah menyusut, dan kuat geser tanah meningkat.

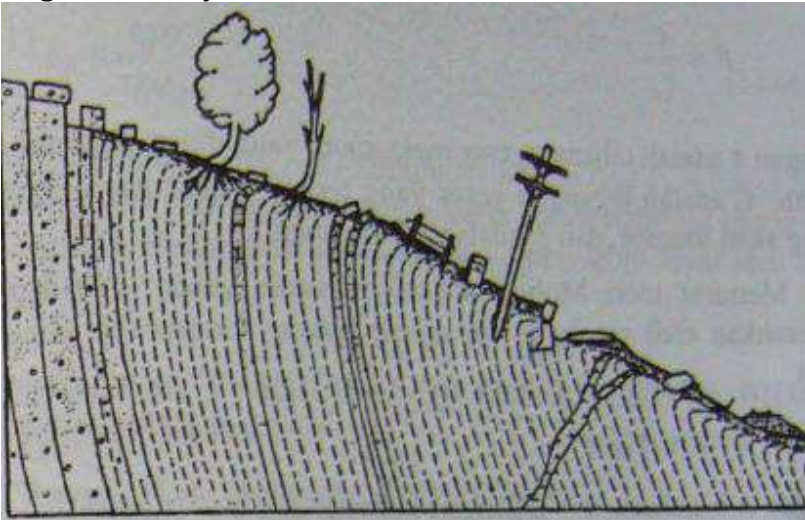
2. Pengaruh Air

Aliran air yang terjadi pada permukaan tanah dapat menyebabkan erosi tanah, atau terkikisnya permukaan tanah. Jika erosi tanah terjadi pada bagian atas lereng, dapat mengurangi tinggi lereng, sehingga dapat meningkatkan kestabilan lereng. Jika erosi tanah terjadi pada kaki lereng,

dapat mempertajam kemiringan lereng sehingga menurunkan kestabilan tanah.

3. Pengaruh Creep

Siklus kembang susut tanah dapat dipengaruhi karena adanya perubahan iklim dari iklim hujan ke kemarau, perubahan suhu dan membekunya air akibat suhu yang terlalu rendah. Peristiwa kembang susut tanah, dapat mengubah permukaan lereng sehingga terdapat creep atau rangkak. Ukuran rangkak bervariasi, ada yang hanya beberapa milimeter atau sentimeter, ada yang hingga beberapa meter. Berikut adalah gambar penampakan rangkak oleh Taylor 1967.



Gambar 6.5. Kenampakan lereng akibat rangkak (creep)
(Sumber: Taylor, 1967 dalam Hardiyatmo 1998)

Rangkak atau creep yang terjadi pada lereng dapat menyebabkan beberapa peristiwa sebagai berikut.

1. Blok batuan bergerak
2. Pohon-pohon melengkung ke atas
3. Bagian bawah lereng melengkung dan menarik tanah dan batuan
4. Bangunan disepanjang lereng miring
5. Dinding penahan tanah dan pondasi bergerak

6. Jalan raya dan rel keluar dari alurnya
7. Batu-batu besar menggelinding

Menurut Hardiyatmo, kelongsoran lereng alam dapat terjadi karena hal berikut.

Penambahan beban pada lereng. Penambahan beban tanah dapat diakibatkan adanya penambahan bangunan, terjadinya rembesan air ke dalam tanah, atau adanya air di permukaan tanah.

1. Pemotongan pada kaki lereng
2. Mempertajam kemiringan lereng
3. Perubahan muka air tanah dengan cepat (*rapid drawdown*). Biasa terjadi pada tubuh bendungan tanah
4. Kenaikan tekanan lateral tanah yang diakibatkan terisinya air pada retakan tanah sehingga menyebabkan terkadinya kenaikan nilai koefisien tekanan lateral tanah
5. Gempa bumi
6. Penurunan tegangan geser tanah akibat terjadinya kenaikan kadar air tanah atau rembesan, pada tanah lempung yang mengakibatkan terjadinya peristiwa kembang susut tanah.

6.3.1 Faktor Keamanan Tanah

Faktor aman tanah didefinisikan sebagai perbandingan gaya pertahanan tanah terhadap gaya dorong tanah.

$$F = \frac{\tau}{\tau_d}$$

τ merupakan gaya pertahanan tanah yang dinyatakan dalam tegangan geser tanah. τ_d merupakan gaya dorong tanah yang dinyatakan dalam tegangan geser tanah pada arah berlawanan terhadap gaya pertahanan.

Berdasarkan teori Mohr Coulomb, tegangan geser (τ) dapat dinyatakan sebagai berikut.

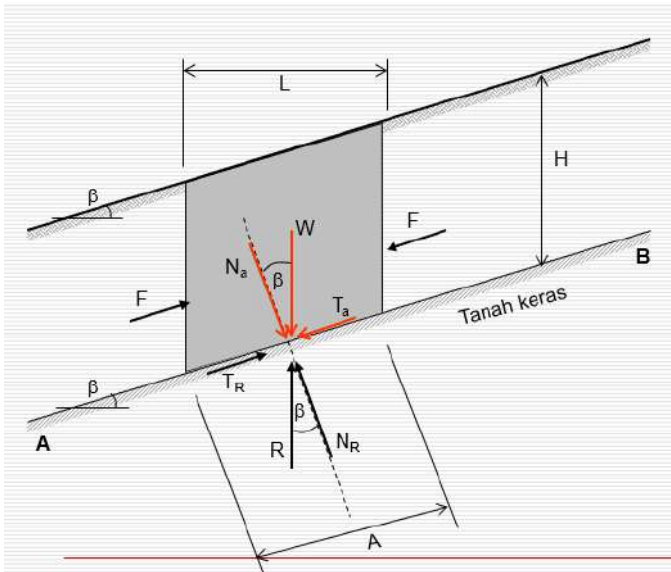
$$\tau = c + \sigma \tan \phi$$

dimana c = kohesi tanah, σ = tegangan normal tanah, ϕ = sudut gesek dalam tanah.

6.3.2 Analisa Stabilitas Lereng dengan Bidang Longsor Datar

1. Lereng Tak Terhingga (Infinite Slope)

a. Kondisi Tanpa Rembesan



Gambar 6.6. Lereng tak terHINGGA tanpa rembesan air
(Sumber: Hardiyatmo, 1998)

Gambar 6.6 merupakan penampang lereng dengan kondisi lereng tak terHINGGA tanpa adanya rembesan air. Dinyatakan tak terHINGGA karena memiliki panjang yang jauh lebih besar dibanding tinggi. Gambar tersebut memperlihatkan tanah setebal H terletak dibidang miring diatas tanah keras.

Dalam menghitung angka keamanan untuk kondisi tanah pada Gambar 6.6 adalah dengan menghitung terlebih dahulu berat elemen tanah yang ditinjau, W.

$$W = \gamma \cdot L \cdot H$$

Gaya berat tanah W di uraikan sebagai berikut

$$N_a = W \cdot \cos \beta = \gamma \cdot L \cdot H \cdot \cos \beta$$

$$T_a = W \cdot \sin \beta = \gamma \cdot L \cdot H \cdot \sin \beta$$

Luas dasar elemen

$$A = L / \cos \beta$$

$$\sigma = \frac{N_a}{A} = \frac{\gamma \cdot L \cdot H \cdot \cos \beta}{L / \cos \beta} = \gamma \cdot H \cdot \cos^2 \beta$$

$$\tau = \frac{T_a}{A} = \frac{\gamma \cdot L \cdot H \cdot \sin \beta}{L / \cos \beta} = \gamma \cdot H \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta$$

Faktor keamanan dapat dihitung

$$F = \frac{\tau_f}{\tau_d}$$

$$F = \frac{\tau_f}{\tau_d} = \frac{c + \sigma \cdot \tan \phi}{\gamma \cdot H \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta} = \frac{c + \gamma \cdot H \cdot \cos^2 \beta \cdot \tan \phi}{\gamma \cdot H \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta}$$

$$F = \frac{c}{\gamma H \cos \beta \sin \beta} + \frac{\tan \phi}{\tan \beta}$$

dengan:

F = faktor angka keamanan

c = kohesi tanah (kN/m²)

Ø = sudut gesek dalam tanah (derajat)

β = sudut kemiringan lereng (derajat)

γ = berat isi tanah (kN/m³)

Untuk tanah granular, dimana nilai c = 0 maka nilai angka keamanan

$$F = \frac{\tan \phi}{\tan \beta}$$

Sementara untuk tanah yang memiliki nilai c dan Ø, dengan faktor angka keamanan F = 1, maka kondisi tersebut dalam keadaan kritis. Nilai ketebalan tanah dalam kondisi kritis H_{cr} dapat dihitung dengan.

$$H_{cr} = \frac{c}{\gamma \cos^2 \beta (\tan \beta - \tan \phi)}$$

dengan:

H_{cr} = tinggi kritis (m)

c = kohesi tanah (kN/m²)

γ = berat isi tanah (kN/m³)

β = sudut kemiringan lereng (derajat)

Ø = sudut gesek dalam tanah (derajat)

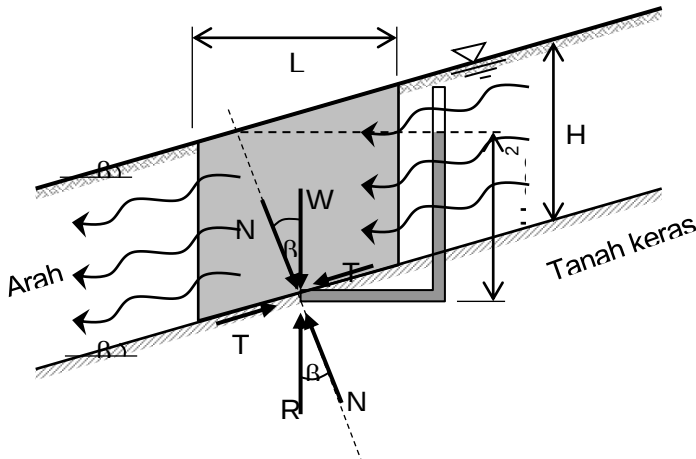
b. Kondisi Dengan Rembesan

Penampang lereng dengan kondisi lereng tak terhingga dengan adanya muka air tanah, sehingga terdapat pengaruh air pada tegangan geser tanah. Dimana untuk tanah jenuh tegangan efektif dinyatakan

$$\sigma' = \sigma - u$$

dengan

σ' = tegangan efektif (kN/m^2)
 σ = tegangan normal (kN/m^2)
 u = tegangan air pori (kN/m^2)
 maka teganga geser tanah dinyatakan dalam
 $\tau_f = c + \sigma' \cdot \tan \phi = c + (\sigma - u) \tan \phi$



Gambar 6.7. Lereng tak terhingga dengan rembesan air
(Sumber: Hardiyatmo, 1998)

Dalam menghitung angka keamanan untuk kondisi tanah pada Gambar 6.7 adalah dengan menghitung terlebih dahulu berat elemen tanah yang ditinjau, W.

$$W = \gamma_{sat} \cdot L \cdot H$$

Gaya berat tanah W di uraikan sebagai berikut

$$N_a = W \cdot \cos \beta = \gamma_{sat} \cdot L \cdot H \cdot \cos \beta$$

$$T_a = W \cdot \sin \beta = \gamma_{sat} \cdot L \cdot H \cdot \sin \beta$$

$$A = L / \cos \beta$$

$$\sigma = \frac{N_a}{A} = \frac{\gamma_{sat} L H \cos \beta}{L / \cos \beta} = \gamma_{sat} H \cos^2 \beta$$

$$\tau_a = \frac{T_a}{A} = \gamma_{sat} \cos \beta \sin \beta$$

$$u = \gamma_w H \cos^2 \beta \text{ (lihat pizometer)}$$

Faktor keamanan dapat dihitung

$$F = \frac{\tau_f}{\tau_d}$$

$$F = \frac{c + (\sigma - u) \tan \phi}{\gamma_{sat} H \cos \beta \sin \beta}$$

$$\begin{aligned}
&= \frac{c}{\gamma_{sat} H \cos \beta \sin \beta} + \frac{(\gamma_{sat} H \cos^2 \beta - \gamma_w H \cos \beta) \tan \phi}{\gamma_{sat} H \cos \beta \sin \beta} \\
&= \frac{c}{\gamma_{sat} H \cos \beta \sin \beta} + \frac{(\gamma_{sat} - \gamma_w) \cos \beta \sin \beta}{\gamma_{sat} \sin \beta} \\
&= \frac{c}{\gamma_{sat} H \cos \beta \sin \beta} + \frac{\gamma' \tan \beta}{\gamma_{sat} \tan \beta}
\end{aligned}$$

dengan:

F= faktor angka keamanan

c = kohesi tanah (kN/m²)

ϕ = sudut gesek dalam tanah (derajat)

β = sudut kemiringan lereng (derajat)

γ = berat isi tanah (kN/m³)

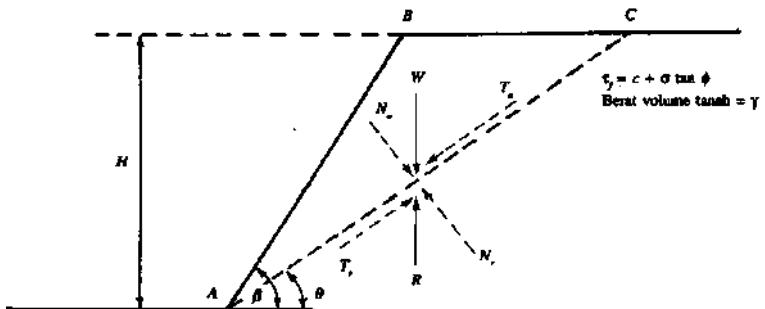
2. Lereng Terbatas (*finite Slope*)

Dalam melakukan analisa stabilitas lereng untuk kondisi lereng terbatas, perlu dilakukan perhitungan stabilitas lereng terhadap tipe bidang longsornya. Dimana bidang longsor dikategorikan dalam.

- Bidang longsor rata
- Bidang longsor silindris atau lengkung

Salah satu contoh dalam kondisi bidang longsor rata adalah apabila terdapat tanah timbunan yang diletakkan pada lereng, dimana tanah asli lereng terdapat lapisan lemah di dasar tanah timbunan. Sedangkan bidang longsor silindris atau lengkung terjadi pada tanah kohesif.

- Bidang Longsor Rata



Gambar 6.8. Analisa Stabilitas Timbunan di atas bidang miring (Sumber: Hardiyatmo, 1998)

Berat massa tanah timbunan yang akan longsor dapat dihitung.

$$\begin{aligned} W &= \frac{1}{2} H \cdot BC \cdot \gamma \\ &= \frac{1}{2} H \cdot (H \cdot \cot \theta - H \cdot \cot \beta) \\ &= \frac{1}{2} H^2 \gamma \left(\frac{\sin(\beta - \theta)}{\sin \beta \cdot \sin \theta} \right) \end{aligned}$$

$$N_a = W \cos \theta$$

$$T_a = W \sin \theta$$

dengan:

W = berat tanah di atas bidang longsor (kN)

θ = Sudut bidang longsor terhadap horisontal (derajat)

β = sudut lereng timbunan baru (derajat)

γ = berat isi tanah (kN/m³)

Tegangan normal dan tegangan geser yang terjadi akibat tanah bidang ABC adalah

$$\begin{aligned} \sigma &= \frac{N_a}{AC} = \frac{W \cdot \cos \theta}{H / \sin \theta} \\ &= \frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot H \cdot \frac{\sin(\beta - \theta)}{\sin \beta \cdot \sin \theta} \cos \theta \cdot \sin \theta \\ \tau &= \frac{T_a}{AC} = \frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot H \cdot \frac{\sin(\beta - \theta)}{\sin \beta \cdot \sin \theta} \sin^2 \theta \\ \tau_f &= c + \sigma \cdot \tan \phi \\ &= c + \frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot H \cdot \frac{\sin(\beta - \theta)}{\sin \beta \cdot \sin \theta} \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot \tan \phi \end{aligned}$$

Faktor angka keamanan dinyatakan:

$$F = \frac{\tau_f}{\tau}$$

Kondisi kritis terjadi apabila nilai faktor angka keamanan $F=1$, sehingga diperoleh persamaan tinggi kritis H_{cr} adalah

$$FS = \frac{\tau_f}{\tau} = 1 \rightarrow \tau = \tau_f \Rightarrow \theta_{kritis} \text{ dan } H_{kritis}$$

$$\frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot H \cdot \frac{\sin(\beta - \theta)}{\sin \beta \cdot \sin \theta} \sin^2 \theta = c + \frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot H \cdot \frac{\sin(\beta - \theta)}{\sin \beta \cdot \sin \theta} \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot \tan \phi$$

$$c = \frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot H \frac{\sin(\beta - \theta)(\sin \theta - \cos \theta \cdot \tan \phi)}{\sin \beta}$$

$$c = \max \rightarrow \frac{\partial c}{\partial \theta} = 0 \Rightarrow \theta_{cr} = \frac{\beta + \theta}{2}$$

$$\theta = \theta_{cr} \rightarrow c = \frac{\gamma H}{4} \frac{1 - \cos(\beta - \theta)}{\sin \beta \cdot \cos \beta}$$

$$H_{cr} = \frac{4c}{\gamma} \frac{\sin \beta \cos \beta}{1 - \cos(\beta - \theta)}$$

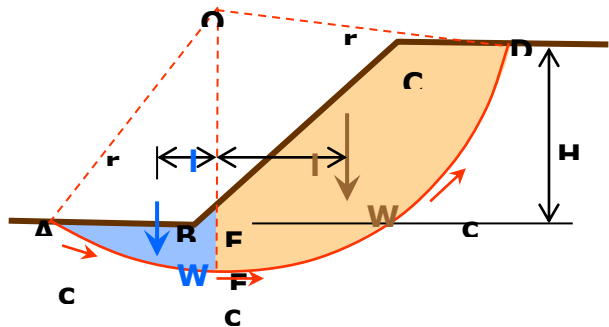
d. Bidang Longsor Silindris atau Lengkung

Collin (1846) melakukan pengamatan terhadap longsor, dan menunjukkan bahwa peristiwa longsor kebanyakan terjadi dengan bentuk longsor lengkung. Longsor diakibatkan oleh jenis tanah kohesif yang jenuh air mengakibatkan menurunnya kuat geser tanah.

Analisa perhitungan stabilitas lereng pada bidang silindris didasarkan pada prosedur massa dan metode irisan.

1) Prosedur Massa

Metode ini cocok digunakan untuk jenis tanah homogen, dimana massa tanah di atas bidang longsor dianggap menjadi satu kesatuan.



Gambar 6.9. Analisa Stabilitas Timbunan Di Atas Bidang Lengkung Dengan Metode Prosedur Massa
(Sumber: Hardiyatmo, 1998)

Prinsip dari tanah kohesif, ialah memiliki nilai $\phi = 0$, dan nilai $\tau_f = c_u$

Dalam menghitung momen kerja:

$$W_1 = (\text{luas FCDEF}) \cdot \gamma$$

$$W_2 = (\text{luas ABFEA}) \cdot \gamma$$

$$M_d = W_1 \cdot l_1 - W_2 \cdot l_2$$

Dalam menghitung momen tahanan

$$M_R = \tau_f \cdot \overline{AED} \cdot r = c_u (\theta \cdot r) \cdot r = c_u \cdot \theta \cdot r^2$$

Faktor keamanan dapat dinyatakan

$$FS = \frac{M_R}{M_d} = \frac{c_u r^2 \theta}{W_1 l_1 - W_2 l_2} = \frac{c_u}{\frac{W_1 l_1 - W_2 l_2}{r^2 \theta}} = \frac{c_u}{c_d}$$

$$FS = \frac{\tau_f}{cd} = \frac{cu}{cd}$$

2) Metode Irisan

Perhitungan stabilitas lereng dengan menggunakan metode irisan, dimana massa tanah di atas bidang longsor dibagi menjadi irisan-irisan tegak dan stabilitas masing-masing irisan dihitung terpisah. Metode ini cocok untuk tanah tak homogen dengan tekanan air pori.

Perhitungan analisa stabilitas lereng dilakukan setiap irisan. Contoh pada Gambar 11.10, dilakukan analisa terhadap irisan 3.

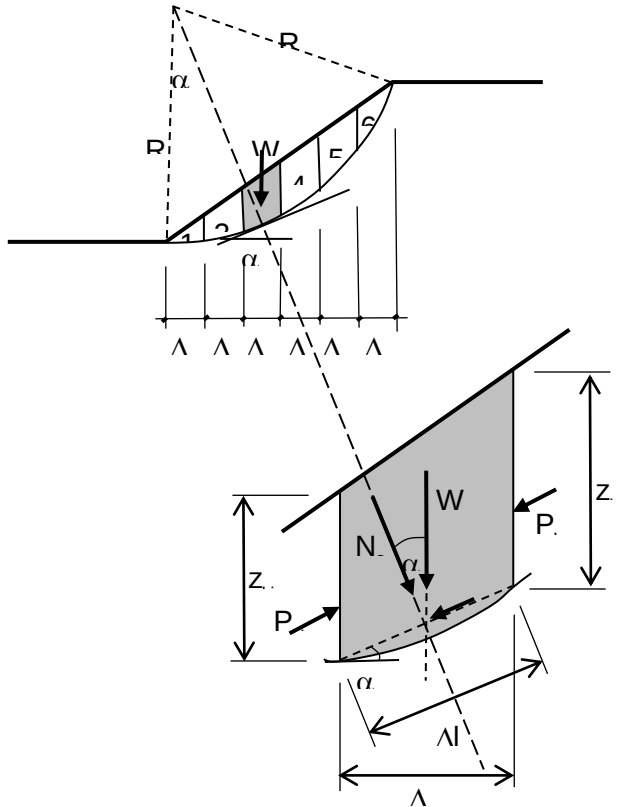
$$W_3 = (z_{ki} + z_{ka}) / 2 \cdot \Delta x \cdot \gamma$$

$$N_3 = W_3 \cdot \cos \alpha_3$$

$$T_3 = W_3 \cdot \sin \alpha_3$$

Untuk Δx yang sangat kecil, maka

$$P_{ki} \approx P_{ka} \rightarrow \text{pengaruh tekanan ini bisa diabaikan}$$



Gambar 6.10. Analisa Stabilitas Timbunan Di Atas Bidang Lengkung Dengan Metode Irisan (Sumber: Hardiyatmo, 1998)

Menghitung tegangan normal dan tegangan geser pada irisan 3 adalah

$$\sigma_3 = \frac{N_3}{\Delta l_3} = \frac{W_3 \cos \alpha_3}{\Delta x_3 / \cos \alpha_3} = \frac{W_3 \cos^2 \alpha_3}{\Delta x_3}$$

$$\tau_3 = \frac{T_3}{\Delta l_3} = \frac{W_3 \sin \alpha_3}{\Delta x_3 / \cos \alpha_3} = \frac{W_3 \sin \alpha_3 \cos \alpha_3}{\Delta x_3}$$

$$\tau_{f3} = \sigma_3 \tan \phi = \frac{W_3 \cos^2 \alpha_3 \tan \phi}{\Delta x_3}$$

bila $c = 0 \rightarrow$

Maka nilai angka keamanan tanah adalah

$$FS_3 = \frac{\tau_{f3}}{\tau_3} = \frac{W_3 \cos^2 \alpha_3 \tan \phi}{W_3 \sin \alpha_3 \cos \alpha_3} = \frac{W_3 \cos \alpha_3 \tan \phi}{W_3 \sin \alpha_3}$$

Untuk semua irisan dapat diformulasikan

$$FS = \frac{\sum W_i \cos \alpha_i \tan \phi}{\sum W_i \sin \alpha}$$

6.4 Penanggulangan Keruntuhan Lereng

Beberapa point penting yang harus dicermati dalam melakukan penanggulangan keruntuhan lereng, diantaranya adalah keakuratan penyelidikan tanah, kedalaman dalam mengidentifikasi penyebab keruntuhan lereng serta menemukan pola bidang gelincir, pemilihan analisis kestabilan lereng, dan yang terakhir adalah pemilihan penanggulangan yang tepat.

6.4.1 Penyelidikan Tanah

Penyelidikan geoteknik yang dilakukan di daerah gerakan tanah meliputi.

1. Pengumpulan dan evaluasi data. Data yang dikumpulkan meliputi peta topografi, peta geologi, foto udara, peta tata guna lahan, curah hujan, serta data riwayat kondisi tanah dapat berupa riwayat keruntuhan dan penanganan terdahulu.
2. Penyelidikan pendauluan dilakukan dengan observasi. Ruang lingkup observasi adalah jenis keruntuhan, penyebab keruntuhan lereng, dan kedalaman bidang keruntuhan.
3. Penyelidikan tanah dengan melakukan pengujian fisis dan mekanis tanah. Penyelidikan tanah dilakukan di lapangan dan laboratorium. Di lapangan meliputi pengujian sondir, SPT dan geolistrik. Untuk jenis batuan pengujian lapangan yang dapat dilakukan hanya geolistrik saja, sedangkan jenis tanah berkoheisi dan tak berkoheisi dapat dilakukan pengujian sondir, SPT dan geolistrik. Pengujian laboratorium untuk pengujian fisis tanah meliputi berat isi, kadar air, batas-batas atterberg, batas susut, kepadatan relatif, analisa butir, mineralogi, kekekangan (*durability*). Pengujian mekanis tanah di laboratorium meliputi geser langsung, Triaksial, ring shear, kelulusan air dan pemadatan.

6.4.2 Analisa Pembebanan

Perencanaan untuk penanggulangan keruntuhan lereng, meliputi analisa faktor keamanan tanah dan perencanaan pembebanan. Beban yang diperhitungkan adalah beban lalu lintas, gedung dan beban gempa. Untuk beban lalu lintas besarnya ditentukan berdasarkan kelas jalan.

Tabel 6.1. Beban lalu lintas untuk analisis stabilitas

Kelas jalan	Beban lalu lintas (kPa)	Beban diluar jalan (kPa)
I	15	10
II	12	10
III	12	10

Keterangan: beban diluar jalan adalah beban rumah di sekitar lereng

Sumber : Pd T-09-2005-B

Analisa terhadap beban gempa dapat mengacu pada SNI-T14-1990-03. Beban siklis yang ditimbulkan oleh beban gempa dilakukan analisa terhadap tipe tanahnya. Dimana tegangan geser tanah akan turun jika terdapat beban gempa.

6.4.3 Analisa Kestabilan Lereng

Tahapan analisa kestabilan lereng terdiri dari evaluasi dan interpretasi parameter hasil investigasi, penentuan statifikasi lereng, penentuan analisis bidang longsor, perhitungan angka keamanan tanah tanpa adanya penanganan. Evaluasi dan interpretasi parameter dari hasil investigasi, meliputi penggambaran lereng dari data topografi, identifikasi kondisi batuan dan tanah, perhitungan nilai kuat geser tanah dari nilai kohesi (c) dan sudut geser tanah (ϕ) yang diperoleh dari pengujian direct shear atau triaksial, analisa kondisi air tanah, perhitungan beban-beban luar. Data topografi selain digunakan dalam penggambaran lereng, juga digunakan dalam penentuan titik bor, titik sondir, SPT maupun uji geolistrik. Untuk identifikasi geologi dapat diketahui lapisan tanah yang merupakan tanah timbunan atau pelapukan batuan. Dalam memperoleh nilai-nilai kohesi dan sudut

geser dalam, dilakukan pengujian terhadap tanah dimana pengujian yang dilakukan dalam kondisi jenuh air dan diberikan tegangan mendekati tegangan di lapangan. Tipe pengujian triaksial yang diterapkan adalah UU test (*Unconsolidated Undrained*), CD test (*Consolidated Drained*) dan CU test (*Consolidated Undrained*). Untuk penggambaran muka air tanah, dilakukan dengan menganalisa level puncak yang terjadi selama periode hujan rencana. Saat observasi tidak sepenuhnya menunjukkan kondisi puncak periode hujan rencana, sehingga perlu dilakukn estimasi sebagai respon kejadian hujan dan faktor-faktor lain.

6.4.4 Teknologi Penanggulangan

Prinsip faktor keamanan terhadap longsor adalah perbandingan antara gaya tahanan tanah/ lereng terhadap gaya dorong. Gaya pendorong merupakan gaya tangensial dari massa tanah sedangkan gaya tahanan tanah merupakan nilai tegangan geser tanah. Penaggulangan longsor merupakan suatu upaya dalam mencegah terjadinya longsor dan dampak yang ditimbulkannya. Dimana dalam proses penanggulangan, hal-hal yang sangat penting untuk diperhatikan adalah kondisi geologi, tipe dan sifat keruntuhan lereng.

Penanggulangan ada yang sifatnya darurat dan ada yang sifatnya permanen. Menurut Departemen Pekerjaan Umum tentang Rekayasa Penangann Keruntuhan Lerenng pada Tanah Residual 2005, penanggulangan darurat dilakukan dengan cara

1. Mencegah masuknya air permukaan ke dalam daerah keruntuhan lereng dengan membuat saluran terbuka
2. Mengeringkan genangan air diatas daerah keruntuhan lereng
3. Mengalirkan genangan air dan mata air yang tertimbun maupun terbuka
4. Menutup rekahan dengan tanah iat
5. Membuat pasangan beronjong pada kaki keruntuhan lereng
6. Penimbunan kembali bagian yang rusak akibat keruntuhan lereng
7. Pelebaran ke arah tebing
8. Membuang runtunan tebing ke bagian kaki lereng

9. Membuat bangunan penahan dari karung diisi tanah
10. Pemotongan bagian kepala keruntuhan lereng

Penanggulangan permanen memerlukan waktu dan penyelidikan. Metode penanggulangan keruntuhan lereng dibedakan dalam tiga kategori.

1. Mengurangi gaya-gaya yang menimbulkan gerakan tanah dengan cara
 - Pengendalian air permukaan
 - Mengubah geometri lereng
2. Menambah gaya-gaya yang menahan gerakan dengan cara
 - Pengendalian air rembesan
 - Penambatan
 - Penimbunan pada kaki lereng (beban kontra)
3. Jika kedua metode tersebut tidak dapat mencegah dan mengatasi kelongsoran maka penanggulangan yang perlu dilakukan adalah stabilisasi, relokasi, dan penggunaan material ringan untuk bangunan disekitar maupun diatas lereng.

DAFTAR PUSTAKA

- Bishop, A. W. 1948. A New Sampling Tool for use in Cohesionless Sands below Ground Water Level. *Geotechnique*, Vol. 1, No. 2.
- Bowles, J.E. 1977. *Foundation Analysis and Desigll.*, Tokyo, Japan: McGraw-Hill Kogakusha, Ltd.
- Bowles, J.E. 1984. *Physical and Geotechnical Properties of Soils*. USA: McGraw-Hill Book Company.
- Capper, P.L., Cassie, W.F. dan Geddes, J.D. 1980. *Problems in Engineering Soils*. London: E. dan F.N. Spon Ltd.
- Craig, R.F. 1976. *Soil Mechanics*. Van Nostrans Reinhold Company Ltd
- Das, B.M. 1983. *Advanced Soil Mechanics*. New York: McGraw-Hill.
- Hansen, M.J., 1984, *Strategies for Classification of Landslides*, (ed. : Brunsden, D,& Prior, D.B., 1984, *Slope Instability*, John Wiley & Sons, p.1-25
- Harry Cristady. 1998. *Mekanika Tanah II*. Yogyakarta: Gadjah Mada University Press
- Hirnawan, R.F. 1993. *Ketanggapan Stabilitas Lereng Perbukitan Rawan Gerakantanah atas Tanaman Keras, Hujan & Gempa*, Disertasi, UNPAD, 302pp.
- Hirnawan, R. F. 1994. Peran faktor-faktor penentu zona berpotensi longsor di dalam mandala geologi dan lingkungan fisiknya Jawa Barat, *Majalah Ilmiah Universitas Padjadjaran*, No. 2, Vol. 12, hal. 32-42.
- Lambe, T.W., & Withman, R.V. 1969. *Soil Mechanics*. New York : John Willey & Sons Inc.
- Parker, J.V., Means, R.E. 1974, *Soil Mechanics and Foundations*. New Delhi: Prentice Hall of India, Ltd.
- Pasuto, A., & Soldati, M., 1997. Rock Spreading , dari Dikau, R., Brunsden, D., Schortt, L., & Ibsen, M.L. (ed.), *Landslide Recognition, Identification, Movement and Causes*, John Wiley & Sons, England, p. 122 – 136
- Pedoman Konstruksi dan Bangunan. 2005. *Rekayasa Penanganan Keruntuhan Lereng Tanah Residual dan Batuan*. Departemen Pekerjaan Umum.

Terzaghi, K. & Peck, R.B., S. 1 967. Soil Mechanics in Engineering Practice, 2 nd. New York: Ed. John Wiley and Sons.
Terzaghi, K . Evaluation of Coefficient of Sub grade Reaction, Geotechnique. Vol .5., No.4, pp.297 - 326, 1 955.

BIODATA PENULIS



ERNY, S.T., M.T.

Dosen Program Studi Teknik Sipil
Institut Teknologi Dan Bisnis Indragiri

Penulis lahir di Tanjung Pinang tanggal 20 Oktober 1984. Penulis dosen tetap Program Studi Teknik Sipil di Institut Teknologi dan Bisnis Indragiri, menyelesaikan pendidikan S1 pada Jurusan teknik sipil tahun 2009 di Universitas Islam Riau dan melanjutkan S2 pada jurusan Geoteknik jalan raya di Universitas Islam Riau. Saat ini penulis sebagai Kepala Laboratorium Teknik Sipil Institut Teknologi dan Bisnis Indragiri, Selain sebagai seorang pengajar penulis juga aktif bekerja sebagai konsultan perencanaan dan pengawasan di CV. Ritra Consultant sebagai tenaga ahli madya teknik bangunan gedung. Email penulis erny201084@gmail.com.

BIODATA PENULIS



Almun Madi

Lahir di Tawa, Halmahera Selatan, Maluku Utara tanggal 08 Agustus 1985. Penulis adalah dosen tetap pada Program Studi Teknik Pertambangan, Fakultas Teknik Universitas Khairun. Menyelesaikan pendidikan S1 pada Teknik Pertambangan Universitas Muhammadiyah Maluku Utara tahun 2010. Tahun 2014, melanjutkan S2 pada Pascasarjana Teknik Geologi, Universitas Padjajaran Bandung dengan konsentrasi Geologi Sumberdaya Mineral, dan selesai tahun 2018. Mata Kuliah yang pernah dan saat ini sedang diampu adalah; Geologi Dasar, Pengantar Teknologi Mineral, Petrologi, Geomorfologi, Bahan Galian Industri, Metodologi Penelitian, dan Kebijakan Pertambangan.

BIODATA PENULIS



Syahrul, S.Si., M.T.

Dosen Program Studi Teknik Pertambangan
Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Sembilanbelas November
Kolaka, Sulawesi Tenggara

Penulis di lahirkan di Sabilambo, Kolaka Sulawesi Tenggara pada tanggal 26 Mei 1986. Penulis menyelesaikan studi S1 Jurusan Fisika MIPA UHO Kendari tahun 2010. Kemudian melanjutkan studi S2 jurusan Teknik Geologi, ITB Bandung dan lulus 2017. Saat ini penulis aktif sebagai dosen teknik pertambangan di Fakultas Sains dan Teknologi Universitas Sembilanbelas November Kolaka, Sulawesi Tenggara. Penulis aktif dalam bidang geologi ekonomi, petrologi, geologi struktur dan geostatistik. Organisasi Keahlian Penulis sebagai anggota PERHAPI (Perhimpunan Ahli Pertambangan Indonesia). Sehari-harinya penulis mengajar sebagai dosen pengampu mata kuliah geologi dasar pertambangan, geologi struktur, matematika teknik, metode numerik, statistik dan probabilitas, dan geostatistik. Selain itu, penulis aktif dalam menulis artikel ilmiah, buku ajar, dan book chapter.

Email Penulis: arulexplorer14@gmail.com

BIODATA PENULIS



George Belly Sahetapy, S.T., M.T.

Dosen Program Studi Teknik Pertambangan
Fakultas Teknik Universitas Khairun

Penulis lahir di Tobelo, tanggal 30 Mei 1993. Menyelesaikan studi di Jurusan Teknik Pertambangan Universitas Cenderwasih tahun 2015. Tahun 2021 mendapatkan gelar Magister Teknik dalam bidang Geomekanika dari Institut Teknologi Bandung. Saat ini penulis adalah Dosen tetap dalam bidang Mekanika Batuan pada Program Studi Teknik Pertambangan, Fakultas Teknik, Universitas Khairun.

BIODATA PENULIS



Masri, S.Si, M.T.

Dosen Program Studi Teknik Geologi
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Halu Oleo

Penulis lahir di Soppeng tanggal 28 Agustus 1988. Penulis adalah dosen tetap pada Program Studi Teknik Geologi, Universitas Halu Oleo. Menyelesaikan pendidikan S1 pada Jurusan Fisika bidang Fisika Bumi dan melanjutkan S2 pada Program Studi Teknik Geologi. Baik skripsi maupun tesis, penulis berfokus pada analisis longsoran pada batuan. Penulis aktif sebagai dosen sejak Tahun 2019. Riset penulis berfokus pada bidang geologi teknik, geologi struktur, petrologi, dan geowisata yang berfokus pada Geologi Lengan Tenggara Sulawesi. Penulis bersama kolega telah menerbitkan lebih dari 40 publikasi ilmiah internasional maupun nasional dan 1 buku referensi. Penulis juga menjadi editor beberapa jurnal ilmiah. Penulis juga aktif pada organisasi profesi Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI) dan Asosiasi Program Studi Teknik Geologi Indonesia (ASPRODITEGI). Penulis juga aktif sebagai Pembimbing SM-IAGI Universitas Halu Oleo pada periode 2021-2023.

BIODATA PENULIS



Dora Melati Nurita Sandi, S.T., M.T.

Dosen Program Studi Teknologi Rekayasa Konstruksi Jalan dan Jembatan, Jurusan Teknik Sipil, Politeknik Negeri Banyuwangi

Penulis lahir di Situbondo tanggal 21 November 1990. Penulis adalah dosen tetap pada Program Studi Teknologi Rekayasa Konstruksi Jalan dan Jembatan, Jurusan Teknik Sipil, Politeknik Negeri Banyuwangi. Menyelesaikan pendidikan S1 pada Jurusan Teknik Sipil, Fakultas Teknik, Universitas Jember lulus pada tahun 2013. Penulis melanjutkan studi S2, di bidang keahlian Geoteknik, Jurusan Teknik Sipil, ITS dan lulus pada tahun 2016.