

ISBN: 978-623-7004-21-9



BUKU AJAR
PENGANTAR GEOLOGI

Muhammad Zuhdi



Muhammad Zuhdi

*Buku Ajar
Pengantar Geologi*



PENERBIT DUTA PUSTAKA ILMU

Bersama Menyebar Ilmu

Buku Ajar

Pengantar Geologi

Buku Ajar Pengantar Geologi

Penulis: Muhammad Zuhdi

Editor: -

Desain cover dan Lay Outer: Tim Kreatif Duta Pustaka Ilmu

Diterbitkan oleh: Duta Pustaka Ilmu – Gedung Catur 1.2 FPMIPA IKIP Mataram,
Jln. Pemuda No. 59A Mataram – Lombok-NTB.

Email: dutapustakailmu@yahoo.co.id

Hp. +6285937010453

Tahun Cetak: September, 2019

ISBN: 978-623-7004-21-9

Hak cipta dilindungi Undang-undang
Dilarang mencetak atau memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku
dalam bentuk dan cara apapun tanpa ijin tertulis dari Penerbit.



PENERBIT DUTA PUSTAKA ILMU

Bersama Menyebarkan Ilmu

KATA PENGANTAR

Alhamdulillah, segala puji penulis panjatkan kehadirat Allah SWT, atas segala karunia dan rahmatNya sehingga penulis dapat menyelesaikan penulisan buku ini.

Tujuan dibuatnya buku ini adalah untuk membantu mahasiswa yang mengambil mata-kuliah yang berhubungan dengan ilmu kebumian (geosains), dalam memahami pengetahuan dasar geologi. Buku ini dibuat untuk memberikan referensi tambahan buku geologi berbahasa Indonesia, mengingat masih terbatasnya referensi buku ini dalam Bahasa Indonesia, sehingga memudahkan mereka untuk memahami geologi. Buku ini dapat dibaca dan dinikmati oleh berbagai kalangan yang mempunyai minat belajar tentang ilmu kebumian, sebagai buku utama maupun buku pelengkap di bidang geologi. Buku ini diharapkan dapat bermanfaat untuk mahasiswa yang mempelajari geosains, guru pengajar geografi, pembina olimpiade kebumian, dan siswa peserta olimpiade kebumian.

Buku ini dibuat dengan ringkas dan padat, untuk memberikan pemahaman dasar yang mudah dimengerti, dengan definisi yang jelas, serta gambar yang menarik untuk memberikan tambahan informasi.

Penulis mengucapkan terimakasih yang sedalam-dalamnya kepada semua pihak yang telah membantu semua tahap penulisan, hingga terbitnya buku ini. Semoga buku ini dapat bermanfaat.

Mataram, Juni 2019

Penulis

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN BALIK JUDUL.....	ii
KATA PENGANTAR.....	iii
DAFTAR ISI	iv
DAFTAR GAMBAR	viii
DAFTAR TABEL	xi
BAB I GEOLOGI.....	1
1.1 Tentang Geologi	1
1.2 Bumi dan alam semesta	1
1.3 Bumi dan Perjalanan Waktu	2
1.4 Pembentukan Muka Bumi	5
BAB II MINERAL DAN BATUAN.....	8
1.1 Mineral.....	8
2.2 BATUAN.....	9
BAB III BATUAN BEKU	12
3.1 Definisi Batuan Beku.....	12
3.2 Tekstur Batuan Beku	12
3.3 Klasifikasi Batuan Beku	13
3.4 Struktur bentuk batuan beku.....	14
3.5 Magma	15
3.5 Vulkanisme	15
BAB IV BATUAN SEDIMEN	17
4.1 Pengertian Batuan Sedimen.....	17
4.2 Proses Pembentukan Batuan Sedimen.....	17
4.3 Litifikasi dan Diagenesis	17
4.4 Transportasi Sedimen	19
4.5 Batuan sedimen Klastik	19

4.6 Batuan sedimen Non-klastik.....	20
4.7 Tekstur Batuan Sedimen.....	20
4.8 Penamaan Batuan Sedimen.....	23
BAB V BATUAN METAMORF.....	33
5.1 Metamorfisme.....	33
5.2 Proses Metamorfisme	33
5.3 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Metamorfisme	33
5.4 Tipe Metamorfosa.....	34
5.5 Fasies Metamorfik	36
5.6 Mineralogi.....	38
5.7 Derajat metamorfosa.....	39
5.8 Batuan metamorf	40
5.9 Beberapa contoh batuan metamorf	41
BAB VI GUNUNG API.....	50
6.1 Pengertian gunung api	50
6.2 Proses terbentuknya gunung api	50
6.3 Macam-macam Gunung Api.....	52
Gunung Api Maar	52
Gunung api Strato	53
Gunung-api Rekahan (Fissure Volcano).....	53
Gunung-api Perisai (Shield Volcano)	54
Gunung-api Kubah (Dome Volcano).....	55
Kerucut Bara (Cinder Cone)	56
Gunung-api Campuran (Composite Volcano)	56
Kaldera (Caldera).....	57
6.4 Jenis-Jenis Letusan Gunung Api	58
6.5 Hasil Letusan Gunung Api	59
6.6 Penyelamatan diri dari bahaya letusan gunung api.....	60
6.7 Gunung Teraktif Api Indonesia	61

Gunung Kelud.....	61
Gunung Merapi	62
Gunung Agung.....	64
Gunung Krakatau	65
Gunung Maninjau	66
Gunung Tambora	66
Toba Supervolcano	67
BAB VII PELAPUKAN TANAH	70
7.1 Proses Pelapukan Tanah	71
7.2 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Pelapukan	74
7.3 Dampak pelapukan tanah.....	75
7.4 Usaha untuk mengurangi pelapukan tanah	75
BAB VIII AIR TANAH.....	76
8.1 Pengertian Air Tanah.....	76
8.2 Pergerakan Air Tanah.....	78
8.3 Permeabilitas dan Akuifer	78
Akuifer bebas atau akuifer tidak tertekan (Unconfined Aquifer)	80
Akuifer tertekan (Confined Aquifer)	81
Akuifer bocor (Leakage Aquifer)	81
Akuifer melayang (Perched Aquifer).....	82
BAB IX DEFORMASI BATUAN.....	84
9.1 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Deformasi Batuan.....	84
Tegangan (Stress).....	84
Suhu	86
Waktu	86
Komposisi	86
9.3 Struktur geologi akibat deformasi	86
Lipatan (fold)	88
9.4 Macam2 lipatan	90

Sesar (fault	91
Kekar (joint).....	92
BAB X. GUNUNG API DAN PEGUNUNGAN.....	94
10.1 Tipe-tipe <i>pegunungan</i>	94
Pegunungan Samudera.....	95
DAFTAR PUSTAKA.....	111

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1. Galaksi Bima Sakti	2
Gambar 2. Bumi pada masa kini dilihat dari satelit	3
Gambar 3. Gunung es dengan bentuk yang dinamis dan selalu berubah	4
Gambar 4. Gletser selalu bergerak secara perlahan	5
Gambar 5. Terbentuknya muka bumi yang kompleks pada zona subduksi	7
Gambar 6. Siklus batuan	10
Gambar 7. Pembentukan magma.....	16
Gambar 8. Breksi dengan fragmen yang runcing dan menyudut	23
Gambar 9. Konglomerat dengan fragmen yang membulat dan tumpul	24
Gambar 10. Batu pasir.....	25
Gambar 11. Batu pasir kwarsa	25
Gambar 12. Arkose.....	26
Gambar 13. Graywacke	27
Gambar 14. Shale	27
Gambar 15. Batu kapur, berwarna putih dan didominasi oleh mineral kalsit.....	28
Gambar 16. Kalkarenit didominasi oleh hancuran fosil kerang.....	29
Gambar 17. Kalsilit	29
Gambar 18. Batu kapur, berwarna putih dan didominasi oleh fosil kerang.....	30
Gambar 19. Kristal garam yang terbentuk secara alamiah.....	31
Gambar 20. Gypsum dengan komposisi kimia $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	31
Gambar 21. Batu bara.....	32
Gambar 22. Pembentukan mineral sebagai fungsi dari tekanan dan suhu	36
Gambar 23 Slate	41
Gambar 24 Filit	42
Gambar 25 Gneis.....	43
Gambar 26 Sekis	44
Gambar 27 Batu Gamping.....	45
Gambar 28 Kuarsit	46
Gambar 29 Milonit	47
Gambar 30 Serpentin.....	48
Gambar 31 Hornfels	49
Gambar 32. Perbatasan tiga lempeng tektonik.....	50
Gambar 33. Bromo, salah satu gunung api maar di Indonesia.....	52
Gambar 34. Gunung api strato	53
Gambar 35. Gunung api rekahan.....	54
Gambar 36. Gunung api perisai yang terbentuk oleh lelehan lava.....	55

Gambar 37. Gunung api kubah.....	56
Gambar 38. Gunung api komposit	57
Gambar 39. Kaldera	58
Gambar 40. Puncak Gunung Kelud.....	61
Gambar 41. Puncak Gunung Merapi	62
Gambar 42. Kawah Gunung Galunggung	63
Gambar 43. Gunung Agung	64
Gambar 44. Letusan Gunung Krakatau	65
Gambar 45. Gunung Maninjau	66
Gambar 46. Foto udara kawah Gunung Tambora	67
Gambar 47. Letusan Gunung Toba	68
Gambar 48. Foto udara kawah Toba	69
Gambar 49. Pelapukan intensif yang terjadi akibat air hujan.....	70
Gambar 50. Rembesan air pada batuan	72
Gambar 51. Pelapukan oleh air sungai.....	72
Gambar 52. Pelebaran zona aerasi	73
Gambar 53. Pembentukan goa dan sungai bawah tanah	73
Gambar 54. Goa bawah tanah pada batuan gamping	74
Gambar 55. Air hujan yang meresap pada batuan permeabel	76
Gambar 56. Zona saturasi.....	77
Gambar 57. Porositas akibat variasi ukuran butir	77
Gambar 58. Variasi muka air tanah yang dipengaruhi oleh topografi	79
Gambar 59. Recharge dan discharge area	80
Gambar 60. Akuifer tak tertekan.....	80
Gambar 61. Akuifer tertekan.....	81
Gambar 62. Mekanisme akuifer bocor	81
Gambar 63. Akuifer melayang	82
Gambar 64. Mekanisme sistem sumur artesis	83
Gambar 65. Sumur dari akuifer batu pasir	83
Gambar 66. Mozaik yang terbentuk akibat deformasi batuan.....	84
Gambar 67. Deformasi akibat berbagai jenis stress	85
Gambar 68. Pembentukan antiklin dan sinklin akibat gaya kompresi tektonik	88
Gambar 69. Terminologi antiklin.....	89
Gambar 70. Berbagai macam istilah pada struktur lipatan	90
Gambar 71. Jenis Sesar	91
Gambar 72. Kejar pada batuan	92
Gambar 73 Model konveksi magma chamber.....	96
Gambar 74 Analogi konveksi pada mantel dan bejana	97

Gambar 75 Batas-batas lempeng seluruh dunia	98
Gambar 76 Pembentukan samudra di tengah benua.....	98
Gambar 77 Pegunungan tipe vulkanik dan busur kepulauan	100
Gambar 78 Asal tipe kepulauan Hawaii dari pergerakan lempeng di atas hotspot dalam mantel	101
Gambar 79 Gambar 3 D Kepulauan Hawaii tenggara.....	101
Gambar 80 Kaisar Seamounts	102
Gambar 81 Gunung Bromo dengan latar belakang Gunung Semeru	103
Gambar 82 Ring of Fire yang melewati Indonesia.....	104
Gambar 83 Aliran lava dari gunung api	105
Gambar 84 Semburan material piroklastik.....	105
Gambar 85 Aliran lahar	106
Gambar 86 Pegunungan hasil perlipatan.....	107
Gambar 87 Pegunungan yang terbentuk akibat patahan	108
Gambar 88 Contoh dome mountain, Gunung Najavo.....	109

DAFTAR TABEL

Tabel 1. Penggolongan ukuran kristal fanerik.....	12
Tabel 2. Visibilitas mineral afanitik.....	13
Tabel 3. Klasifikasi batuan beku	14
Tabel 4. Ukuran Butir Berdasarkan Skala Wenworth.....	21
Tabel 5. Pembagian tingkat kebundaran butir.....	22
Tabel 6 Klasifikasi Sistem Pengunungan.....	95

BAB I GEOLOGI

1.1 Tentang Geologi

Kata Geologi berasal dari bahasa Yunani yaitu “ge” yang berarti "bumi" dan “logos” yang artinya "alasan" atau ilmu. Geologi adalah Ilmu (sains) yang mempelajari komposisi bumi, struktur, sifat-sifat fisik, sejarah, dan proses pembentukannya. Kata "geologi" pertama kali digunakan oleh Jean-André Deluc dalam tahun 1778 dan diperkenalkan sebagai istilah yang baku oleh Horace-Bénédict de Saussure pada tahun 1779. Orang yang mempelajari ilmu geologi disebut geolog atau ahli geologi.

Ahli geologi telah membantu dalam menentukan umur bumi yang diperkirakan sekitar 4.5 milyar (4.5×10^9) tahun, dan menentukan bahwa kulit bumi terpecah menjadi lempeng tektonik yang bergerak di atas mantel yang setengah cair (astenosfir) melalui proses yang sering disebut lempeng tektonik.

Ahli geologi membantu menemukan dan mengatur sumber daya alam yang ada di bumi, seperti minyak bumi, batu bara, dan juga metal seperti besi, tembaga, dan uranium serta mineral lainnya yang memiliki nilai ekonomi, seperti asbestos, perlit, mika, fosfat, zeolit, tanah liat, pumis, kuarsa, dan silika, dan juga elemen lainnya seperti belerang, klorin, dan helium.

Ilmu geologi terus berkembang dan terbagi lagi menjadi ilmu-ilmu yang menjadi dasar geologi. Cabang-cabang ilmu geologi tersebut diantaranya: Mineralogi, Petrologi, stratigrafi, Paleontologi, Geologi Struktur, Geomorfologi, Geologi fisik dan Geokimia. Perlu difahami bahwa geologi fisik berbeda dengan geofisika. Geologi fisik adalah cabang geologi yang mempelajari sifat fisis bumi dan batuan sedangkan geofisika adalah cabang ilmu fisika yang mempelajari bumi dengan metode dan instrumen fisika.

Pada prinsipnya ilmu geologi dapat diterapkan pada planet-planet di tata surya. Aplikasi ilmu geologi pada planet lainnya dalam tata surya (solar sistem) disebut Astrogeologi. Namun juga terdapat istilah khusus lainnya seperti selenology (ilmu tentang bulan), areologi (ilmu tentang planet Mars) dll.

1.2 Bumi dan alam semesta

Alam semesta terdiri dari ribuan konstelasi. Konstelasi tersusun oleh ribuan galaksi. Galaksi tersusun dari ribuan bintang. Matahari adalah salah satu bintang yang berada di dalam galaksi Bima Sakti. Bumi adalah salah satu planet yang ada disekitar bintang yang bernama Matahari. Ukuran bumi di bandingkan dengan ukuran alam semesta dapat gambarkan sebagai butiran pasir yang

membangun sebuah dinding. Ukuran bumi sangatlah kecil bila dibandingkan ukuran alam semesta.



Gambar 1. Galaksi Bima Sakti

Bumi berasal dari suatu bagian dari gumpalan kabut raksasa yang merupakan hasil ledakan dahsyat, kemudian membentuk galaksi dan nebula. Dalam waktu yang panjang nebula membeku membentuk galaksi Bima Sakti. Didalam galaksi Bima Sakti inikemudian terbentuk sistem tata surya. Bumi sebagai bagian dari tata surya terbentuk dari bagian kecil ringan yang terlempar ke luar saat gumpalan kabut raksasa mulai mendingin dan memadat.

Bumi terbentuk melalui tiga tahap proses pembentukan, yaitu mulai dari tahap awal bumi terbentuk, tahap diferensiasi sampai tahap akhir yaitu bumi mulai terbagi ke dalam beberapa zona atau lapisan, yaitu inti dalam, inti luar, mantel dalam, mantel luar, dan kerak bumi.

1.3 Bumi dan Perjalanan Waktu.

Ada dimensi lain dari geologi yang membuatnya berbeda dari ilmu-ilmu lain, yaitu dimensi waktu yang dipelajari pada geokronologi. Geolog tidak hanya mempelajari bagaimana bumi bekerja, akan tetapi mereka juga harus menentukan apakah proses pemebentukannya sudah benar sepanjang sejarah.

Geologi modern berkembang pesat pada akhir abad ke -18 dengan munculnya tokoh bernama James Hutton yang kemudian dikenal sebagai bapak geologi modern. Pada tahun 1795, James Hutton menerbitkan bukunya yang berjudul “Theory of the Earth”, dimana ia mencetuskan doktrin Uniformitarianism “The present is the key to the past”. Ia menekankan bahwa

proses yang membentuk permukaan bumi seperti yang kita amati sekarang ini, telah berlangsung lama dan terus menerus sejak terbentuknya bumi.



Gambar 2. Bumi pada masa kini dilihat dari satelit

Doktrin Uniformitarianisme menyibak tabir untuk membuka pintu misteri pada masa lalu. Ahli geologi percaya bahwa bumi terbentuk sekitar 4,6 miliar tahun lalu ($4,6 \times 10^9$ tahun). Proses awal terbentuknya bumi, kondisi fisik, dan pembentukan kerak, kemungkinan tidak berulang dan terjadi hanya sekali selama sejarah pembentukan bumi.

Masalah yang timbul dalam mempelajari bumi adalah bahwa catatan masa lalu tidak utuh dan lengkap. Bumi adalah permukaan planet yang dinamis dan bagian dalamnya selalu dalam keadaan berubah. Gunung yang ada jutaan tahun lalu telah hilang, terkikis dan terendapkan sehingga terkandung di dalam batuan yang berada saat ini. Bukti bukti lainnya sangat mungkin tidak terlihat karena terkubur ribuan meter di bawah permukaan bumi.

Banyak cara untuk mempelajari Geologi. Survey di lapangan dengan mengumpulkan batu, tanah atau sampel air untuk analisis laboratorium,

menggunakan instrumen yang peka untuk mengukur gaya tarik bumi (gravitasi) atau mengukur getaran gempa bumi dan beberapa pekerjaan lain di laboratorium.



Gambar 3. Gunung es dengan bentuk yang dinamis dan selalu berubah

Gambar 1. Menunjukkan gunung es memiliki bentuk yang dinamis dan selalu berubah secara perlahan seiring perjalanan waktu. Gaya yang mengontrol perubahan gunung ini adalah gaya gravitasi dan gaya apung atau dikenal dengan gaya Archimides.

Gambar 2. Menunjukkan gletser yang juga dinamis dan selalu berubah secara perlahan. Gaya yang mengontrol aliran gletser ini adalah gaya gravitasi yang selalu mendorong gletser untuk bergerak dan berpindah ke arah tempat yang lebih rendah.



Gambar 4. Gletser selalu bergerak secara perlahan

1.4 Pembentukan Muka Bumi

Ketika manusia melihat gunung, lautan, dan daratan. mereka bertanya-tanya bagaimana bentuk fitur skala besar. Mengapa ada banyak pegunungan di Sumatera tetapi sangat jarang di Kalimantan? Bagaimana terbentuknya lautan dan benua? Beberapa hipotesa yang berbeda telah berkembang dalam kurun 200 tahun terakhir untuk menjawab pertanyaan-pertanyaan tersebut, tetapi kita akan membahashanya lima hipotesa saja. Kelima hipotesa ini telah diterima secara ilmiah oleh masyarakat umum.

Hipotesis 1-(Bumi Statis) bumi yang diam

Hipotesis ini menyatakan bahwa bumi yang kita lihat sekarang ini tidak jauh berbeda dari keadaan awalnya. Gunung-gunung yang terbentuk berasal dari material yang sama dan masih tidak banyak berubah sampai sekarang, sebagaimana cekungan laut, benua, danau, dan sungai. Pelapukan mungkin telah menurunkan ketinggian dari gunung dan adanya endapan pasir, kerikil, dan debu yang diterbangkan oleh angin. Sungai dan gletser mungkin dari dulu telah

mengisi beberapa dataran rendah, tetapi dalam lingkup keseluruhan sejarah bumi, perubahan tersebut dianggap tidak signifikan.

Hipotesis 2-bumi berkembang

Dalam model hipotesis ini, permukaan bumi diumpamakan dengan lapisan tipis yang rapuh seperti pada permukaan balon yang meluas karena diisi udara. Balon kemudian menjadi retak karena pengembangan dari pelapisan tersebut. Demikian pula dengan bumi yang mengalami perkembangan sehingga menyebabkan bumi retak. Retakan ini menjadi cekungan laut baru, juga memunculkan gunung dan benua.

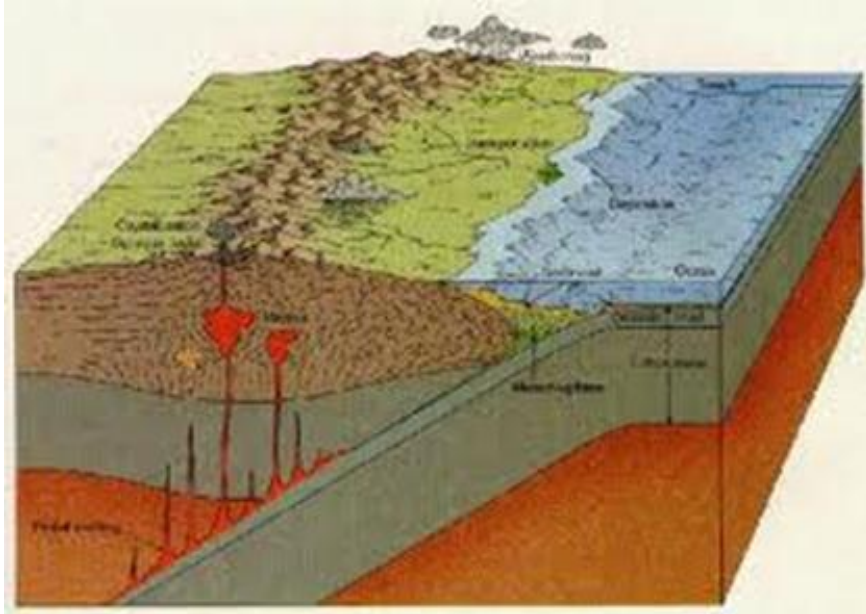
Hipotesis 3 Bumi menyusut

Hipotesis yang ketiga ini menyatakan tentang bumi yang menyusut. Model ini bertentangan dengan yang sebelumnya, tetapi juga menyatakan bahwa benua baru dan lautan dapat terbentuk setiap saat. Dalam model ini bumi diumpamakan dengan balon yang perlahan mengempis. Seperti balon semakin kecil, permukaan awalnya yang halus menjadi keriput dan berkerut. Hasil kerutan ini berupa lipatan yang menjadi lautan dan pegunungan

Hipotesis 4 - bumi berdenyut

Beberapa ahli geologi berpikir bahwa mereka telah menemukan bukti yang cukup baik tentang adanya dan kontraksi dari permukaan bumi. Mereka mengembangkan model bumi yang berdenyut, yang menggabungkan dua hipotesa sebelumnya yaitu hipotesis bumi berkembang dan menyusut. Menurut model ini bumi memiliki periode berekspansi dan kontraksi. Jika pemuaian berhubungan dengan pemanasan dan penyusutan berhubungan dengan pendinginan, maka pemahaman sejarah termal yang sangat kompleks diperlukan untuk kepentingan tersebut. Energi panas harus dibangkitkan secara berkala dan kemudian dilepaskan.

Pada abad kedua puluh telah muncul sebuah revolusi dalam mempelajari geologi. Teknologi canggih telah memungkinkan ahli geologi untuk mempelajari dasar samudera, gravitasi bumi serta kemagnetan batuan. Alfred Wagner memperoleh data batimetri yang mengejutkan sehingga menghasilkan sebuah hipotesis baru yang mengagumkan. Hipotesis ini disebut dengan lempeng tektonik yang kemudian berkembang sangat pesat dan disertai berbagai bukti mutakhir.



Gambar 5. Terbentuknya muka bumi yang kompleks pada zona zuduksi

Gambar 3. Menunjukkan terbentuknya muka bumi yang kompleks akibat zona pertemuan dua lempeng yang dikenal dengan zona zuduksi. Pada zona ini dapat terbentuk gunung api, pegunungan hasil lipatan serta palung laut.

BAB II MINERAL DAN BATUAN

1.1 Mineral

Mineral adalah senyawa anorganik yang terbentuk secara alamiah, berfase padat, mempunyai komposisi dan struktur tertentu. Batu bara bukan termasuk mineral, karena berasal dari zat organik. Minyak bumi tidak termasuk mineral karena berfase cair. Salju dan gletser termasuk mineral karena berfase padat.

Sifat fisik mineral

Mineral dapat dikenali berdasarkan Sifat fisik dari mineral tersebut antara lain: warna, Kilap, Bentuk, Belahan, Kekerasan. Tiap mineral memiliki warna yang khas, akan tetapi ada beberapa mineral yang memiliki warna yang hampir sama. Kilap atau kilau mineral juga merupakan sifat fisik yang dapat digunakan untuk identifikasi mineral. Bentuk kristal suatu mineral dikontrol oleh ikatan kimia mineral tersebut. Belahan mineral dipengaruhi oleh ikatan lemah antar molekul. Kekerasan mineral menunjukkan besarnya gaya tekan untuk membelah atau merusak stuktur mineral tersebut. Kekerasan mineral dinyatakan dalam skala Mohs.

Bentuk kristal mineral

Melalui wujudnya sebuah kristal dapat ditentukan secara geometris dengan mengetahui sudut-sudut bidangnya. Dalam ilmu kristalografi geometri dipakai enam jenis sistem sumbu, yaitu: sistem sumbu isomerik, sistem sumbu tetragonal, sistem sumbu ortorombik, sistem sumbu monoklin, sistem sumbu triklin, sistem sumbu heksagonal.

Sifat optik mineral

Pengenalan mineral yang terdapat pada batuan umumnya dilakukan secara mikroskopis dengan cahaya terpolarisasi. Jenis cahaya yang tersebut dapat diperoleh dengan memakai dua prismapolarisasi atau polarisator. Mineral tertentu memiliki sifat memutar sumbu cahaya terpolarisasi dengan arah sudut putar yang khas.

Variasi dalam komposisi

Sifat kristal pada mineral bisa rusak atau berubah oleh pengaruh suhu dan tekanan. Semua mineral mempunyai komposisi kimia yang tertentu dan ditulis dengan formula kimia tertentu, contoh: Quartz SiO_2 (proporsi atau rasio Si:O=1:2).

Berbagai-bagai sampel dari 1 jenis mineral mungkin mempunyai komposisi yang berbeda dengan tingkat perbedaannya tertentu. Karena mineral itu bersifat kristal dan mempunyai komposisi kimia yang pasti dan sifat fisika yang pasti. Sifat fisika suatu mineral mungkin juga bervariasi sesuai dengan variasi komposisi kimianya. Komposisi mineral sangat bervariasi mulai dari unsur murni dan garam sederhana sampai yang sangat kompleks dengan berbagai-bagai bentuk seperti silikat.

2.2 BATUAN

Batuan adalah sekumpulan mineral-mineral yang menjadi satu. Batuan bisa terdiri dari satu macam mineral saja atau campuran beberapa mineral.

Batuan Beku

Batuan beku terbentuk oleh pembekuan magma. Batuan beku dibagi menjadi batuan plutonik dan batuan vulkanik. Batuan plutonik atau intrusif terbentuk ketika magma mendingin dan terkristalisasi perlahan didalam kerak bumi. Salah satu contoh batuan beku plutonik adalah granite. Sedangkan batuan beku vulkanik atau ekstrusif membeku dan terbentuk pada saat magma keluar ke permukaan bumi sebagai lava atau fragmen beku. Contoh batuan beku vulkanik adalah batu apung dan basalt.

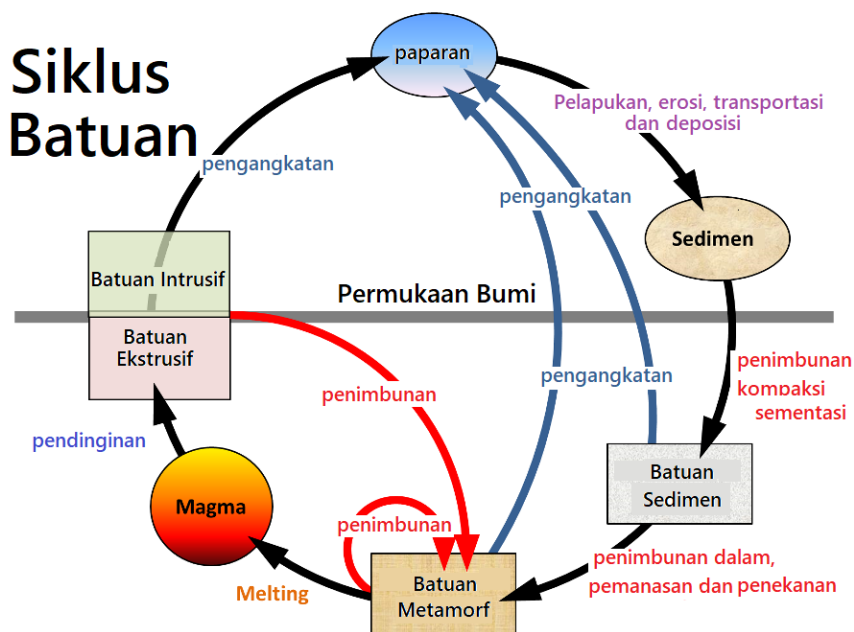
Batuan sedimen

Batuan sedimen terbentuk karena endapan dari hasil pelapukan material-material batuan. Material hasil lapukan ini bisa berupa zat organik maupun mineral. Material ini kemudian terkompaksi serta tersementasi. Batuan sedimen yang terbentuk di permukaan bumi terdiri dari 65% batu lempung (mudstone, shale dan siltstone); 20%-25% Batu pasir dan 10%-15% batuan karbonat (limestone dan dolostone).

Batuan metamorf

Batuan metamorf terbentuk dari hasil ubahan/alterasi dari mineral dan batuan lain karena pengaruh tekanan dan temperatur. Tekanan dan temperatur yang mempengaruhi pembentukan batuan ini sangat tinggi dibandingkan pada pembentukan batuan beku dan sedimen sehingga mengubah mineral asal menjadi mineral lain.

Siklus batuan



Gambar 6. Siklus batuan

Batuan dapat mengalami perubahan dari satu tipe menjadi tipe batuan yang lainnya. Batuan dari jenis apapun jika tertimbun kedalam bumi, mendapatkan energi panas hingga meleleh, kemudian membeku kembali, maka batuan tersebut akan menjadi batuan beku. Batuan jenis apapun jika mengalami pelapukan, transportasi, kemudian terendapkan kembali, maka batuan tersebut akan menjadi batuan sedimen. Batuan jenis apapun jika mengalami pemanasan (pematangan termal) dan penekanan, maka batuan tersebut akan berubah menjadi batuan metamorf. Gambar 6 menunjukkan siklus batuan yang dapat berubah menjadi tipe batuan lain.

Klasifikasi mineral

Jenis mineral tanah secara garis besar dapat dibedakan atas mineral primer dan mineral sekunder. Mineral primer adalah mineral tanah yang umumnya mempunyai ukuran butir fraksi pasir dengan ukuran butir 2 hingga 0,05 mm. Mineral sekunder atau mineral liat adalah mineral-mineral hasil pembentukan baru atau hasil pelapukan mineral primer yang terjadi selama proses pembentukan tanah yang komposisi maupun strukturnya sudah berbeda dengan mineral yang terlapuk. Jenis mineral ini berukuran sangat halus yaitu dengan ukuran lebih kecil dari 2 mikron. Mineral diklasifikasikan berdasarkan komposisi kimia dengan grup anion yaitu, Kelas Silicate, Kelas Karbonat, Kelas

Sulfate, Kelas Halide, Kelas Oxide, Kelas Sulfide, Kelas Phosphate, Kelas Unsur dan Kelas Organik.

Sumber daya mineral

Sumber daya mineral adalah endapan mineral yang diharapkan dapat dimanfaatkan secara nyata. Sumber daya mineral dengan pertimbangan geologi dan ekonomi tertentu dapat berubah menjadi cadangan setelah dilakukan pengkajian kelayakan tambang dan memenuhi berbagai kriteria layak tambang.

Cadangan adalah endapan mineral yang telah diketahui ukuran, bentuk, sebaran, kuantitas dan kualitasnya dan yang secara ekonomis, teknis, hukum, lingkungan dan sosial dapat ditambang.

BAB III BATUAN BEKU

3.1 Definisi Batuan Beku

Batuan beku atau *igneus rock* berasal dari Bahasa Latin: (ignis yaitu "api"). Batuan beku adalah jenis batuan yang terbentuk dari magma yang mendingin dan mengeras, dengan atau tanpa proses kristalisasi, baik di bawah permukaan bumi yang dikenal sebagai batuan intrusif (plutonik) maupun di atas permukaan bumi yang dikenal sebagai batuan ekstrusif (vulkanik).

3.2 Tekstur Batuan Beku

Tekstur didefinisikan sebagai keadaan atau hubungan yang erat antar mineral-mineral sebagai bagian dari batuan dan antara mineral-mineral dengan massa gelas yang membentuk massa dasar dari batuan. Tekstur batuan ditentukan oleh kristalinitas, granularitas, bentuk kristal dan hubungan antar kristal.

Tekstur pada batuan beku umumnya ditentukan oleh tiga hal yang penting, yaitu: kristalinitas, granularitas, bentuk kristal dan hubungan antar kristal.

Kristalinitas adalah derajat kristalisasi dari suatu batuan beku pada waktu terbentuknya batuan tersebut. Kristalinitas digunakan untuk menunjukkan berapa banyak kristal yang berbentuk dan yang tidak berbentuk, selain itu juga dapat mencerminkan kecepatan pembekuan magma. Apabila magma dalam pembekuannya berlangsung lambat maka kristalnya kasar. Sedangkan jika pembekuannya berlangsung cepat maka kristalnya akan halus, akan tetapi jika pendinginannya berlangsung dengan cepat sekali maka kristalnya berbentuk amorf.

Granularitas didefinisikan sebagai besar butir (ukuran) pada batuan beku. Pada umumnya dikenal dua kelompok tekstur ukuran butir, yaitu: Fanerik atau fanerokristalin dan afanitik.

Fanerik/fanerokristalin memiliki ukuran kristal yang dapat dibedakan satu sama lain dengan mata telanjang. Kristal-kristal jenis fanerik ini dapat dibedakan menjadi: halus, sedang, kasar dan sangat kasar sebagaimana ditunjukkan tabel 1.

Tabel 1. Penggolongan ukuran kristal fanerik

Penggolongan Ukuran Kristal Fanerik	Ukuran Kristal
halus (fine)	< 1 mm
sedang (medium)	1 - 5 mm
kasar (coarse)	5 - 30 mm
sangat kasar (very coarse)	➤ 30 mm

Afanitik memiliki ukuran kristal yang tidak dapat dibedakan dengan mata telanjang sehingga diperlukan bantuan lensa pembesar. Batuan dengan tekstur

afanitik dapat tersusun oleh kristal, gelas atau keduanya. Dalam analisa mikroskopis dapat dibedakan:mikrokristalin, kriptokristalin dan amorf. Visibilitas ukuran kristal ditunjukkan oleh tabel 2.

Tabel 2. Visibilitas mineral afanitik

Istilah ukuran kristal	Visibilitas	Ukuran
mikrokristalin	dapat dilihat dengan mikroskop	0,1-0,01 mm
kriptokristalin	sulit dilihat dengan mikroskop	0,01-0,002 mm
amorf	tak dapat dibedakan	< 0,002 mm

Hubungan antar kristal atau disebut juga relasi didefinisikan sebagai hubungan antara kristal/mineral yang satu dengan yang lain dalam suatu batuan. Secara garis besar, relasi dapat dibagi menjadi dua, yaitu: Ekuigranular dan Inekuigranular.

Equigranular, yaitu apabila secara relatif ukuran kristalnya yang membentuk batuan berukuran sama besar. Berdasarkan keidealannya kristal-kristalnya, maka equigranular dibagi menjadi tiga, yaitu: Panidiomorfik, Hipidiomorfik dan allotriomorfik. Panidiomorfik granular, yaitu apabila sebagian besar mineral-mineralnya terdiri dari mineral-mineral yang euhedral. Hipidiomorfik granular, yaitu apabila sebagian besar mineral-mineralnya terdiri dari mineral-mineral yang subhedral. Allotriomorfik granular, yaitu apabila sebagian besar mineral-mineralnya terdiri dari mineral-mineral yang anhedral.

Inequigranular, yaitu apabila ukuran butir kristalnya sebagai pembentuk batuan tidak sama besar. Mineral yang besar disebut fenokris dan yang lain disebut massa dasar atau matrik yang bisa berupa mineral atau gelas.

3.3 Klasifikasi BatuanBeku

Pengelompokan atau klasifikasi batuan beku secara sederhana didasarkan atas tekstur dan komposisi mineralnya. Beberapa tekstur batuan beku yang umum adalah gelas, afanitik, fanerik, porfiritik.

Gelas (Glassy), tidak berbutir atau tidak memiliki Kristal (amorf). Afanitik (fine grained texture), berbutir sangat halus dan hanya dapat dilihat dengan mikroskop. Fanerik (coarse grained texture), berbutir cukup besar sehingga komponen mineral pembentuknya dapat dibedakan secara megaskopis. Porfiritik, merupakan tekstur yang khusus di mana terdapat campuran antara butiran-butiran kasar di dalam massa dengan butiran-butiran

yang lebih halus. Butiran besar yang bentuknya relative sempurna disebut Fenokrist sedangkan butiran halus di sekitar fenokrist disebut massa dasar.

Secara ringkas, klasifikasi batuan beku dapat dinyatakan sebagaimana ditunjukkan oleh tabel 3.

Tabel 3. Klasifikasi batuan beku

	Quartz (-)		Quartz < 10%			Quartz > 10 %		
	ULTRA	BASA	INTERMEDIET			ASAM		
	BASA	BASA	Kf < 1/3	1/3 < Kf < 2/3	Kf > 2/3	Kf < 1/3	1/3 < Kf < 2/3	Kf > 2/3
Afanitik		Basalt	Andesit	Trakhiandesit	Trakhyt	Dasit	Ryodasit	Ryolit
Fanerik	Dunite Peridotite	Gabbro	Diorit	Monzonit	Syenit	Igranodiorit	Adamelite	Granit

Beberapa batuan beku yang jumlahnya melimpah

Basalt adalah batuan leleran dari gabro, mineralnya berbutir halus, berwarna hitam, Andesit adalah batuan beku dalam mineralnya berbutir kasar hingga sedang, warnanya agak gelap. Granit adalah batuan beku dalam bertekstur holokristalin, feneritik, berbutir kasar

3.4 Struktur bentuk batuan beku

Batuan plutonik adalah istilah untuk setiap massa batuan intrusif yang membeku dibawah permukaan bumi. Ada tiga golongan besar bentuk struktur batuan intrusif yaitu lakolith, lopolith dan batholith.

Lakolit, sejenis dengan sill. Yang membedakan adalah bentuk bagian atasnya, batuan yang diterobosnya melengkung atau cembung ke atas, membentuk kubah landai. Sedangkan, bagian bawahnya mirip dengan Sill. Akibat proses-proses geologi, baik oleh gaya endogen, maupun gaya eksogen, batuan beku dapat tersingka di permukaan.

Lopolit, bentuknya mirip dengan lakolit hanya saja bagian atas dan bawahnya cekung ke atas.

Batholit, merupakan tubuh batuan beku dalam yang paling besar dimensinya. Bentuknya tidak beraturan, memotong lapisan-lapisan batuan yang diterobosnya. Kebanyakan batholit merupakan kumpulan massa dari sejumlah tubuh-tubuh intrusi yang berkomposisi agak berbeda. Perbedaan ini mencerminkan bervariasinya magma pembentuk batholit. Beberapa batholit mencapai lebih dari 1000 km panjangnya dan 250 km lebarnya. Dari penelitian geofisika dan penelitian singkapan di lapangan didapatkan bahwa tebal batholit antara 20-30 km. Batholite tidak terbentuk oleh magma yang menyusup dalam

rekahan, karena tidak ada rekahan yang sebesar dimensi batolit. Karena besarnya, batholit dapat mendorong batuan yang dilatasnya. Meskipun batuan yang diterobos dapat tertekan ke atas oleh magma yang bergerak ke atas secara perlahan, tentunya ada proses lain yang bekerja. Magma yang naik melepaskan fragmen-fragmen batuan yang menutupinya. Proses ini dinamakan stopping. Blok-blok hasil stopping lebih padat dibandingkna magma yang naik, sehingga mengendap. Saat mengendap fragmen-fragmen ini bereaksi dan sebagian terlarut dalam magma. Tidak semua magma terlarut dan mengendap di dasar dapur magma. Setiap frgamen batuan yang berada dalam tubuh magma yang sudah membeku dinamakan Xenolith.

3.5 Magma

Menurut para ahli seperti Turner dan Verhoogen (1960), F. F Groun (1947), Takeda (1970), magma didefinisikan sebagai cairan silikat kental yang berpijar dan terbentuk secara alamiah, bertemperatur tinggi antara 1.500–2.500°C dan bersifat mobile (dapat bergerak) serta terdapat pada kerak bumi bagian bawah

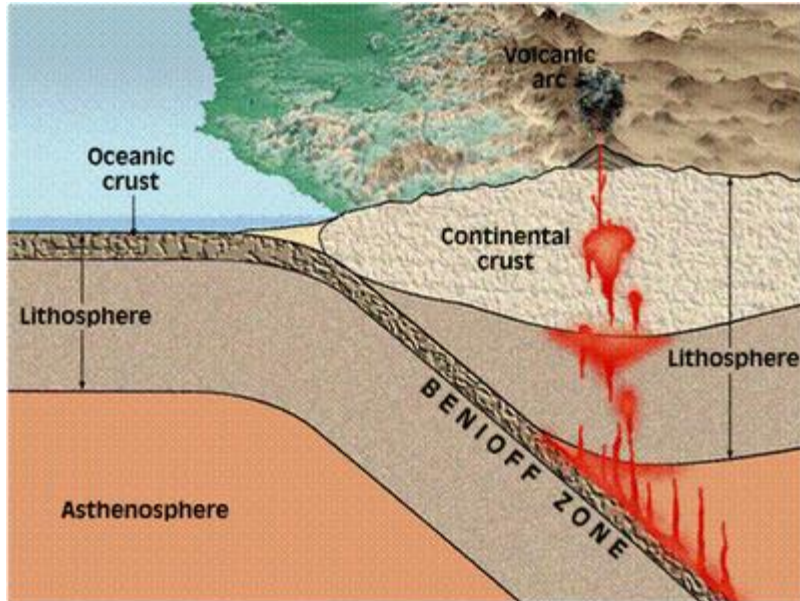
Pembentukan mineral pada magma diteliti dengan intensif oleh Bowen. Reaksi pembentukan mineral saat pendinginan magma disebut Bowen's Reaction Series yang memberikan pemahaman pada kita mengapa mineral tertentu dengan atom penyusun yang sama tidak dapat muncul secara bersamaan pada suhu dan tekanan tertentu.

Proses peleburan magma terjadi di ruang magma, dimana panas bumi terkonsentrasi, Dinding ruang magma adalah batuan yang panas akan tetapi tidak cukup panas untuk meleleh. Batuan disekaitar magma ini akan mengalami metamorfiseme sehingga menjadi batuan metamorf.

3.5 Vulkanisme

Vulkanisme adalah kegiatan yang berkaitan dengan gerakan magma. Magma sebagai masa silikat cair pijar sangat giat melakukan gerakan ke segala arah baik secara vertical, miring, menyusup atau mendatar, yang bergerak dipermukaan bumi ataupun hanya di dalam bumi.

Gambar 7 menunjukkan proses pembentukan magma pada zona subduksi. Hal ini dapat menjelaskan pada kita mengapa di Indonesia terdapat deretan gunung api yang muncul disepanjang zona subduksi.



Gambar 7. Pembentukan magma

BAB IV BATUAN SEDIMEN

4.1 Pengertian Batuan Sedimen

Batuan Sedimen adalah batuan yang paling banyak tersingkap di permukaan bumi, kurang lebih 75 % dari luas permukaan bumi, sedangkan batuan beku dan metamorf hanya tersingkap sekitar 25 % dari luas permukaan bumi. Oleh karena itu, batuan sediment mempunyai arti yang sangat penting, karena sebagian besar aktivitas manusia di permukaan bumi terdapat di atas jenis batuan ini.

Batuan Sedimen adalah batuan yang terbentuk karena proses diagenesis dari material batuan lain yang sudah mengalami sedimentasi. Sedimentasi ini meliputi proses pelapukan, pelapukan, transportasi, dan deposisi. Proses pelapukan yang terjadi dapat berupa pelapukan fisik maupun kimia. Proses pelapukan dan transportasi dilakukan oleh media air dan angin. Proses deposisi dapat terjadi jika energi transport sudah tidak mampu lagi mengangkut partikel tersebut.

4.2 Proses Pembentukan Batuan Sedimen

Batuan sedimen terbentuk dari batuan-batuan yang telah ada yang mengalami pelapukan, dorongan oleh air, pengikisan-pengikisan oleh angin serta proses, diagenesa, transportasi dan litifikasi. Batuan ini terendapkan di tempat-tempat yang relatif lebih rendah letaknya dari batuan asalnya, misalnya di laut, samudera, ataupun danau-danau. Mula-mula batuan sediment merupakan batuan-batuan yang lunak, akan tetapi karena proses diagenesa maka batuan-batuan lunak tadi berubah menjadi keras.

Batuan sedimen yang terbentuk secara kimia ataupun organik mempunyai satu kesamaan yaitu terbentuk oleh akumulasi larutan-larutan. Disamping batuan sedimen di atas, adapula sejenis batuan sejenis batuan sedimen yang sebagian besar mengandung bahan-bahan tidak larut, misalnya endapan puing pada lereng pegunungan sebagai hasil penghancuran batuan-batuan yang mengalami pelapukan, penyinaran matahari, ataupun kikisan angin. Batuan yang demikian ini disebut eluvium dan disebut alluvium jika dihanyutkan oleh air. Sifat utama dari batuan sedimen adalah berlapis-lapis. Pada awalnya batuan sedimen diendapkan secara mendatar dengan batuan termuda berada di bagian atas.

4.3 Litifikasi dan Diagenesis

Litifikasi atau pembatuan adalah proses perubahan material sediment menjadi batuan sediment yang kompak. Misalnya, pasir mengalami litifikasi menjadi batupasir. Seluruh proses yang menyebabkan perubahan pada sedimen selama terpendam dan terlitifikasi disebut sebagai diagenesis. Diagenesis terjadi pada temperatur dan tekanan yang lebih tinggi daripada kondisi selama proses

pelapukan, namun lebih rendah dibandingkan proses metamorfisme. Proses diagenesis dapat dibedakan menjadi tiga macam berdasarkan proses yang mengontrolnya, yaitu proses fisika, kimia, dan biologis.

Proses diagenesis adalah proses yang menyebabkan perubahan pada sediment selama terpendamkan dan terlitifikasikan, sedangkan litifikasi adalah proses perubahan material sediment menjadi batuan sediment yang kompak. Proses diagenesis ini dapat merupakan kompaksi yaitu pemadatan karena tekanan lapisan di atasnya atau proses sedimentasi yaitu perekatan bahan-bahan lepas tadi menjadi batuan keras oleh larutan-larutan kimia misalnya larutan kapur atau silisium. Sebagian batuan sedimen terbentuk di dalam samudera. Beberapa material ini mengendap secara langsung dan didukung oleh reaksi-reaksi kimia seperti oleh garam ($\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Adapula yang diendapkan dengan bantuan jasad renik, baik tumbuhan maupun hewan.

Proses diagenesa sangat berperan dalam menentukan bentuk dan karakter akhir batuan sedimen yang dihasilkannya. Proses diagenesis akan menyebabkan perubahan material sedimen. Perubahan yang terjadi meliputi perubahan fisik, mineralogi dan kimia.

Adapun beberapa proses yang terjadi dalam diagenese, yaitu:

Kompaksi

Kompaksi terjadi jika adanya tekanan akibat penambahan beban. Beban ini berasal dari endapan material di atasnya yang terendapkan kemudian.

Anthigenesis

Mineral baru pada batuan sedimen biasanya terbentuk dalam lingkungan diagenetik, sehingga keberadaan mineral tersebut merupakan partikel baru dalam suatu sedimen. Mineral autigenik ini yang umum terdapat pada batuan sedimen adalah karbonat, silika, klastika, illite, gypsum dan beberapa mineral lain.

Metasomatisme

Metasomatisme adalah proses pergantian mineral sedimen oleh berbagai mineral autigenik, tanpa pengurangan volume asal. Contoh peristiwa ini adalah dolomitasi yaitu proses perubahan mineral karbonat ataupun fosil menjadi dolomit.

Rekristalisasi

Rekristalisasi adalah pengkristalan kembali suatu mineral dari suatu larutan kimia yang berasal dari pelarutan material sedimen selama proses

diagnosa atau sebelumnya. Rekristalisasi sangat umum terjadi pada pembentukan batuan karbonat. Sedimentasi yang terus berlangsung di bagian atas sehingga volume sedimen yang ada di bagian bawah semakin kecil dan cairan (fluida) dalam ruang antar butir tertekan keluar dan bermigrasi ke arah atas secara perlahan-lahan.

Larutan (Solution)

Biasanya pada urutan karbonat akibat adanya larutan menyebabkan terbentuknya rongga-rongga di dalam jika tekanan cukup kuat menyebabkan terbentuknya struktur iolit.

4.4 Transportasi Sedimen

Sedimen dapat diangkut dengan tiga cara, yaitu :

Suspension: ini umumnya terjadi pada sedimen-sedimen dengan ukuran butir yang sangat kecil ukurannya (seperti lempung) sehingga mampu diangkut dengan mudah oleh aliran air atau angin yang ada.

Bed load: ini terjadi pada sedimen yang relatif lebih besar (seperti pasir, kerikil, kerakal, bongkah) sehingga gaya yang ada pada aliran yang bergerak dengan kecepatan cukup tinggi dapat memindahkan partikel-partikel yang besar di dasar aliran. Pergerakan dari butiran pasir dimulai pada saat kekuatan gaya aliran melebihi kekuatan inerti butiran pasir tersebut pada saat diam. Gerakan-gerakan sedimen tersebut bisa menggelundung, menggeser, atau bahkan bisa mendorong sedimen yang satu dengan lainnya.

Saltation yang dalam bahasa latin artinya melompat umumnya terjadi pada sedimen berukuran pasir dimana aliran fluida yang ada mampu mendorong dan mengangkut sedimen pasir sampai akhirnya karena gaya grafitasi yang kemudian mengembalikan sedimen pasir tersebut ke dasar.

4.5 Batuan sedimen Klastik

Batuan sedimen klastik terbentuk dari pengendapan kembali batuan-batuan asal. Batuan asal dapat berupa batuan beku, batuan sedimen itu sendirimaupun batuan metamorf. Dalam pembentukannya batuan sedimen klastik ini mengalami diagnosa yaitu perubahan yang berlangsung pada temperatur rendah di dalam suatu sediment selama proses litifikasi.

Batuan sedimen klastik tersusun oleh klastik-klastik yang terjadi karena proses pengendapan secara mekanis dan banyak mengandung mineral allogenik. Mineral allogenik adalah mineral yang tidak terbentuk pada lingkungan sedimentasi atau pada saat sedimentasi terjadi. Mineral ini berasal dari batuan asal yang telah mengalami transportasi dan kemudian terendapkan

pada lingkungan sedimentasi. Pada umumnya berupa mineral yang mempunyai resistensi tinggi. Contohnya: kuarsa, biotite, hornblende, plagioklas dan garnet.

4.6 Batuan sedimen Non-klastik

Batuan sedimen proses pembentukannya dapat berasal dari proses kimiawi, atau sedimen yang berasal dari sisa-sisa organisme yang telah mati.

Warna

Secara umum warna pada batuan sedimen akan dipengaruhi oleh beberapa factor, yaitu :

- Warna mineral pembentuk batuan sedimen. Contoh jika mineral pembentuk batuan sedimen didominasi oleh kuarsa maka batuan akan cenderung berwarna putih.
- Warna massa dasar (matrik) atau warna semen.
- Warna material yang menyelubungi (coating material). Contoh batupasir kuarsa yang diselubungi oleh glaukonit akan berwarna hijau.

Derajat kehalusan butir penyusunnya.

Pada batuan dengan komposisi yang sama jika makin halus ukuran butir maka warnanya cenderung akan lebih gelap. Warna batuan juga dipengaruhi oleh kondisi lingkungan pengendapan, jika kondisi lingkungannya reduksi maka warna batuan menjadi lebih gelap dibandingkan pada lingkungan oksidasi. Batuan sedimen yang banyak kandungan material organik (organik matter) mempunyai warna yang lebih gelap.

4.7 Tekstur Batuan Sedimen

Tekstur batuan sediment adalah segala kenampakan yang menyangkut butir sedimen seperti ukuran butir, bentuk butir dan orientasi. Tekstur batuan sedimen mempunyai arti penting karena mencerminkan proses yang telah dialami batuan tersebut terutama proses transportasi dan pengendapannya, tekstur juga dapat digunakan untuk menginterpretasi lingkungan pengendapan batuan sediment.

Tekstur klastik

Faktor yang menentukan tekstur fragmen klastik adalah massa dasar matrik dan material semen penyusun batuan tersebut. Fragmen dari suatu batuan adalah bagian atau butiran yang ukurannya lebih besar daripada pasir. Matrik dari suatu batuan adalah butiran yang berukuran lebih kecil daripada fragmen diendapkan bersama-sama dengan fragmen. Semen adalah material halus yang menjadi pengikat batuan beku. Semen diasanya diendapkan setelah fragmen dan matrik. Semen pada umumnya berupa silika, kalsit, sulfat atau oksida besi.

Besar butir kristal penyusun batuan dibedakan menjadi tiga ukuran yaitu kasar, sedang dan halus. Butiran kasar memiliki ukuran lebih besar dari 5 mm, butir sedang memiliki ukuran dari 1 hingga 5 mm, sedangkan butiran halus memiliki ukuran lebih kecil dari 1mm. Jika kristal penyusun batuanya sangat halus sehingga tidak dapat dibedakan, maka disebutmikrokristalin.

Ukuran Butir

Untuk membedakan ukuran butir material penyusun batuan dapat digunakan skala Wenworth (1922), dengan klasifikasi sebagai berikut:

Tabel 4. Ukuran Butir Berdasarkan Skala Wenworth

Ukuran Butir (mm)	Nama Butir	Nama Batuan
> 256	Bongkah (Boulder)	Breksi : jika fragmen
64-256	Berangkal (Couple)	berbentuk runcing
4-64	Kerakal (Pebble)	Konglomerat : jika membulat
2-4	Kerikil (Gravel)	fragmen berbentuk membulat
1-2	Pasir Sangat Kasar(Very Coarse Sand)	
1/2-1	Pasir Kasar (Coarse Sand)	
1/4-1/2	Pasir Sedang (Fine Sand)	Batupasir
1/8-1/4	Pasir halus (Medium Sand)	
1/16-1/8	Pasir Sangat Halus(Very Fine Sand)	
1/256-1/16	Lanau	Batulanau
<1/256	Lempung	Batulempung

Besar ukuran butir dipengaruhi oleh berbagai faktor diantaranya: jenis pelapukan, jenis transportasi, waktu/jarak transport, resistensi dan bentuk bentuk kristal.

Tingkat kebundaran butir (roundness)

Tingkat kebundaran butir dipengaruhi oleh komposisi butir, ukuran butir, jenis proses transportasi dan jarak transport (Boggs,1987). Butiran dari mineral yang resisten seperti kwarsa dan zircon akan berbentuk kurang bundar dibandingkan butiran dari mineral kurang resisten seperti feldspar dan pyroxene.

Tabel 4 menunjukkan pembagian tingkat kebulunan butir dengan istilah berbahasa Inggris.

Tabel 5. Pembagian tingkat kebulunan butir

Tingkat kebulunan (Roundness)	Bentuk
well rounded	membundar baik
rounded	membundar
subrounded	membundar tanggung
subangular	menyudut tanggung
angular	menyudut

Sortasi (Pemilahan)

Sortasi atau pemilahan adalah keseragaman dari ukuran besar butir penyusun batuan sediment, artinya bila semakin seragam ukurannya dan besar butirnya maka dikatakan pemilahannya semakin baik. Beberapa istilah yang biasa dipergunakan dalam pemilahan batuan, yaitu : sortasi baik dan buruk. Sortasi baik jika besar butir merata atau sama besar, sedangkan sortasi buruk jika besar butir tidak merata, terdapat matrik dan fragmen.

Kemas (Fabric)

Kemas adalah bentuk dan jarak antar butir pada batuan sedimen. Kemas terbuka terbuka adalah butiran yang tidak saling bersentuhan (mengambang dalam matrik), sedangkan pada kemas tertutup butiran saling bersentuhan satu sama lain.

Struktur

Pada batuan sedimen dikenal dua macam struktur, yaitu syngnetic dan epygenic. Struktur syngnetik terbentuk bersamaan dengan terjadinya batuan sedimen, yang sering disebut juga sebagai struktur primer. Struktur epigenetik terbentuk setelah batuan tersebut selesai terbentuk. Contoh struktur epigenetik adalah kekar, sesar, dan lipatan.

Graded bedding

Struktur graded bedding merupakan struktur yang sangat khas dimana butiran makin ke atas makin halus. Graded bedding sangat penting sekali artinya untuk menentukan bagian atas (up) dan bagian bawah (bottom) dimana yang halus merupakan bagian atasnya sedangkan bagian yang kasar adalah bawahnya.

4.8 Penamaan Batuan Sedimen

Breksi

Breksi memiliki butiran-butiran fragmen yang bersifat kasar dan runcing yang terbentuk dari sementasi fragmen-fragmen kasar dengan ukuran 2 hingga 256 milimeter. Fragmen-fragmen ini bersifat runcing dan menyudut sebagaimana ditunjukkan oleh gambar 4. Fragmen yang runcing ini menunjukkan bahwa fragmen tersebut tidak tertransportasi pada jarak yang jauh. Fragmen-fragmen dari breksi biasanya merupakan fragmen yang terkumpul pada bagian dasar lereng yang mengalami sedimentasi, selain itu fragmen juga dapat berasal dari hasil longoran yang mengalami litifikasi. Komposisi dari breksi terdiri dari sejenis atau campuran dari rijang, kuarsa, granit, kuarsit, batu gamping, dan lain-lain.



Gambar 8. Breksi dengan fragmen yang runcing dan menyudut

Konglomerat

Konglomerat hampir sama dengan breksi, yaitu memiliki ukuran butir 2-256 milimeter dan terdiri atas sejenis atau campuran rijang, kuarsa, granit, dan lain-lain, hanya saja fragmen yang menyusun batuan ini umumnya bulat atau agak membulat dan tidak runcing sebagaimana ditunjukkan oleh gambar 5. Pada konglomerat, terjadi proses transportasi yang cukup jauh sehingga pada material-material penyusunnya yang mengakibatkan fragmen-fragmennya memiliki bentuk yang membulat.



Gambar 9. Konglomerat dengan fragmen yang membulat dan tumpul

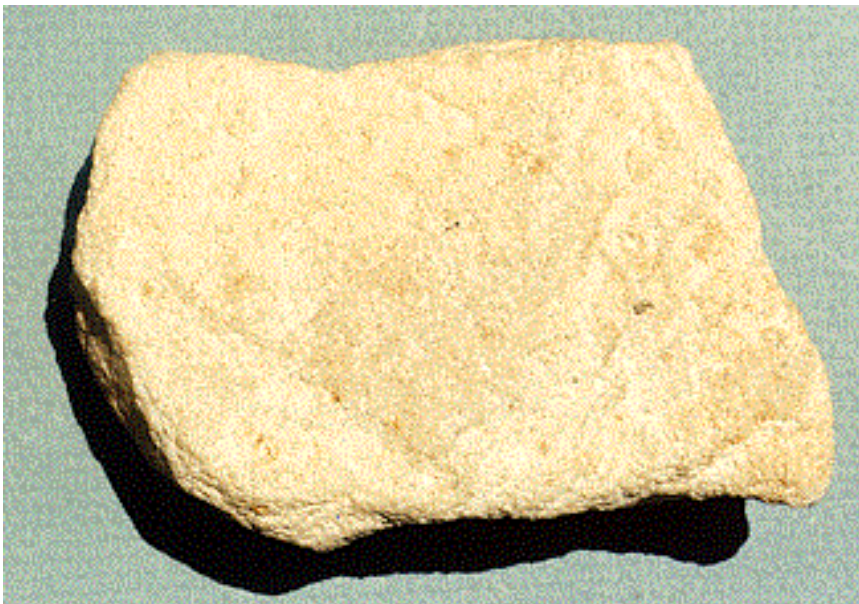
Batu Pasir

Batu pasir atau *sand-stone* terbentuk dari sementasi dari butiran-butiran pasir yang terbawa oleh aliran sungai, angin, dan ombak yang akhirnya terakumulasi pada suatu tempat. Ukuran butiran dari batu pasir ini dari 1/16 hingga 2 milimeter. Komposisi batuan bervariasi, tersusun terutama dari kuarsa, feldspar atau pecahan dari batuan, misalnya basalt, riolit, sabak, klorit dan bijih besi. Batu pasir umumnya digolongkan menjadi tiga kriteria, yaitu batu pasir kwarsa, arkose, dan graywacke.



Gambar 10. Batu pasir

Batu Pasir Kwarsa



Gambar 11. Batu pasir kwarsa

Batu pasir kwarsa adalah batu pasir yang sekitar 90% butirannya tersusun dari kuarsa. Butiran kuarsa dalam batu pasir ini memiliki pemilahan yang baik dan ukuran butiran yang bulat karena terangkut hingga jarak yang jauh. Sebagian besar jenis batu pasir ini ditemukan pada pantai dan gumuk pasir.

Arkose



Gambar 12. Arkose

Arkose adalah batu pasir yang memiliki 25% atau lebih kandungan feldspar. Sedimen yang menjadi asal mula dari Arkose ini biasanya hanya mengalami sedikit perubahan secara kimia. Sebagian arkose juga memiliki sedikit butiran-butiran yang bersifat kasar karena jarak pengangkutan yang relatif pendek.

Graywacke



Gambar 13. Graywacke

Graywacke adalah salah satu tipe dari batu pasir yang 15% atau lebih komposisinya adalah matrix yang terbuat dari lempung, sehingga menghasilkan sortasi yang jelek dan batuan menjadi berwarna abu-abu gelap atau kehijauan.

Shale



Gambar 14. Shale

Shale adalah batuan sedimen yang memiliki tekstur yang halus dengan ukuran butir 1/16 hingga 1/256 milimeter. Komposisi mineralnya umumnya tersusun dari mineral-mineral lempung, kuarsa, opal, kalsedon, klorit, dan bijih besi. Shale dibedakan menjadi dua tipe batuan, yaitu batu lanau dan batu lempung atau serpih. Batu lanau memiliki butiran yang berukuran antara batu pasir dan batu serpih, sedangkan batu lempung memiliki ciri khas mudah membelah dan bila dipanasi menjadi plastis.

Batu Kapur

Batu kapur atau *limestone* sering disebut juga batu gamping adalah batuan sedimen yang memiliki komposisi mineral utama dari kalsit dengan rumus kimia CaCO_3 . Teksturnya bervariasi antara rapat, afanitis, berbutir kasar, kristalin atau oolit. Batu gamping dapat terbentuk baik karena hasil dari proses organik atau proses anorganik. Batu gamping dapat dibedakan menjadi batu gamping terumbu, kalsilutit, dan kalkarenit.



Gambar 15. Batu kapur, berwarna putih dan didominasi oleh mineral kalsit

Calcarenite

Calcarenite memiliki ukuran butir 1/16 hingga 2 milimeter, batuan ini terdiri dari 50% atau lebih material karbonat detritus, yaitu material yang tersusun dari fosil dan oolit.



Gambar 16. Kalkarenit didominasi oleh hancuran fosil kerang

Calcilutite



Gambar 17. Kalsilutit

Calcilutite terbentuk jika ukuran butiran dari calcarenite berubah menjadi lebih kecil hingga kurang dari 1/16 milimeter yang kemudian mengalami litifikasi.

Gamping Terumbu

Batu Gamping terumbu terbentuk karena aktivitas dari coral atau terumbu pada perairan yang hangat dan dangkal



Gambar 18. Batu kapur, berwarna putih dan didominasi oleh fosil kerang

Saltstone

Saltstone terdiri dari mineral halite dengan komposisi kimia NaCl yang terbentuk karena adanya penguapan yang biasanya terjadi pada air laut. Tekstur dari batuan ini berbentuk kristalin.



Gambar 19. Kristal garam yang terbentuk secara alamiah

Gypsum

Gypsum tersusun atas mineral gipsum dengan rumus kimia $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Sama seperti dengan Saltstone, batuan ini terbentuk karena kandungan uap air yang ada menguap. Tekstur dari batuan ini juga berupa kristalin



Gambar 20. Gypsum dengan komposisi kimia $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Coal



Gambar 21. Batu bara

Coal atau batu bara adalah batuan sedimen yang terbentuk dari kompaksi material yang berasal dari tumbuhan, baik berupa akar, batang, maupun daun. Teksturnya amorf, berlapis, dan tebal. Komposisinya berupa humus dan karbon. Warnanya biasanya coklat kehitaman dan pecahannya bersifat prismatic. Batu bara terbentuk pada rawa-rawa pada daerah beriklim tropis yang airnya mengandung sedikit oksigen. Bagian dari tumbuhan tenggelam dan mengendap di dasar rawa semakin lama semakin bertambah dan terakumulasi. Material tersebut lama-kelamaan terkubur oleh material di atasnya sehingga tekanannya bertambah sehingga air yang terkandung terperas keluar, dan kemudian mengalami kompaksi menjadi batu-bara.

BAB V BATUAN METAMORF

Batuan metamorf terbentuk oleh proses rekristalisasi di kedalaman kerak bumi pada kedalaman 3 hingga 20 km dari permukaan bumi, yang sebagian besar terjadi dalam keadaan padat, yakni tanpa melalui fasa cair. Sehingga terbentuk struktur dan mineralogi baru yang sesuai dengan lingkungan fisik baru pada tekanan (P) dan temperatur (T) tertentu. Menurut H.G.F. Winkler, 1967, metamorfisme adalah proses-proses yang mengubah mineral suatu batuan pada fase padat karena pengaruh atau tanggapan terhadap kondisi fisik dan kimia di dalam kerak bumi, dimana kondisi fisik dan kimia tersebut berbeda dengan kondisi sebelumnya. Proses-proses tersebut tidak termasuk pelapukan dan diagenesis.

Proses metamorfisme kadang-kadang tidak berlangsung sempurna, sehingga perubahan yang terjadi pada batuan asal tidak terlalu besar, hanya kekompakan pada batuan saja yang bertambah. Proses metamorfisme yang sempurna menyebabkan karakteristik batuan asal tidak terlihat lagi. Pada kondisi perubahan yang sangat ekstrim, peningkatan temperatur mendekati titik lebur batuan, padahal perubahan batuan selama proses metamorfisme harus tetap dalam keadaan padat. Apabila sampai mencapai titik lebur batuan maka proses tersebut bukan lagi proses metamorfisme tetapi proses aktivitas magma.

5.1 Metamorfisme

Metamorfisme adalah proses-proses yang mengubah mineral suatu batuan pada fase padat karena pengaruh kondisi fisik dan kimia di dalam kerak bumi, dimana kondisi fisik dan kimia tersebut berbeda dengan kondisi sebelumnya. Proses-proses tersebut tentu saja tidak termasuk proses pelapukan dan diagenesis.

5.2 Proses Metamorfisme

Proses metamorfose dapat berlangsung sangat lama hingga jutaan tahun. Semakin lama prosesnya, maka semakin sempurna tingkat metamorfosanya. Selain factor waktu, factor suhu dan tekanan sangat menentukan sempurnanya metamorfose. Metamorfose yang terjadi secara sempurna maka karakteristik batuan asalnya tidak terlihat lagi. Pada metamorfisme yang tak sempurna: perubahan yang terjadi pada batuan asal tidak terlalu Nampak mencolok. Hanya kekompakan pada batu saja yang bertambah.

5.3 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Metamorfisme

Faktor yang mempengaruhi intensitas metamorfisme batuan yaitu suhu, tekanan, larutan yang terlibat, waktu dan media metamorfisme.

Ketiganya dapat bekerjasama pada batuan yang mengalami proses metamorfisme tetapi derajat metamorfisme dan kontribusi dari tiap agen tersebut berbeda-beda.

Perubahan temperatur dapat terjadi karena berbagai macam sebab antara lain karena adanya pemanasan akibat intrusi magmatik ataupun perubahan gradien geothermal. Panas dalam skala kecil juga bisa terjadi akibat adanya gesekan/friksi selama terjadinya deformasi suatu massa batuan.

Pressure dan temperature akan bervariasi dalam tiap kedalaman. Tekanan didefinisikan sebagai gaya yang dihasilkan dari segala arah. Ada beberapa tipe stress, disebut hydrostatic stress, atau uniform stress. Jika stress tidak sama dari segala arah, stress seperti ini disebut differential stress. Differential stress yang terjadi pada saat atau selama metamorfisme, akan mempengaruhi tekstur batuan yang terbentuk. Lembaran-lembaran silika akan tumbuh dengan berorientasi tegak-lurus pada arah tegangan maksimum (maximum stress). Orientasi dari lembaran silika menyebabkan batuan dapat pecah sepanjang lembaran yang sejajar tersebut. Struktur seperti ini disebut foliasi.

Aktivitas kimiawi fluida dan gas yang berada pada jaringan antar butir batuan mempunyai peranan yang penting dalam metamorfosa. Reaksi kimia dalam metamorfisme, selama rekristalisasi, dan pembentukan mineral-mineral baru berjalan sangat lambat. Melalui percobaan laboratorium dikatakan bahwa proses metamorfisme dengan waktu yang lebih lama, akan menghasilkan mineral-mineral berbutir besar. Dengan demikian batuan metamorf berbutir kasar telah melalui tahap metamorfisme yang lama. Percobaan telah membuktikan bahwa waktu yang dibutuhkan dalam proses metamorfisme dapat mencapai jutaan tahun.

Agen atau media yang menyebabkan proses metamorfisme adalah panas, tekanan dan cairan kimia aktif. Ketiga media tersebut dapat bekerja bersama-sama pada batuan yang mengalami proses metamorfisme, tetapi derajat metamorfisme dan kontribusi dari tiap agen tersebut berbeda-beda. Pada proses metamorfisme tingkat rendah, kondisi temperatur dan tekanan hanya sedikit diatas kondisi proses pematuan pada batuan sedimen. Sedangkan pada proses metamorfisme tingkat tinggi, kondisinya sedikit dibawah kondisi proses peleburan batuan.

5.4 Tipe Metamorfosa

Ada beberapa tipe metamorfosa yang dapat terjadi pada batuan yaitu metamorfosa regional, metamorfosa orogenic, metamorfosa burial, metamorfosa dasar samudera(ocean-floor), metamorfose local, metamorfosa kontak, metamorfosa kataklastik, metamorfosa metasomatisme, metamorfosa impact dan metamorfosa retrograde/diaropteris.

Metamorfosa Orogenik

Metamorfosa orogenic terjadi pada daerah sabuk orogenik dimana terjadi proses deformasi yang menyebabkan rekristalisasi. Umumnya batuan metamorf yang dihasilkan mempunyai butiran mineral yang terorientasi dan membentuk sabuk yang melampar dari ratusan sampai ribuan kilometer. Proses metamorfosa memerlukan waktu yang sangat lama dengan kisaran puluhan juta tahun.

Metamorfosa Burial

Metamorfosa burial terjadi karena kenaikan tekanan dan temperature daerah geosinklin yang mengalami sedimentasi intensif, kemudian mengalami perlipatan.

Metamorfosa dasar Samudera(Ocean-Floor)

Metamorfosa dasar samudra terjadi akibat adanya perubahan pada kerak samudera di sekitar punggung tengah samudera (mid oceanic ridges).

Metamorfosa Lokal

Metamorfosa Lokal terjadi pada batuan yang mengalami pemanasan di sekitar kontak massa batuan beku intrusif maupun ekstrusif. Proses ini terjadi karena pengaruh panas dan material yang dilepaskan oleh magma dan kadang-kadang juga oleh deformasi akibat gerakan magma.

Metamorfosa Hidrotermal/Metasomatisme

Metamorfosa Hidrotermal terjadi akibat perkolasi fluida atau gas yang panas pada jaringan antar butir atau pada retakan-retakan batuan. Pada peristiwa ini dapat terjadi perubahan komposisi mineral dan perubahan kimia.

Metamorfosa Impact

Metamorfosa *impact* terjadi akibat tabrakan sebuah meteorit dengan kecepatan yang sangat tinggi. Kisaran waktu terjadinya hanya beberapa mikrodetik dan umumnya ditandai dengan terbentuknya mineral coesite dan stishovite.

Metamorfosa Retrograde/Diaropteris

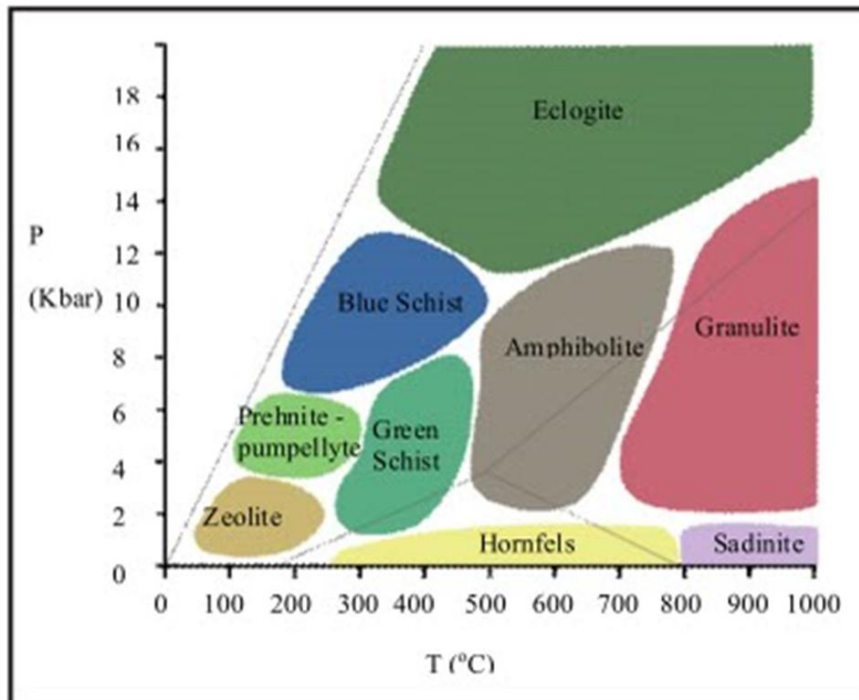
Metamorfosa ini terjadi akibat adanya penurunan temperatur sehingga kumpulan mineral metamorfosa tingkat tinggi berubah menjadi kumpulan mineral stabil pada temperatur yang lebih rendah

5.5 Fasies Metamorfik

Eskola, 1915 (Bucher & Frey, 1994)

kumpulan mineral pada batuan metamorf merupakan karakteristik genetik yang sangat penting sehingga terdapat hubungan antara kumpulan mineral dan komposisi batuan pada tingkat metamorfosa tertentu

Fasies Metamorfik



Gambar 22. Pembentukan mineral sebagai fungsi dari tekanan dan suhu

Fasies Metamorfik

Konsep fasies metamorfik diperkenalkan oleh Eskola, 1915 (Bucher & Frey, 1994). Eskola mengemukakan bahwa kumpulan mineral pada batuan metamorf merupakan karakteristik genetik yang sangat penting sehingga terdapat hubungan antara kumpulan mineral dan komposisi batuan pada tingkat metamorfosa tertentu. Dengan kata lain sebuah fasies metamorfik merupakan kelompok batuan yang termetamorfosa pada kondisi yang sama yang dicirikan oleh kumpulan mineral yang tetap. Tiap fasies metamorfik dibatasi oleh tekanan dan temperatur tertentu serta dicirikan oleh hubungan teratur antara komposisi kimia dan mineralogi dalam batuan.

Facies merupakan suatu pengelompokan mineral-mineral metamorfik berdasarkan tekanan dan temperatur dalam pembentukannya pada batuan metamorf. Setiap facies pada batuan metamorf pada umumnya dinamakan berdasarkan jenis batuan (kumpulan mineral), kesamaan sifat-sifat fisik atau kimia. Metamorfisme dapat terjadi pada tekanan rendah (

Zeolite facies (LP / LT)

The zeolite facies adalah facies metamorf dengan terendah grade metamorf. Pada suhu dan tekanan rendah proses dalam batu disebut diagenesis

Prehnite-pumpellyite-facies (LP / LT)

The prehnite-pumpellyite facies adalah sedikit lebih tinggi tekanan dan temperatur daripada facies zeolit. Hal ini dinamai dari mineral prehnite (a Ca - Al - phyllosilicate) dan pumpellyite (a sorosilicate)

Greenschist facies (MP / MT)

Greenschist facies menengah berada pada tekanan dan temperatur. The facies ini dinamai khas schistose tekstur dari batu dan warna hijau mineral klorit, epidote dan actinolite

Amphibolite-facies (MP / MT-HT)

The amphibolite facies adalah facies tekanan menengah dan rata-rata suhu tinggi. Hal ini dinamai amphiboles yang terbentuk dalam keadaan seperti itu.

Granulite facies (MP / HT)

The granulite facies adalah nilai tertinggi di metamorphism tekanan menengah. Kedalaman di mana hal ini terjadi tidak konstan. Karakteristik mineral facies ini dan pyroxene-hornblende facies adalah orthopyroxene

Blueschist facies (MP-HP/LT)

The blueschist facies berada pada suhu relatif rendah, tetapi tekanan tinggi, seperti terjadi pada batuan di zona subduksi. The facies ini dinamai menurut karakter schistose bebatuan dan mineral biru glaucophane dan lawsonite

Eclogite facies (HP / HT)

The eclogite facies adalah facies pada tekanan tinggi dan suhu tinggi. Hal ini dinamai untuk metabasic batu eclogite

Albite-epidote-hornfels facies (LP / LT-MT)

The albite-epidote-hornfels facies adalah fasies pada tekanan rendah dan suhu relatif rendah. Ini adalah nama untuk kedua mineral albite dan epidote, meskipun mereka adalah lebih stabil dalam fasies.

Hornblende hornfels facies(LP / MT)

Hornblende-hornfels facies adalah fasies dengan tekanan rendah yang sama tapi sedikit lebih tinggi suhu sebagai albite-epidote facies

Pyroxen hornfels facies(LP / MT-HT)

Pyroxene-hornfels facies adalah fasies metamorf kontak dengan suhu tertinggi dan adalah, seperti granulite facies, dicirikan oleh mineral orthopyroxene

Sanidinite facies(LP / HT)

The sanidinite facies adalah fasies langka yang sangat tinggi suhu dan tekanan rendah. Itu hanya bisa dicapai di bawah metamorf kontak tertentu-keadaan. Karena suhu tinggi pengalaman batu mencair parsial dan kaca terbentuk

5.6 Mineralogi

Mineral-mineral yang terdapat pada batuan metamorf dapat berupa mineral yang berasal dari batuan asalnya maupun dari mineral baru yang terbentuk akibat proses metamorfisme sehingga dapat digolongkan menjadi 3,yaitu :

- 1.Mineral yang umumnya terdapat pada batuan beku dan batuan metamorf seperti c, biotit, hornblende, piroksen, olivin dan bijih besi.
- 2.Mineral yang umumnya terdapat pada batuan sedimen dan batuan metamorf seperti kuarsa, muskovit, mineral-mineral lempung, kalsit dan dolomit.
- 3.Mineral indeks batuan metamorf seperti garnet, andalusit, kianit, silimanit, stautolit, kordierit, epidot dan klorit.

Proses pertumbuhan mineral saat terjadinya metamorfosa pada fase padat dapat dibedakan menjadi *secretionary growth*, *concentrionary growth* dan *replacement* (Ramberg, 1952 dalam Jackson, 1970). *Secretionary growth* merupakan pertumbuhan kristal hasil reaksi kima fluida yang terdapat pada batuan yang terbentuk akibat adanya tekanan pada batuan tersebut. *Concentrionary growth* adalah proses pendesakan kristal oleh kristal lainnya untuk membuat ruang pertumbuhan. Sedangkan *replacement* merupakan proses penggantian mineral lama oleh mineral baru.

Tekanan merupakan faktor yang mempengaruhi stabilitas mineral pada batuan metamorf (Huang, 1962). Dalam hal ini dikenal dua golongan mineral yaitu stress mineral dan antistress mineral. Stress mineral merupakan mineral yang kisaran stabilitasnya akan semakin besar bila terkena tekanan atau dengan kata lain merupakan mineral yang tahan terhadap tekanan. Mineral-mineral tersebut umumnya merupakan penciri batuan yang terkena deformasi sangat kuat. seperti sekis. Contoh stress mineral antara lain kloritoid, staurolit dan kianit. Sedangkan antistress mineral adalah mineral yang kisaran stabilitasnya akan menurun pada kondisi tekanan yang sama. Mineral ini tidak tahan terhadap tekanan tinggi sehingga tidak pernah ditemukan pada batuan yang terdeformasi kuat. Contoh mineralnya antara lain andalusit, kordierit, augit, hypersten, olivin, potasium felspar dan anortit.

5.7 Derajat metamorfosa

Berdasarkan tekanan dan temperature, metamorfosa dapat dibedakan menjadi 3 tingkat derajat metamorfosa, yaitu derajat metamorfosa rendah, sedang dan tinggi.

Metamorfosa Burial terjadi pada tekanan dan temperatur yang rendah dan serta kedalaman yang relatif dangkal. Tipe metamorfosa akan meningkat seiring dengan meningkatnya tekanan, temperatur, dan kedalaman, yaitu dari metamorfosa burial berubah menjadi metamorfosa regional.

Metamorfosa derajat rendah terjadi pada temperatur antara 200° hingga 320° C dan tekanan yang relatif rendah. Batuan metamorf derajat rendah dicirikan oleh berlimpahnya mineral-mineral hidrat, yaitu mineral-mineral yang mengandung air (H₂O) didalam struktur kristalnya). Contoh dari mineral-mineral hidrat yang terdapat pada batuan-batuan metamorf derajat rendah adalah mineral Lempung, serpentine dan klorit.

Metamorfosa derajat tinggi terjadi pada temperatur lebih besar dari 320°C dan tekanan yang relatif tinggi. Seiring dengan meningkatnya derajat metamorfosa, maka mineral-mineral hidrat akan semakin berkurang dikarenakan hilangnya unsur H₂O dan jumlah mineral-mineral non-hidrat menjadi bertambah banyak.

Batuan yang berada jauh didalam perut bumi dapat mengalami penurunan tekanan dan temperatur apabila mengalami erosi sebagai akibat dari pengangkatan secara tektonik. Peristiwa tersingkapnya batuan akibat erosi ini memungkinkan batuan mengalami pembalikan proses metamorfosa, yaitu batuan kembali pada kondisi awal sebelum mengalami metamorfosa. Pembalikan proses metamorfosa seperti ini dikenal dengan istilah metamorfosa retrogresif. Jumlah batuan metamorf yang mengalami metamorfosa retrogresif kelimpahannya sangat

sedikit. Hal ini disebabkan kenayakan mineral batuan metamorf lebih bersifat stabil dan kurang berpori.

Tekanan juga akan meningkat dengan kedalaman bumi, dengan demikian tekanan dan temperatur akan bervariasi di setiap tempat di kedalaman bumi. Tekanan didefinisikan sebagai gaya yang bekerja kesegala arah secara seimbang dan tekanan jenis ini disebut sebagai “hydrostatic stress” atau “uniform stress”. Jika tekanan kesegala arah tidak seimbang maka disebut sebagai “differential stress”. Jika tekanan diferensial hadir selama proses metamorfosa, maka tekanan ini dapat berdampak pada tekstur batuan. Butiran butiran yang berbentuk membundar (rounded) akan berubah menjadi lonjong dengan arah orientasinya tegak lurus dengan tekanan maksimum dari tekanan diferensial.

Reaksi kimia yang terlibat dalam metamorfosa, selama re-kristalisasi, dan pertumbuhan mineral-mineral baru terjadi pada waktu yang sangat lambat. Hasil uji laboratorium mendukung hal tersebut dimana dibutuhkan waktu yang lama dalam proses metamorfosa untuk membentuk butiran butiran mineral yang ukurannya cukup besar. Jadi, batuan metamorf yang berbutir kasar akan memerlukan waktu yang lama, diperkirakan membutuhkan waktu hingga jutaan tahun.

5.8 Batuan metamorf

Batuan metamorf merupakan batuan hasil malihan dari batuan yang telah ada sebelumnya yang ditunjukkan dengan adanya perubahan komposisi mineral, tekstur dan struktur batuan yang terjadi pada fase padat (solid state) akibat adanya perubahan temperatur, tekanan dan kondisi kimia di kerak bumi (Ehlers & Blatt, 1982).

Batuan metamorf adalah hasil dari perubahan-perubahan fundamental batuan yang sebelumnya telah ada. Panas yang intensif yang dipancarkan oleh suatu massa magma yang sedang mengintrusi menyebabkan metamorfosa kontak. Metamorfosa regional yang meliputi daerah yang sangat luas disebabkan oleh efek tekanan dan panas pada batuan yang terkubur sangat dalam.

Namun perlu dipahami bahwa proses metamorfosa terjadi dalam keadaan padat, dengan perubahan kimiawi dalam batas-batas tertentu saja dan meliputi proses-proses rekristalisasi, reorientasi dan pembentukan mineral-mineral baru dengan penyusunan kembali elemen-elemen kimia yang sebelumnya telah ada (Graham, D.S., 1987.). Menurut Turner (1954), batuan metamorf adalah batuan yang telah mengalami perubahan mineralogik dan struktur oleh proses metamorfisme dan terjadi langsung dari fase padat tanpa melalui fase cair.

5.9 Beberapa contoh batuan metamorf

Slate



Gambar 23 Slate

Slate merupakan batuan metamorf terbentuk dari proses metamorfosis batuan sedimen Shale atau Mudstone (batulempung) pada temperatur dan suhu yang rendah. Memiliki struktur foliasi (slaty cleavage) dan tersusun atas butir-butir yang sangat halus (very fine grained).

Asal	: Metamorfisme Shale dan Mudstone
Warna	: Abu-abu, hitam, hijau, merah
Ukuran butir	: Very fine grained
Struktur	: Foliated (Slaty Cleavage)
Komposisi	: Quartz, Muscovite, Illite
Derajat metamorfisme	: Rendah
Ciri khas	: Mudah membelah menjadi lembaran tipis

Filit



Gambar 24 Filit

Merupakan batuan metamorf yang umumnya tersusun atas kuarsa, sericite mica dan klorit. Terbentuk dari kelanjutan proses metamorfosis dari Slate.

Asal	: Metamorfisme Shal
Warna	: Merah, kehijauan
Ukuran butir	: Halus
Stuktur	: Foliated (Slaty-Schistose)
Komposisi	: Mika, kuarsa
Derajat metamorfisme	: Rendah – Intermediate
Ciri khas	: Membelah mengikuti permukaan gelombang

Gneiss

Merupakan batuan yang terbentuk dari hasil metamorfosis batuan beku dalam temperatur dan tekanan yang tinggi. Dalam Gneiss dapat diperoleh rekristalisasi dan foliasi dari kuarsa, feldspar, mika dan amphibole.



Gambar 25 Gneis

Asal	: Metamorfisme regional siltstone, shale, granit
Warna	: Abu-abu
Ukuran butir	: Medium – Coarse grained
Struktur	: Foliated (Gneissic)
Komposisi	: Kuarsa, feldspar, amphibole, mika
Derajat metamorfisme	: Tinggi
Ciri khas	: Kuarsa dan feldspar nampak berselang-seling dengan lapisan tipis kaya amphibole dan mika.

Sekis

Schist (sekis) adalah batuan metamorf yang mengandung lapisan mika, grafit, hornblende. Mineral pada batuan ini umumnya terpisah menjadi berkas-berkas bergelombang yang diperlihatkan dengan kristal yang mengkilap.



Gambar 26 Sekis

Asal	: Metamorfisme siltstone, shale, basalt
Warna	: Hitam, hijau, ungu
Ukuran butir	: Fine – Medium Coarse
Struktur	: Foliated (Schistose)
Komposisi	: Mika, grafit, hornblende
Derajat metamorfisme	: Intermediate – Tinggi
Ciri khas	: Foliasi yang kadang bergelombang, terkadang terdapat kristal garnet

Marmer

Terbentuk ketika batu gamping mendapat tekanan dan panas sehingga mengalami perubahan dan rekristalisasi kalsit. Utamanya tersusun dari kalsium karbonat. Marmer bersifat padat, kompak dan tanpa foliasi.



Gambar 27 Batu Gamping

Asal	: Metamorfisme batu gamping, dolostone
Warna	: Bervariasi
Ukuran butir	: Medium – Coarse Grained
Struktur	: Non foliasi
Komposisi	: Kalsit atau Dolomit
Derajat metamorfisme	: Rendah – Tinggi
Ciri khas	: Tekstur berupa butiran seperti gula, terkadang terdapat fosil, bereaksi dengan HCl.

Kuarsit



Gambar 28 Kuarsit

Adalah salah satu batuan metamorf yang keras dan kuat. Terbentuk ketika batupasir (sandstone) mendapat tekanan dan temperatur yang tinggi. Ketika batupasir bermetamorfosis menjadi kuarsit, butir-butir kuarsa mengalami rekristalisasi, dan biasanya tekstur dan struktur asal pada batupasir terhapus oleh proses metamorfosis .

Asal	: Metamorfisme sandstone (batupasir)
Warna	: Abu-abu, kekuningan, cokelat, merah
Ukuran butir	: Medium coarse
Struktur	: Non foliasi
Komposisi	: Kuarsa
Derajat metamorfisme	: Intermediate – Tinggi
Ciri khas	: Lebih keras dibanding glass

Milonit



Gambar 29 Milonit

Milonit merupakan batuan metamorf kompak. Terbentuk oleh rekristalisasi dinamis mineral-mineral pokok yang mengakibatkan pengurangan ukuran butir-butir batuan. Butir-butir batuan ini lebih halus dan dapat dibelah seperti schistose.

Asal	: Metamorfisme dinamik
Warna	: Abu-abu, kehitaman, coklat, biru
Ukuran butir	: Fine grained
Struktur	: Non foliasi
Komposisi	: Kemungkinan berbeda untuk setiap batuan
Derajat metamorfisme	: Tinggi
Ciri khas	: Dapat dibelah-belah

Serpentinit



Gambar 30 Serpentinit

Serpentinit, batuan yang terdiri atas satu atau lebih mineral serpentine dimana mineral ini dibentuk oleh proses serpentinisasi (serpentinization). Serpentinisasi adalah proses proses metamorfosis temperatur rendah yang menyertakan tekanan dan air, sedikit silica mafic dan batuan ultramafic teroksidasi dan ter-hidrolize dengan air menjadi serpentinit.

- Asal : Batuan beku basa
- Warna : Hijau terang / gelap
- Ukuran butir : Medium grained
- Struktur : Non foliasi
- Komposisi : Serpentine
- Ciri khas : Kilap berminyak dan lebih keras dibanding kuku jari

Hornfels



Gambar 31 Hornfels

Hornfels terbentuk ketika shale dan claystone mengalami metamorfosis oleh temperatur dan intrusi beku, terbentuk di dekat dengan sumber panas seperti dapur magma, dike, sil. Hornfels bersifat padat tanpa foliasi.

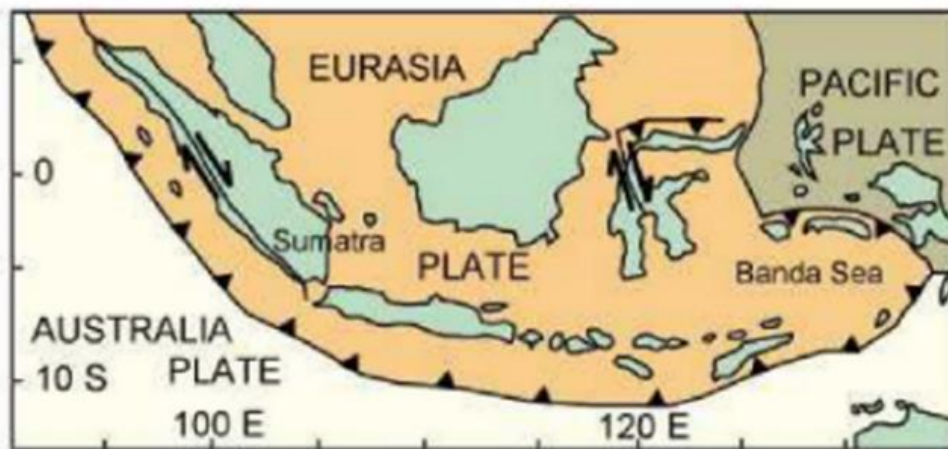
Asal	: Metamorfisme kontak shale dan claystone
Warna	: Abu-abu, biru kehitaman, hitam
Ukuran butir	: Fine grained
Struktur	: Non foliasi
Komposisi	: Kuarsa, mika
Derajat metamorfisme	: Metamorfisme kontak
Ciri khas	: Lebih keras dari pada glass, tekstur merat

BAB VI GUNUNG API

6.1 Pengertian gunung api

Gunung api secara umum adalah istilah yang dapat didefinisikan sebagai suatu sistem saluran fluida panas (batuan dalam wujud cair atau lava) yang memanjang dari kedalaman sekitar 10 km di bawah permukaan bumi sampai ke permukaan bumi, termasuk endapan hasil akumulasi material yang dikeluarkan pada saat meletus.

Letusan Gunung Api (*Volcanic Eruptions*) merupakan suatu pemandangan yang spektakuler. Dalam beberapa letusan, gumpalan awan besar naik ke atas dari puncak gunung, dan sungai lava mengalir pada sisi-sisi gunung tersebut. Dalam letusan yang lain, abu merah panas dan bara api menyembur keluar dari puncak gunung, dan bongkahan batu-batu panas besar terlempar tinggi ke udara.



Gambar 32. Perbatasan tiga lempeng tektonik

Indonesia memang dikelilingi banyak gunung api karena Indonesia terletak di kawasan Lautan Pasifik yang terkenal dengan deretan gunung apinya atau sering disebut dengan Ring of Fire. Zona ini merupakan daerah batas-batas pertemuan 3 lempeng tektonik, yaitu Lempeng Indoaustralia, Lempeng Pasifik dan Lempeng Eurasia.

6.2 Proses terbentuknya gunung api

Menurut hasil analisa para ilmuwan, gunung api terbentuk karena adanya gaya-gaya desakan antara lempeng bumi. Menurut teori Lempeng Tektonik, lapisan terluar bumi kita terbuat dari suatu lempengan tipis dan keras yang

masing-masing saling bergerak relatif terhadap yang lain. Gerakan ini terjadi secara terus-menerus sejak bumi ini tercipta hingga sekarang. Lempeng tektonik terbentuk oleh kerak benua (*continental crust*) ataupun kerak samudra (*oceanic crust*), dan lapisan batuan teratas dari mantel bumi (*earth's mantle*). Kerak benua dan kerak samudra, beserta lapisan teratas mantel ini dinamakan litosfer. Di bawah litosfer terdapat lapisan batuan cair yang dinamakan astenosfer. Karena suhu dan tekanan di lapisan astenosfer ini sangat tinggi, batu-batuan di lapisan ini bergerak mengalir seperti cairan kental (*viscous fluid*).

Gerakan Lempeng (Plate Movement)

Bumi terbagi menjadi beberapa lempeng besar maupun kecil yang saling bergerak satu terhadap lainnya. Lempeng bumi Berdasarkan arah pergerakannya relatifnya, pergerakan lempeng di bagi menjadi 3 macam yaitu divergen, konvergen dan transform.

Divergen

Pergerakan lempeng divergen terjadi pada dua lempeng tektonik yang bergerak saling menjauhi. Pada lempeng samudra, proses ini menyebabkan pemekaran dasar laut Sedangkan pada lempeng benua, proses ini menyebabkan terbentuknya lembah retakan akibat adanya celah antara kedua lempeng yang saling menjauh tersebut.

Konvergen

Pergerakan lempeng konvergen terjadi apabila dua lempeng saling mendekati sehingga lempeng tektonik tertelan ke arah kerak bumi ataupun menyembul ke atas permukaan. Tumbukan ini mengakibatkan keduanya bergerak saling menumpu satu sama lain. Zona subduksi adalah zona masuknya lempeng Samudra ke dalam mantel. Zona tumbukan (*collision*) memicu terbentuknya pegunungan yang menjulang tinggi, sebagaimana yang terjadi di Pegunungan Himalaya.

Transform

Terjadi bila dua lempeng tektonik bergerak saling menggelangsar yaitu bergerak sejajar namun berlawanan arah. Batas transform umumnya berada di dasar laut, namun ada juga yang berada di daratan.

Batas konvergen ada 3 macam, yaitu:

1. Antara lempeng benua dengan lempeng Samudra. Ketika suatu lempeng samudra menunjam ke bawah lempeng benua, lempeng ini masuk ke lapisan astenosfer yang suhunya lebih tinggi, kemudian meleleh. Pada lapisan litosfer tepat di atasnya, terbentuklah deretan gunung api. Sementara di dasar laut tepat di

bagian terjadi penunjaman, terbentuklah parit samudra (oceanic trench). Proses ini pula yang mempengaruhi terjadinya gunung api di dalam laut.

2. Antara dua lempeng samudra. Lempeng samudra dapat mengalami pergerakan menunjam ke bawah lempeng samudra lainnya. Peristiwa ini menyebabkan terbentuknya parit atau palung di dasar laut. Peristiwa ini juga mengakibatkan terbentuknya deretan gunung api yang membentuk gugusan pulau vulkanik.

3. Antara dua lempeng benua. Karena keduanya adalah lempeng benua, materialnya tidak terlalu padat dan tidak cukup berat untuk tenggelam masuk ke astenosfer dan meleleh. Wilayah di bagian yang bertumbukan kemudian mengeras dan menebal, membentuk deretan pegunungan non vulkanik (mountain range).

Gunung api terbentuk dari magma, yaitu batuan cair yang ada di dalam bumi. Pada saat gunung meletus, magma naik ke permukaan melewati retakan-retakan yang ada di batuan padat dan kemudian meletus. Terkadang magma menghasilkan letusan yang sangat dahsyat. Magma mengalir seperti sungai api, sambil menyeret bebatuan, debu, abu, uap panas, dan gas panas lain dan menghancurkan apapun yang dilaluinya. Magma terbentuk akibat panasnya suhu di dalam interior bumi. Pada kedalaman tertentu, suhu di dalam bumi sangat tinggi, sehingga mampu melelehkan batu-batuan di dalam bumi. Saat batuan ini meleleh, dihasilkanlah gas yang kemudian bercampur dengan magma. Sebagian besar magma terbentuk pada kedalaman 60 hingga 160 km di bawah permukaan bumi. Sebagian lainnya terbentuk pada kedalaman 24 hingga 48 km.

6.3 Macam-macam Gunung Api

Gunung Api Maar



Gambar 33. Bromo, salah satu gunung api maar di Indonesia

Gunung api maar bentuknya seperti danau kering. Jenis gunung api maar tidak banyak. Gunung api ini terbentuk karena ada letusan besar yang membentuk lubang besar pada puncak yang di sebut kawah. Gunung api maar memiliki kawah berbentuk corong. Contohnya Gunung Lamongan Jawa Timur dengan kawahnya Klakah. Bentuk gunung api ini merupakan hasil erupsi eksplosif (ledakan) yang biasanya hanya satu kali karena dapur magmanya dangkal dan volumenya kecil.

Gunung api Strato

Kebanyakan gunung api di dunia merupakan gunung api kerucut. Letusan pada gunung api kerucut termasuk letusan kecil. Letusan ini dapat berupa lelehan batuan yang panas dan cair yang disebut lava. Seringnya terjadi lelehan menyebabkan lereng gunung berlapis lapis. Oleh karena itu, gunung api ini disebut gunung api strato. Sebagian besar gunung api di Sumatera, Jawa, Bali, Nusa Tenggara dan Maluku termasuk gunung api kerucut. Bentuk gunung api yang berbentuk kerucut terjadi karena erupsi eksplosif yang berganti - ganti dengan efusif (lelehan).



Gambar 34. Gunung api strato

Gunung-api Rekahan (Fissure Volcano)

Gunung-api rekahan merupakan sebuah retakan panjang pada permukaan bumi dimana aliran magma keluar melalui retakan tersebut. Akibat retakan ini timbullah lapisan basal yang sangat tebal dan luasnya dapat mencapai ribuan

kilometer persegi. Contoh gunung-api yang cukup besar yang terbentuk dari proses ini adalah Plato Kolumbia di bagian barat-laut Amerika Serikat; dan Plato Deccan di India.



Gambar 35. Gunung api rekahan

Gunung-api Perisai (Shield Volcano)

Gunung-api perisai bukan terbentuk dari letusan, melainkan lebih karena adanya aliran lava basal cair yang kemudian membeku. Karena lava basal berviskositas rendah, aliran lava ini secara bertahap membentuk gundukan yang sangat landai, seperti perisai dengan landasan yang melebar luas. Di Indonesia tidak ada gunung yang berbentuk perisai. Gunung api perisai contohnya Mauna Loa Hawaii, Amerika Serikat. Gunung api perisai terjadi karena magma cair keluar dengan tekanan rendah hampir tanpa letusan. Lereng gunung yang terbentuk menjadi sangat landai. Bentuk gunung api yang beralas sangat luas dengan lereng gunung yang sangat landai karena terbentuk dari lelehan lava encer. Gunung-api perisai ini ada yang besar, ada pula yang kecil, dan yang terbesarnya berkali-kali lebih besar dari gunung-api campuran yang paling besar. Gunung-api Mauna Loa dan Mauna Kea adalah contoh gunung-api terbesar yang terbentuk dari proses ini.



Gambar 36. Gunung api perisai yang terbentuk oleh lelehan lava

Gunung-api Kubah (Dome Volcano)

Gunung api kubah kadang juga disebut kubah-sumbat (plug dome), terbuat dari lava kental mengandung asam yang keluar saat terjadi letusan. Lava ini mengisi lubang kawah di bagian puncak gunung. Lava yang mengeras pada kawah ini dapat menutup lubang pada dinding gunung, dan ini dapat mengakibatkan terjadinya ledakan hebat. Gunung-api kubah umumnya memiliki sisi yang curam dan bentuk yang cembung. Contoh gunung-api kubah ini diantaranya adalah Puncak Lassen di Sierra Nevada, dan Gunung Pelée di Martinique.



Gambar 37. Gunung api kubah

Kerucut Bara (Cinder Cone)

Merupakan gunung-api yang dibentuk terutama oleh bara basal dan abu vulkanik dari reruntuhan material piroklastik, atau dari material yang dikeluarkan pada saat terjadi letusan eksplosif. Karena dibentuk oleh serpihan material dan bukan dari lava, gunung ini mudah mengalami erosi, dan ukurannya pun relatif lebih kecil daripada gunung-api campuran. Gunung-api ini juga cenderung tidak bertahan lama, dibandingkan dengan gunung-api campuran yang terus bertambah lapisannya setiap kali terjadi letusan dari satu lubang.

Gunung-api Campuran (Composite Volcano)

Dikenal pula dengan nama gunung-api strato (stratovolcano), dibentuk oleh kombinasi aliran lava dan material piroklastik pada letusan eksplosif. Lapisan-lapisan lava yang bercampur dengan material piroklastik ini semakin lama semakin memadat dan terakumulasi menjadi lapisan massa baru. Gunung-api campuran umumnya berbentuk simetris dan mengerucut, dengan sisinya yang jauh lebih tinggi dan lebih curam dibanding gunung-api perisai. Contoh gunung-api campuran ini adalah Gunung Fuji di Jepang, dan Gunung Etna di Sisilia.



Gambar 38. Gunung api komposit

Kaldera (Caldera)

Kaldera adalah suatu kawasan berbentuk bulat atau oval yang membentang rendah di tanah. Kawasan ini terbentuk pada saat tanah amblas akibat adanya letusan yang eksplosif. Letusan yang eksplosif dapat meledakkan bagian atas gunung, atau memuntahkan magma yang ada di dalam perut gunung. Kedua peristiwa ini sama-sama dapat menyebabkan gunung-api amblas. Diameter kaldera dapat berukuran lebih besar dari diameter gunung-api perisai.



Gambar 39. Kaldera

6.4 Jenis-Jenis Letusan Gunung Api

Ada beberapa tipe letusan gunung api yaitu: Letusan Plinial, Letusan Hawaiian, Letusan Strombolian, Letusan Vulkanian, Letusan Hidrovulkanik dan Letusan Rekahan (Fissure Eruptions).

Apakah Semua Gunung Api Bisa Meletus?

Beberapa gunung api yang selalu meletus dengan periode tertentu, gunung api semacam ini disebut dengan gunung api aktif. Ada juga gunung api yang sudah tidak dapat meletus lagi sejak zaman prasejarah yang disebut dengan gunung api mati. Gunung api juga bisa “tidur panjang”. Gunung api ini tidak meletus dalam waktu yang lama, namun mereka dapat meletus lagi. Gunung ini dinamakan gunung api tidur atau tidak aktif.

Para ahli vulkanologi selalu mencoba menghitung atau memperkirakan kapan gunung api akan meletus sebagai upaya mitigasi bencana gunung api. Para vulkanolog mengebor dan menggunakan metode geofisika untuk membuat peta bagian dalam gunung api dengan tujuan untuk memodelkan bentuk gunung api agar dapat memprediksi mekanisme terjadinya letusan. Mereka juga menggunakan satelit untuk mempelajari gunung api dari luar angkasa.

6.5 Hasil Letusan Gunung Api

Gas vulkanik

Gas vulkanik yang dapat dihasilkan sebagai hasil aktivitas gunung api antara lain adalah gas: karbonmonoksida (CO), karbondioksida (CO₂), hidrogen sulfida (H₂S), sulfurdioksida (SO₂), dan Nitrogenoksida (NO₂). Gas-gas ini sebagian besar bersifat racun yang dapat membunuh hewan dan manusia yang berada di sekitar letusan gunung akibat menghirup gas-gas tersebut.

Lava dan aliran pasir serta batu panas

Lava adalah cairan magma dengan suhu tinggi yang mengalir dari dalam Bumi ke permukaan melalui kawah. Lava yang lebih encer akan mengalir mengikuti aliran sungai sedangkan lava bersifat kental akan membeku dekat dengan sumbernya. Lava yang membeku akan membentuk bermacam-macam batuan vulkanik.

Abu letusan

Abu letusan adalah material yang sangat halus yang disemburkan ke udara saat terjadinya letusan. Karena sangat halus, abu letusan dapat terbawa angin dan tersebar sampai ratusan kilometer jauhnya.

Gas

Gas yang banyak terkandung dalam gunung api antara lain adalah uap air (H₂O), karbon dioksida (CO₂), dan sulfur dioksida (SO₂); sedangkan gas lainnya dalam jumlah kecil adalah Klorin (CL) dan Fluorin (F).

Awan panas

Awan panas adalah hasil letusan yang mengalir dan bergulung seperti awan. Di dalam gulungan ini terdapat batuan pijar yang sangat panas dan material vulkanik padat dengan suhu diatas 600 °C.

Lahar

Lahar adalah aliran material vulkanik yang biasanya berupa campuran abu, batu, pasir dan kerikil yang terbawa aliran air hujan yang terjadi di lereng gunung api. Lahar panas terjadi apabila hujan lebat membawa material letusan yang masih panas. Lahar dingin terjadi apabila hujan lebat membawa material vulkanik yang sudah mendingin. Lahar sangat berbahaya bagi penduduk di lereng gunung api karena terjangan material berat yang bersifat menghancurkan.

Tephra

Tephra disebut juga dengan material piroklastik yang tersusun dari batu, debu, bara, dan gas yang mengalir menuruni lereng gunung dengan kecepatan yang sangat tinggi hingga mencapai 300 km/jam.

6.6 Penyelamatan diri dari bahaya letusan gunung api

Ciri-Ciri Gunung Api Akan Meletus

Ciri-ciri gunung api yang akan meletus yaitu suhu di sekitar gunung naik, mata air menjadi kering, sering mengeluarkan suara gemuruh, kadang disertai getaran (gempa), tumbuhan di sekitar gunung layu dan binatang di sekitar gunung bermigrasi menjauhi puncak gunung.

Jika terjadi letusan gunung api, makahindari daerah rawan bencana seperti lereng gunung, lembah dan daerah aliran lahar. Jika berada di tempat terbuka, lindungi diri dari abu letusan dan awan panas. Persiapkan diri untuk kemungkinan bencana susulan. Kenakan pakaian yang bisa melindungi tubuh, seperti baju lengan panjang, celana panjang, topi dan lainnya. Gunakan pelindung mata seperti kaca mata renang atau lainnya. Jangan memakai lensa kontak. Pakail masker atau kain menutupi mulut dan hidung. Saat turunnya awan panas usahakan untuk menutup wajah dengan kedua belah tangan.

Setelah terjadinya Letusan Gunung Api jauhi wilayah yang terkena hujan abu. Bersihkan atap dari timbunan Abu, karena beratnya bisa merusak atau meruntuhkan atap bangunan. Hindari mengendarai mobil di daerah yang terkena hujan abu sebab bisa merusak mesin motor, rem, persneling hingga pengapian.

Kerugian-kerugian yang dialami pada saat terjadinya gunung meletus

Akibat letusan gunung api maka dapat terjagi gempa bumi vulkanik yang dapat merusak bangunan, dan menelan korban korban jiwa. Kebakaran hutan dan bangunan dapat terjadi akibat terjangan aliran lava pijar. Tebaran abu vulkanik yang sangat tebal dan meluas dapat merusak dan mengotori sarana yang ada serta menimbulkan gangguan kesehatan.

Manfaat yang dirasakan setelah erupsi

Aktivitas vulkanisme dapat menimbulkan beberapa maafaat bagi manusia, salah satunya yaitu munculnya sumber air panas atau geiser. Letusan gunung api juga dapat memberikan pematangan yang begitu indah. Banyak

pemadangan indah dan terkenal berada pada danau vulkanik, antara lain: danau di puncak gunung Lokondi Sulawesi Utara dan Danau Kalimutu di Flores. Objek wisata lain dapat berupa kawah seperti pada Gunung Bromo, sumber air panas yang memancar seperti di Pelabuhan Ratu di Cisolok, Maribaya di Jawa Barat dan Baturaden di Jawa Tengah. Di kaki gunung juga banyak terdapat mata air sebagai sumber air mineral seperti di Tawang Mangu dan Cokro Tulung di Jawa Tengah. Manfaat lainnya adalah timbulnya sumber energi panas bumi seperti di kamojang, Jawa Barat. Gunung api juga membawa pengaruh positif yaitu tanah subur yang akan diperoleh setelah beberapa tahun pasca letusan.

6.7 Gunung Teraktif Api Indonesia

Gunung Kelud

Sejak abad ke-15, Gunung Kelud telah memakan korban lebih dari 15.000 jiwa. Letusan gunung ini pada tahun 1586 merenggut korban lebih dari 10.000 jiwa. Sebuah sistem untuk mengalihkan aliran lahar telah dibuat secara ekstensif pada tahun 1926 dan masih berfungsi hingga kini setelah letusan pada tahun 1919 memakan korban hingga ribuan jiwa akibat banjir lahar dingin menyapu pemukiman penduduk.



Gambar 40. Puncak Gunung Kelud

Pada abad ke-20, Gunung Kelud tercatat meletus pada tahun 1901, 1919 (1 Mei), 1951, 1966, dan 1990. Tahun 2007 dan tahun 2014 gunung ini kembali meningkat aktivitasnya. Pola ini membawa para ahli gunung api pada siklus 15 tahunan bagi letusan gunung ini.

Gunung Merapi

Gunung Merapi adalah yang termuda dalam kumpulan gunung api di bagian selatan Pulau Jawa. Gunung ini terletak di zona subduksi, dimana Lempeng Indo-Australia terus bergerak ke bawah Lempeng Eurasia. Letusan di daerah tersebut berlangsung sejak 400.000 tahun lalu, dan sampai 10.000 tahun lalu jenis letusannya adalah efusif. Setelah itu, letusannya menjadi eksplosif, dengan lava kental yang menimbulkan kubah-kubah lava.



Gambar 41. Puncak Gunung Merapi

Letusan-letusan kecil terjadi tiap 2-3 tahun, dan yang lebih besar sekitar 10-15 tahun sekali. Letusan-letusan Merapi yang dampaknya besar antara lain di tahun 1006, 1786, 1822, 1872, dan 1930. Letusan besar pada tahun 1006 membuat seluruh bagian tengah Pulau Jawa diselubungi abu. Diperkirakan, letusan tersebut menyebabkan kerajaan Mataram Kuno harus berpindah ke Jawa Timur. Letusannya di tahun 1930 menghancurkan 13 desa dan menewaskan 1400 orang.

Gunung Galunggung

Gunung Galunggung tercatat pernah meletus pada tahun 1882 (VEI=5). Tanda-tanda awal letusan diketahui pada bulan Juli 1822, di mana air Cikunir menjadi keruh dan berlumpur. Hasil pemeriksaan kawah menunjukkan bahwa air keruh tersebut panas dan kadang muncul kolom asap dari dalam kawah.



Gambar 42. Kawah Gunung Galunggung

Kemudian pada tanggal 8 Oktober s.d. 12 Oktober, letusan menghasilkan hujan pasir kemerahan yang sangat panas, abu halus, awan panas, serta lahar. Aliran lahar bergerak ke arah tenggara mengikuti aliran-aliran sungai. Letusan ini menewaskan 4.011 jiwa dan menghancurkan 114 desa, dengan kerusakan lahan ke arah timur dan selatan sejauh 40 km dari puncak gunung.

Gunung Agung

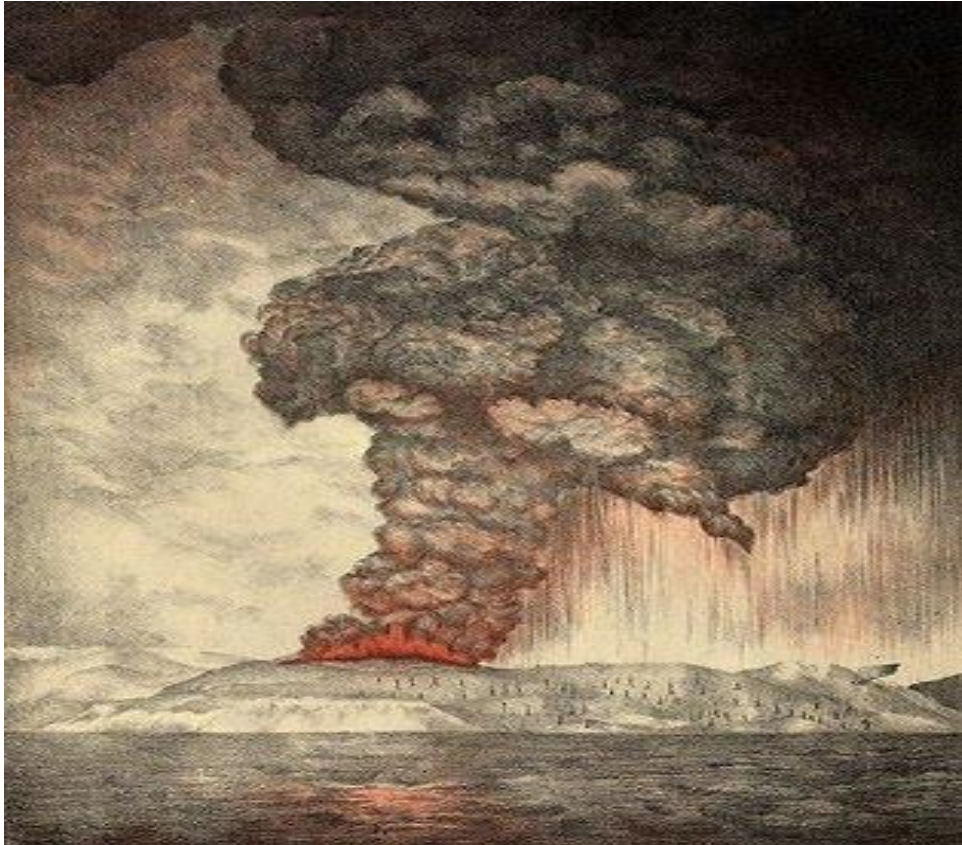


Gambar 43. Gunung Agung

Gunung Agung terakhir meletus pada 1963-64 dan masih aktif, dengan sebuah kawah besar dan sangat dalam yang kadang-kadang mengeluarkan asap dan abu. Dari kejauhan, gunung ini tampak kerucut, meskipun didalamnya terdapat kawah besar. Dari puncak gunung, adalah mungkin untuk melihat puncak Gunung Rinjani di pulau Lombok, meskipun kedua gunung sering tertutup awan. Pada tanggal 18 Februari 1963, penduduk setempat mendengar ledakan keras dan melihat awan naik dari kawah Gunung Agung. Pada tanggal 24 Februari lava mulai mengalir menuruni lereng utara gunung.

Pada tanggal 17 Maret, gunung api meletus, mengirimkan puing-puing 8-10 km ke udara dan menghasilkan aliran piroklastik yang besar. Arus ini banyak menghancurkan desa-desa, menewaskan sekitar 1500 orang. Sebuah letusan kedua pada 16 Mei menyebabkan aliran awan panas yang menewaskan 200 penduduk lain.

Gunung Krakatau



Gambar 44. Letusan Gunung Krakatau

Krakatau adalah kepulauan vulkanik yang masih aktif dan berada di Selat Sunda antara pulau Jawa dan Sumatra. Nama ini pernah disematkan pada satu puncak gunung api di sana (Gunung Krakatau) yang sirna karena letusannya sendiri pada tanggal 26-27 Agustus 1883. Letusan itu sangat dahsyat; awan panas dan tsunami yang diakibatkannya menewaskan sekitar 36.000 jiwa. Sampai sebelum tanggal 26 Desember 2004, tsunami ini adalah yang terdahsyat di kawasan Samudera Hindia. Suara letusan itu terdengar sampai di Alice Springs, Australia dan Pulau Rodrigues dekat Afrika, 4.653 kilometer. Daya ledaknya diperkirakan mencapai 30.000 kali bom atom yang diledakkan di Hiroshima dan Nagasaki di akhir Perang Dunia II. Letusan Krakatau menyebabkan perubahan iklim global. Dunia sempat gelap selama dua setengah hari akibat debu vulkanis yang menutupi atmosfer. Matahari bersinar redup sampai setahun berikutnya. Hamburan debu tampak di langit Norwegia hingga New York.

Ledakan Krakatau ini sebenarnya masih kalah dibandingkan dengan letusan Gunung Toba dan Gunung Tambora di Indonesia, Gunung Tanpo di

Selandia Baru dan Gunung Katmal di Alaska. Namun gunung-gunung tersebut meletus jauh di masa populasi manusia masih sangat sedikit. Sementara ketika Gunung Krakatau meletus, populasi manusia sudah cukup padat, sains dan teknologi telah berkembang, telegraf sudah ditemukan, dan kabel bawah laut sudah dipasang. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa saat itu teknologi informasi sedang tumbuh dan berkembang pesat. Tercatat bahwa letusan Gunung Krakatau adalah bencana besar pertama di dunia setelah penemuan telegraf bawah laut. Kemajuan tersebut, sayangnya belum diimbangi dengan kemajuan di bidang geologi. Para ahli geologi saat itu bahkan belum mampu memberikan penjelasan mengenai letusan tersebut.

Gunung Maninjau



Gambar 45. Gunung Maninjau

Kaldera Maninjau dibentuk oleh letusan gunung api diperkirakan terjadi sekitar 52.000 tahun yang lalu. Simpanan dari letusan telah ditemukan dalam distribusi radial sekitar Maninjau membentang hingga 50 km di sebelah timur, 75 km di tenggara, dan barat ke pantai ini. Memiliki volume 220-250 km³ dan panjang 20 km dan lebar 8 km.

Gunung Tambora

Aktivitas vulkanik gunung api ini mencapai puncaknya pada bulan April tahun 1815 ketika meletus dalam skala tujuh pada Volcanic Explosivity Index. Letusan tersebut menjadi letusan terbesar sejak letusan danau Taupo pada tahun 181. Letusan gunung ini terdengar hingga pulau Sumatra (lebih dari 2.000 km).

Abu vulkanik jatuh di Kalimantan, Sulawesi, Jawa dan Maluku. Letusan gunung ini menyebabkan kematian hingga tidak kurang dari 71.000 orang dengan 11.000 - 12.000 di antaranya terbunuh secara langsung akibat dari letusan tersebut. Bahkan beberapa peneliti memperkirakan sampai 92.000 orang terbunuh, tetapi angka ini diragukan karena berdasarkan atas perkiraan yang terlalu tinggi. Lebih dari itu, letusan gunung ini menyebabkan perubahan iklim dunia. Satu tahun berikutnya (1816) sering disebut sebagai Tahun tanpa musim panas karena perubahan drastis dari cuaca Amerika Utara dan Eropa karena debu yang dihasilkan dari letusan Tambora ini. Akibat perubahan iklim yang drastis ini banyak panen yang gagal dan kematian ternak di Belahan Utara yang menyebabkan terjadinya kelaparan terburuk pada abad ke-19.



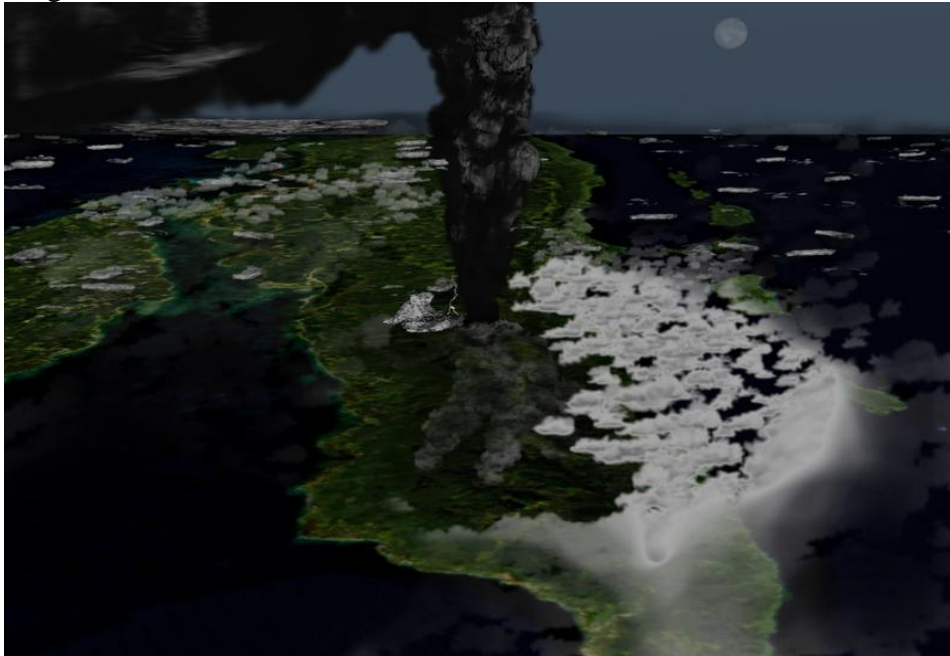
Gambar 46. Foto udara kawah Gunung Tambora

Selama penggalian arkeologi tahun 2004, tim arkeolog menemukan sisa kebudayaan yang terkubur oleh letusan tahun 1815 di kedalaman 3 meter pada endapan piroklastik. Artifak-artifak tersebut ditemukan pada posisi yang sama ketika terjadi letusan di tahun 1815. Karena ciri-ciri yang serupa inilah, temuan tersebut sering disebut sebagai Pompeii dari timur.

Toba Supervolcano

Merupakan letusan gunung api yang paling dahsyat yang pernah diketahui di planet Bumi ini. Dan hampir memusnahkan generasi umat manusia di planet Bumi. 73.000 tahun yang lalu letusan dari supervolcano di Indonesia hampir memusnahkan seluruh umat manusia. Hanya sedikit yang selamat. Dan

setelah Tsunami Gunung Api Di Indonesia menjadi Aktif sekali lagi dan mengancam umat manusia.



Gambar 47. Letusan Gunung Toba

Letusan ini tidak bisa dibandingkan dengan apapun yang telah dialami di bumi sejak masa dimana manusia bisa berjalan tegak. Dibandingkan dengan SuperVolcano Toba, bahkan Krakatau yang menyebabkan sepuluh ribu korban jiwa pada 1883 hanyalah sebuah sendawa kecil. Padahal Krakatau memiliki daya ledak setara dengan 150 megaton TNT. Sebagai perbandingan: ledakan Bom Nuklir Hiroshima hanya memiliki daya ledak 0,015 megaton, dan secara kasar maka daya musnahnya 10.000 kali lebih lemah dibanding Krakatau. Seperti yang telah diketahui oleh para ilmuwan, Toba hampir memusnahkan umat manusia 73.000 tahun yang lalu. Saat itu manusia Neanderthal menghuni bumi kita bersamaan dengan Homo sapiens di Eropa, serta Homo erectus dan Homo floresiensis di Asia. Saat itu sangat dingin di Eropa, Zaman Es terakhir ini berjalan lancar dimana kijang, kuda liar dan rusa raksasa diburu. Selain makanan herbivora, mammoth dan badak berbulu juga seringkali menjadi menu makanan manusia.

Toba, dengan diameter 90 kilometer di pulau yang sekarang dikenal dengan nama Sumatera, meletus dengan sangat dahsyat. Bersamaan dengan gelombang besar tsunami, ada 2.800 kilometer kubik abu yang dikeluarkan, yang menyebar ke seluruh atmosfer bumi kita. Yang mungkin telah mengurangi jumlah populasi manusia menjadi hanya sekitar 5000 sampai 10.000 manusia

saja. Sebenarnya manusia jaman sekarang berasal dari beberapa ribu manusia yang selamat dari letusan super volcano Toba 73.000 tahun yang lalu. Oleh karena itu Gunung api di Indonesia bertanggung jawab atas hampir musnahnya umat manusia.



Gambar 48. Foto udara kawah Toba

Dan Dari 60 hingga 70 gunung api yang dapat ditemui di area tersebut (Indonesia) sekarang, beberapa diantaranya menjadi aktif kembali dalam beberapa bulan maupun beberapa minggu setelah gempa di dasar laut pada bulan Desember 2004. Walaupun Toba sampai saat ini masih tertidur jauh dan aman dibawah sebuah laut besar yang menyandang nama sama di Sumatera Utara, banyak orang yang takut apabila suatu saat Gunung Api aktif di Talang yang berada 300 kilometer di selatan Toba meletus, bisa membangunkan Raksasa yang tertidur. Vulkanologis Prof. Ray Cas mengatakan 'Hal itu mungkin saja terjadi, tapi bila Toba siap untuk meletus dan kejadian diatas bukanlah satu-satunya indikasi akan kejadian tersebut.' Sang ahli tersebut berpikir bahwa mungkin saja suatu hari nanti letusan besar lain akan terjadi tapi hal itu baru akan mungkin terjadi sekitar 10.000 atau bahkan 100.000 tahun lagi. Tetapi biar bagaimana pun tidak semua hal dapat diprediksi.

BAB VII PELAPUKAN TANAH



Gambar 49. Pelapukan intensif yang terjadi akibat air hujan

Semua batuan yang ada di permukaan bumi akan mengalami pelapukan. Penyebab pelapukan tersebut ada 3 macam yaitu pelapukan secara fisika, pelapukan kimiawi dan pelapukan secara biologis.

Pelapukan secara fisika dapat terjadi karena perubahan suhu dari panas ke dingin yang akan membuat batuan mengalami perubahan. Hujan pun juga dapat membuat rekahan-rekahan yang ada di batuan menjadi berkembang sehingga proses-proses fisika tersebut dapat membuat batuan pecah menjadi bagian yang lebih kecil lagi.

Pelapukan secara kimia dapat terjadi oleh beberapa jenis larutan kimia dapat bereaksi dengan batuan seperti larutan HCl yang akan bereaksi dengan batu gamping. Bahkan air pun dapat bereaksi melarutkan beberapa jenis batuan. Salah satu contoh yang nyata adalah “hujan asam” yang sangat mempengaruhi terjadinya pelapukan secara kimia.

Pelapukan secara biologi: Selain pelapukan yang terjadi akibat proses fisika dan kimia, salah satu pelapukan yang dapat terjadi adalah pelapukan secara biologi. Salah satu contohnya adalah pelapukan yang disebabkan oleh gangguan dari akar tanaman yang cukup besar. Akar-akar tanaman yang besar ini mampu

membuat rekahan-rekahan di batuan dan akhirnya dapat memecah batuan menjadi bagian yang lebih kecil lagi.

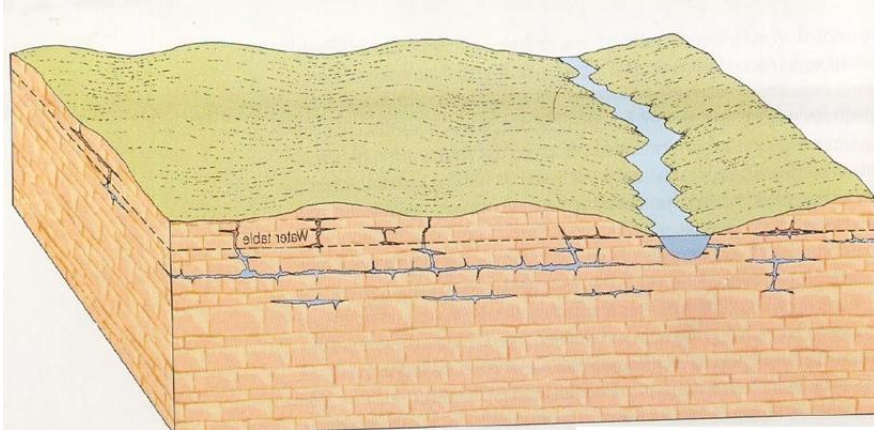
Setelah batuan mengalami pelapukan, batuan-batuan tersebut akan pecah menjadi bagian yang lebih kecil lagi sehingga mudah untuk berpindah tempat. Berpindahannya tempat dari partikel-partikel kecil ini disebut erosi. Proses erosi ini dapat terjadi melalui beberapa cara yaitu oleh gravitasi, aliran air, angin ataupun gletser.

Gravitasi bumi akan membuat pecahan batuan yang ada bisa langsung jatuh ke permukaan tanah yang lebih rendah atau menggelinding melalui tebing sampai akhirnya terkumpul di bagian terbawah. Aliran air yang melewati pecahan-pecahan kecil batuan yang ada dapat mengangkut pecahan tersebut dari satu tempat ke tempat yang lain. Salah satu contoh yang dapat diamati dengan jelas adalah peranan sungai dalam mengangkut pecahan-pecahan batuan yang kecil ini. Selain air, angin pun dapat mengangkut pecahan-pecahan batuan yang kecil ukurannya seperti yang terjadi di daerah gurun. Sungai es atau yang sering disebut gletser juga mampu memindahkan pecahan-pecahan batuan yang ada.

Pecahan-pecahan batuan yang terbawa akibat erosi tidak dapat terbawa selamanya. Seperti halnya sungai akan bertemu laut, angin akan berkurang tiupannya, dan juga glasier akan meleleh. Akibat semua ini, maka pecahan batuan yang terbawa akan terendapkan. Proses ini yang sering disebut proses pengendapan. Selama proses pengendapan, pecahan batuan akan diendapkan secara berlapis dimana pecahan yang berat akan diendapkan terlebih dahulu baru kemudian diikuti pecahan yang lebih ringan dan seterusnya. Proses pengendapan ini akan membentuk perlapisan pada batuan yang sering kita lihat di batuan sedimen.

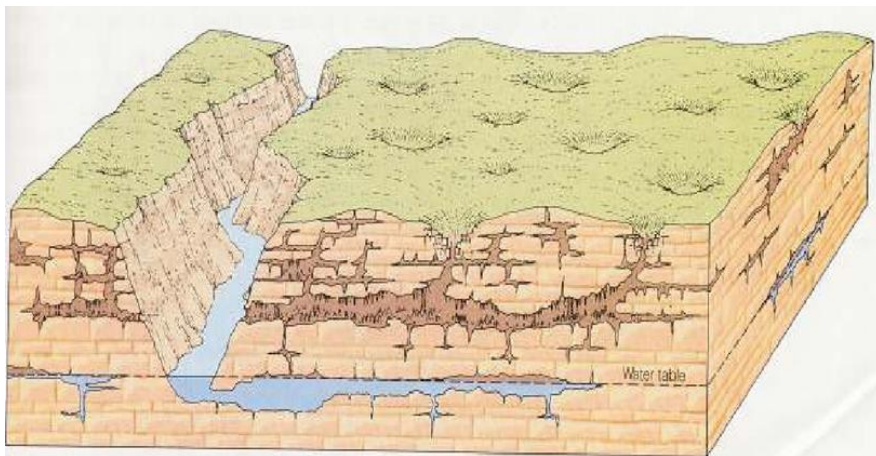
7.1 Proses Pelapukan Tanah

Proses pelapukan tanah bermula dengan terjadinya penghancuran agregat- agregat tanah sebagai akibat pukulan air hujan yang mempunyai energi lebih besar dari daya tahan tanah. Hancuran dari tanah ini akan menyumbat pori-pori tanah, maka kapasitas infiltrasi tanah akan menurun dan mengakibatkan air mengalir di permukaan tanah dan disebut sebagai limpasan permukaan. Jika tenaga limpasan permukaan sudah tidak mampu lagi mengangkut bahan-bahan hancuran tersebut, maka bahan-bahan ini akan diendapkan.



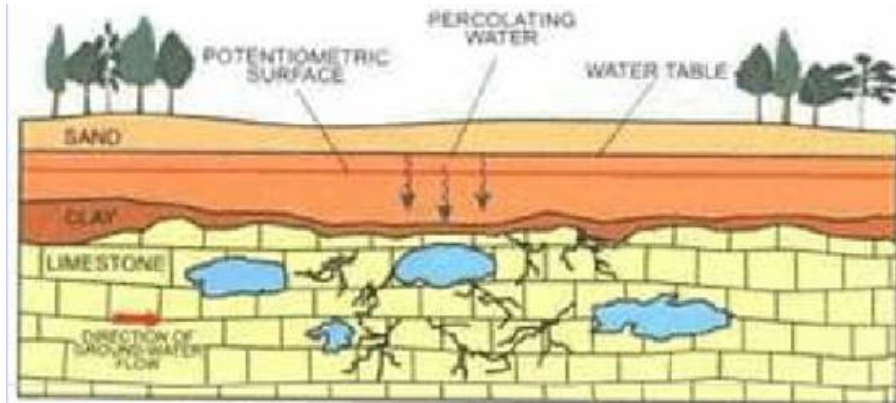
Gambar 50. Rembesan air pada batuan

Gambar X Air merembes melalui rekahan dalam perlapisan batuan , air turun ke permukaan tanah menuju sungai permukaan



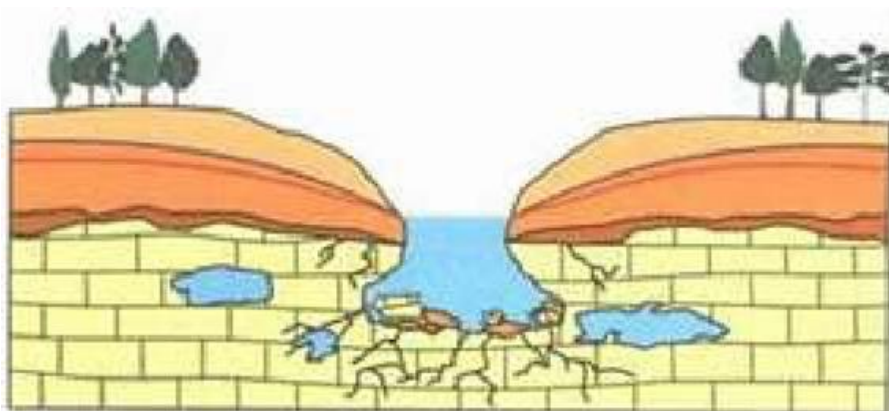
Gambar 51. Pelapukan oleh air sungai

Gambar X Sungai mengalami pelapukan lebih dalam ,terbentuk horizontal caverns (goa) yang baru, kemudian goa yang lama semakin membesar akhirnya dapat runtuh dan membentuk lubang yang semakin besar.



Gambar 52. Pelebaran zona aerasi

Gambar X Kemudian didukung oleh sungai yang mengpelapukan dasar lembah seiring dengan penurunan permukaan air tanah, sehingga zona aerasi membesar.



Gambar 53. Pembentukan goa dan sungai bawah tanah

Gambar X Dan akhirnya terbentuk seperti lubang besar/goa



Gambar 54. Goa bawah tanah pada batuan gamping

7.2 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Pelapukan

Beberapa faktor yang mempengaruhi pelapukan antara lain adalah: faktor iklim, faktor geologi, faktor biologis, penggunaan tata guna lahan yang buruk, penggundulan hutan, kegiatan pertambangan, perkebunan dan perladangan, serta kegiatan konstruksi.

Faktor iklim yang mempengaruhi terjadinya pelapukan adalah besarnya intensitas hujan, rata-rata dan rentang suhu, musim, kecepatan angin dan frekuensi terjadinya badai.

Faktor geologi yang mempengaruhi pelapukan adalah tipe sedimen, tipe batuan, porositas dan permeabilitas, serta kemiringan lahan.

Faktor biologis yang mempengaruhi pelapukan antara lain intensitas vegetasi dan aktivitas hewan.

Faktor lain yang mempengaruhi pelapukan tanah adalah penggunaan tata guna lahan yang buruk, penggundulan hutan untuk kegiatan pertambangan, perkebunan dan perladangan dan pembangunan yang tidak tertata dengan baik. Alih fungsi hutan menjadi ladang pertanian juga memperhebat proses pelapukan, karena struktur akar tanaman hutan yang kuat mengikat tanah digantikan dengan struktur akar tanaman pertanian yang lebih lemah.

7.3 Dampak pelapukan tanah

Menipisnya lapisan permukaan tanah bagian atas, yang akan menyebabkan menurunnya kemampuan lahan (degradasi lahan),

Menurunnya kemampuan tanah untuk meresapkan air (infiltrasi). Penurunan kemampuan lahan meresapkan air ke dalam lapisan tanah akan meningkatkan limpasan air permukaan yang akan mengakibatkan banjir di sungai. Selain itu butiran tanah yang terangkut oleh aliran permukaan pada akhirnya akan mengendap di sungai (sedimentasi) yang selanjutnya akibat tingginya sedimentasi akan mengakibatkan pendangkalan sungai sehingga akan mempengaruhi kelancaran jalur pelayaran.

7.4 Usaha untuk mengurangi pelapukan tanah

Usaha yang dapat dilakukan untuk mengurangi intensitas pelapukan yaitu dengan pembuatan terasering, *contour farming*, *contour plowing*, *contour strip cropping*, *crop rotation* dan reboisasi.

Terasering, yaitu menanam tanaman dengan system berteras-teras untuk mencegah pelapukan tanah. *Contour Farming*, yaitu menanam lahan menurut garis kontur, sehingga perakaran dapat menahan tanah. *Contour plowing*, yaitu membajak searah garis contour sehingga terjadi alur-alur horizontal. *Contour Strip Cropping*, yaitu bercocok tanam dengan cara membagi bidang tanah itu dengan bentuk sempit dan memanjang dengan mengikuti garis kontur sehingga bentuknya berbelok-belok. Masing-masing ditanami tanaman yang berbeda-beda jenisnya secara berselang-seling (tumpang sari). *Crop Rotation*, yaitu usaha pergantian jenis tanaman supaya tanah tidak kehabisan salah satu unsur hara akibat diisap terus oleh salah satu jenis tanaman. Reboisasi, menanam kembali hutan-hutan yang gundul.

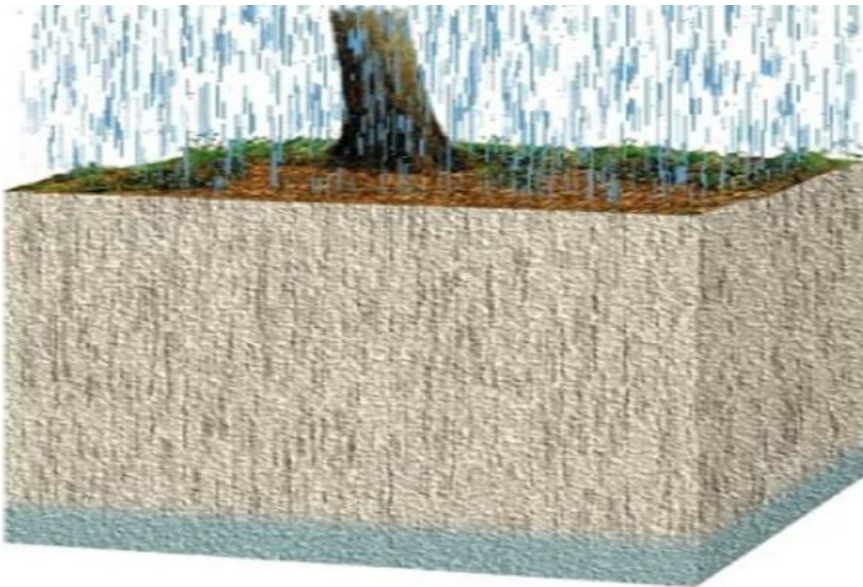
BAB VIII AIR TANAH

8.1 Pengertian Air Tanah

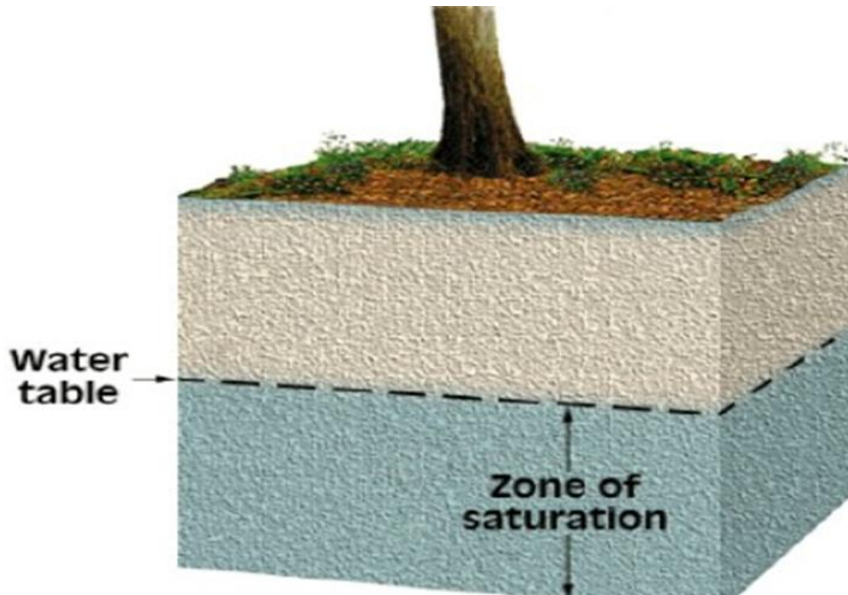
Air tanah adalah air yang bergerak di dalam tanah yang terdapat didalam ruang antar butir-butir tanah yang meresap ke dalam tanah dan bergabung membentuk lapisan tanah yang disebut akuifer. Air tanah juga dapat didefinisikan sebagai semua air yang terdapat dalam ruang batuan dasar atau regolith termasuk aliran yang secara alami mengalir ke permukaan tanah melalui pancaran atau rembesan.

Kebanyakan air tanah berasal dari air hujan yang meresap ke dalam tanah dan menjadi bagian dari air tanah. Air ini secara perlahan-lahan mengalir ke laut. Air ini dapat mengalir langsung dalam tanah atau di permukaan dan bergabung dengan aliran sungai.

Berikut adalah simulasi dari terbentuknya air tanah :

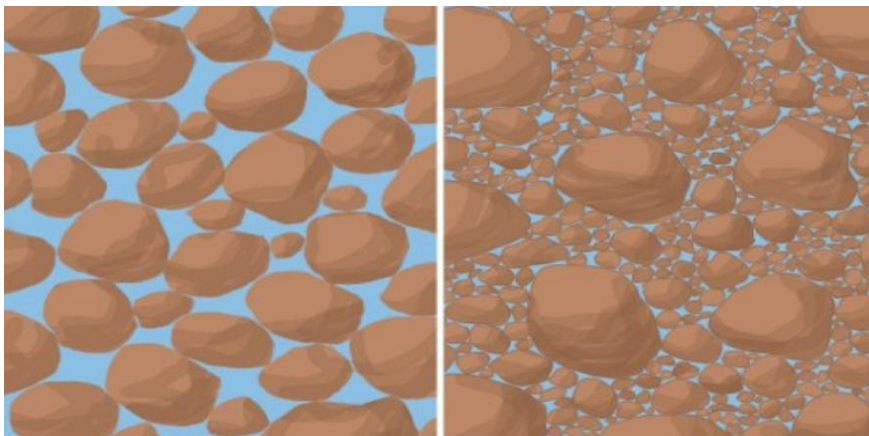


Gambar 55. Air hujan yang meresap pada batuan permeabel



Gambar 56. Zona saturasi

Air yang berhasil meresap ke bawah tanah akan terus bergerak ke bawah sampai dia mencapai lapisan tanah atau batuan yang jarak antar butirannya sangat-sangat sempit yang tidak memungkinkan bagi air untuk melewatinya. Lapisan ini disebut lapisan yang bersifat impermeabel, sedangkan lapisan yang dapat ditembus air disebut lapisan permeabel.



Gambar 57. Porositas akibat variasi ukuran butir

8.2 Pergerakan Air Tanah

Air bergerak di dalam tanah secara horizontal maupun vertikal. Pergerakan air secara horizontal disebut juga pergerakan air lateral. Pergerakan air vertikal dapat berupa pergerakan air ke bawah maupun ke atas. Pergerakan ke arah bawah dipengaruhi oleh gaya gravitasi melalui infiltrasi, sedangkan pergerakan air ke atas disebabkan oleh kapilaritas air tanah yang dipengaruhi oleh porositas tanah dan temperatur tanah. Air juga akan bergerak dari tanah yang lembab menuju tanah yang lebih kering.

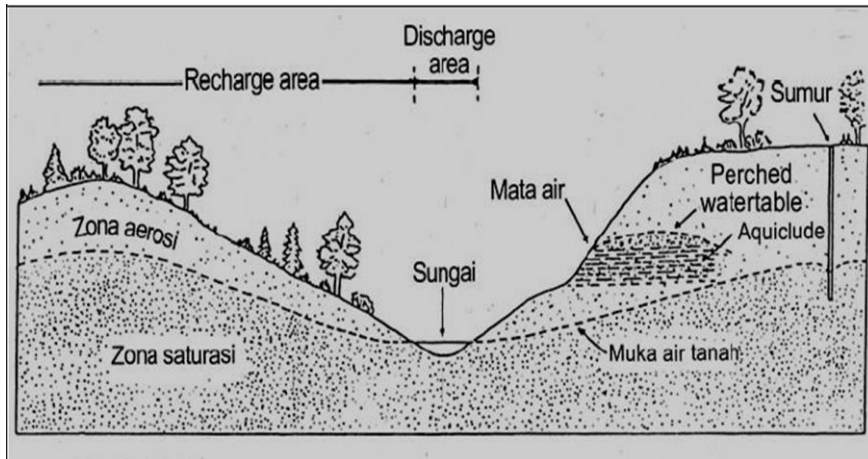
8.3 Permeabilitas dan Akuifer

Semua jenis tanah bersifat lolos air (permeable) dimana air bebas mengalir melalui ruang-ruang kosong (pori-pori) yang ada di antara butiran-butiran tanah. Permeabilitas tanah menunjukkan kemampuan tanah dalam meloloskan air. Secara kuantitatif nilai permeabilitas dinyatakan dengan koefisien permeabilitas.

Model aliran air tanah dimulai dari daerah resapan airtanah atau sering juga disebut sebagai daerah *recharge zone*. Daerah ini adalah wilayah dimana air yang berada di permukaan tanah baik air hujan ataupun air permukaan mengalami proses penyusupan (infiltrasi) karena tarikan gravitasi melalui lubang pori tanah maupun batuan atau melalui celah dan rekahan pada tanah dan batuan tersebut.

Air yang tidak tertahan di dekat permukaan menerobos kebawah sampai pada zona dimana seluruh ruang terisi air (jenuh air). Air dalam zona saturasi atau *zone of saturation* ini dinamakan air tanah atau *ground water*. Batas atas zona ini disebut muka air tanah atau *water table*. Lapisan tanah, sedimen atau batuan di atasnya yang tidak jenuh air disebut zona aerasi atau *zone of aeration*. Muka air tanah umumnya tidak horisontal, tetapi cenderung mengikuti permukaan topografi di atasnya.

Apabila tidak ada hujan dalam jangka waktu yang lama maka muka air di bawah bukit akan menurun perlahan-lahan sampai sejajar dengan lembah. Namun hal ini tidak akan pernah terjadi, karena hujan akan segera mengisinya lagi. Daerah dimana air hujan meresap kebawah sampai zona saturasi dinamakan daerah rembesan (*recharge area*). Dan daerah dimana air tanah keluar dinamakan *discharge area*.



Gambar 58. Variasi muka air tanah yang dipengaruhi oleh topografi

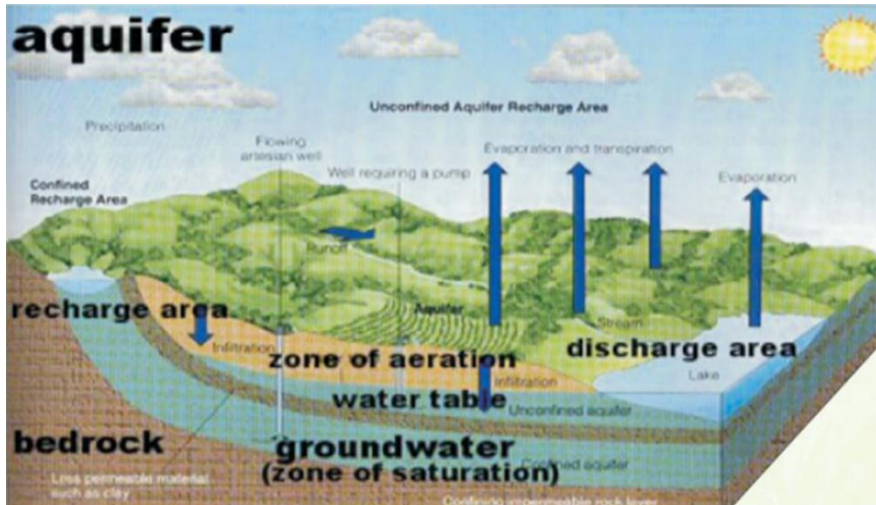
Berdasarkan perlakuannya terhadap air tanah, maka lapisan-lapisan batuan dapat dibedakan menjadi:

Akuifer: yaitu formasi geologi atau grup formasi yang mengandung air dan secara signifikan mampu mengalirkan air melalui kondisinya. Contoh lapisan pembawa air adalah: pasir, kerikil, batupasir dan batugamping.

Aquiclude: yaitu formasi geologi yang mungkin mengandung air, tetapi dalam kondisi alami tidak mampu mengalirkannya. Untuk keperluan praktis, aquiclude dipandang sebagai lapisan kedap air. misalnya lempung, serpih.

Aquifuge: merupakan formasi kedap air yang tidak mengandung dan tidak mampu mengalirkan air. Contoh aquifuge adalah batuan kristalin, metamorf kompak dan lempung pasiran.

Aquitarde: yaitu formasi geologi yang semikedap, mampu mengalirkan air tetapi dengan laju yang sangat lambat jika dibandingkan dengan akuifer. Meskipun demikian dalam daerah yang sangat luas, mungkin mampu membawa sejumlah besar air dari akuifer yang satu menuju akuifer lainnya.



Gambar 59. Recharge dan discharge area

Lapisan yang dapat menangkap dan meloloskan air disebut akuifer. Berdasarkan litologinya, akuifer dapat dibedakan menjadi 3 macam, yaitu:

Akuifer bebas atau akuifer tidak tertekan (Unconfined Aquifer)

Akuifer bebas atau akuifer tak tertekan adalah air tanah dalam akuifer tertutup lapisan impermeable, dan merupakan akuifer yang mempunyai muka air tanah atau akuifer jenuh air (saturated). Contoh: Permukaan air tanah di sumur yang sumur umumnya antara 1 – 25meter.



Gambar 60. Akuifer tak tertekan

Akuifer tertekan (Confined Aquifer)

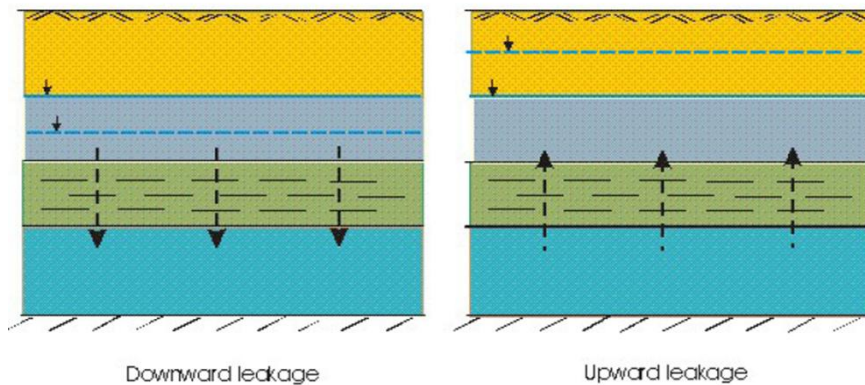
Akuifer tertekan adalah suatu akuifer dimana air tanah terletak di bawah lapisan kedap air (impermeable) dan mempunyai tekanan lebih besar daripada tekanan atmosfer. Air mengalir pada lapisan pembatasnya, karena confined aquifer merupakan akuifer yang jenuh air yang dibatasi oleh lapisan atas dan bawahnya. Contohnya yaitu pada sumur artesis.



Gambar 61. Akuifer tertekan

Akuifer bocor (Leakage Aquifer)

Akuifer bocor dapat didefinisikan suatu akuifer dimana air tanah terkekang di bawah lapisan yang setengah kedap air sehingga akuifer di sini terletak antara akuifer bebas dan akuifer terkekang.



Gambar 62. Mekanisme akuifer bocor

Akuifer melayang (Perched Aquifer)

Akuifer disebut akuifer melayang jika di dalam zone aerasi terbentuk sebuah akuifer yang terbentuk di atas lapisan impermeable

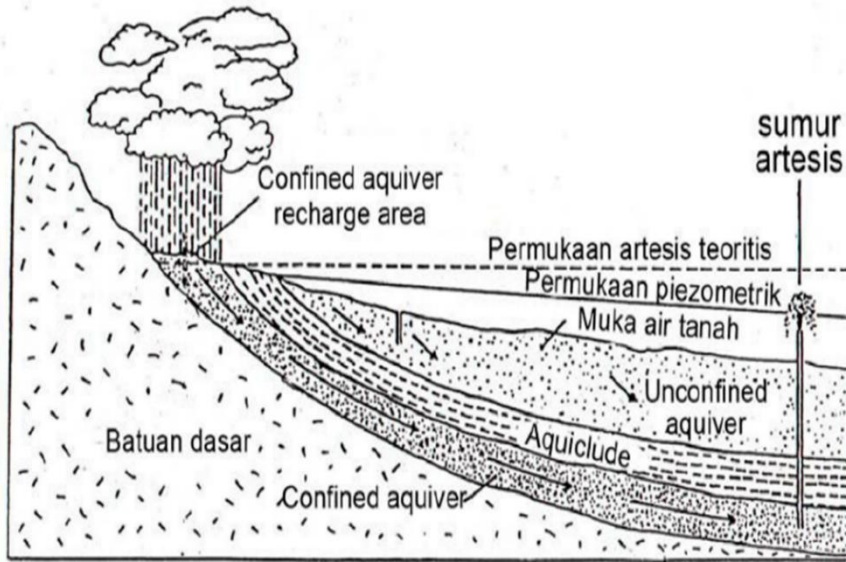


Gambar 63. Akuifer melayang

Struktur geologi berpengaruh terhadap arah gerakan air tanah, tipe dan potensi akuifer. Stratigrafi yang tersusun atas beberapa lapisan batuan akan berpengaruh terhadap akuifer, kedalaman dan ketebalan akuifer, serta kedudukan air tanah. Pada mulanya air memasuki akuifer melewati daerah tangkapan (recharge area) yang berada lebih tinggi daripada daerah buangan (discharge area).

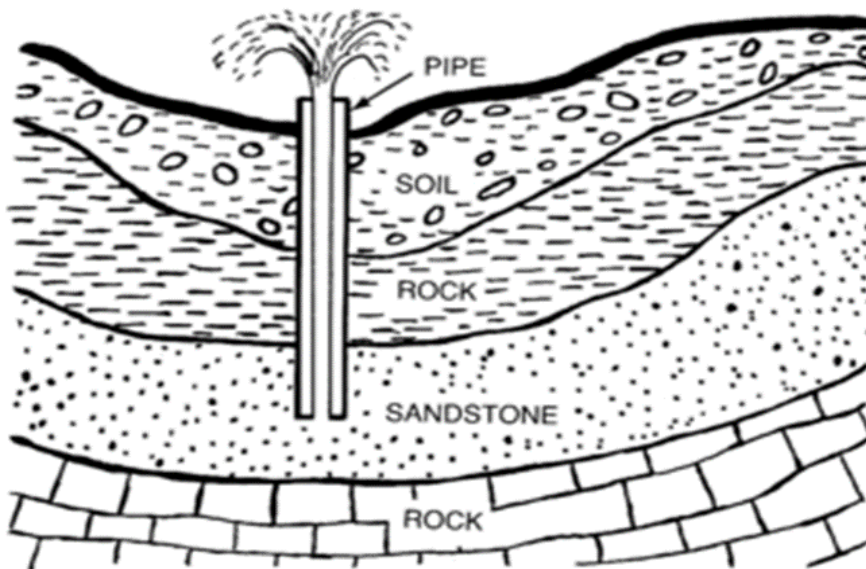
Daerah tangkapan biasanya terletak di gunung atau pegunungan dan daerah buangan terletak di daerah pantai. Air tersebut kemudian mengalir kebawah karena pengaruh gaya gravitasi melalui pori-pori akuifer.

Air yang berada dibagian bawah akuifer mendapat tekanan yang besar oleh berat air di atasnya, tekanan ini tidak dapat hilang atau berpindah karena akuifer terisolasi oleh akiklud diatas dan dibawahnya, yaitu lapisan yang impermeabel dengan konduktivitas hidrolik sangat kecil sehingga tidak memungkinkan air melewatinya. Jika sumur di bor hingga confined aquifer, maka air akan memancar ke atas melawan gaya gravitasi bahkan hingga mencapai permukaan tanah. Sumur yang airnya memancar keatas karena tekanannya sendiri di sebut sumur artesis.



Gambar 64. Mekanisme sistem sumur artesis

Akuifer artesis adalah sebuah akuifer terbatas berisi air tanah yang akan mengalir ke atas melalui sebuah sumur yang disebut sumur artesis tanpa perlu dipompa. Air dapat mencapai permukaan tanah apabila tekanan alaminya cukup tinggi, dalam hal ini sumur itu disebut sumur artesis mengalir.



Gambar 65. Sumur dari akuifer batu pasir

BAB IX DEFORMASI BATUAN



Gambar 66 Mozaik yang terbentuk akibat deformasi batuan

Deformasi adalah perubahan fisik batuan karena pengaruh tekanan. Deformasi batuan dapat terlipat, terpatahkan dan atau mengalami kerusakan fisik seperti retak

9.1 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Deformasi Batuan

Deformasi batuan dapat terjadi karena adanya berbagai macam factor pengaruh fisis yang dialami oleh batuan. Faktor-faktor fisis ini antara lain adalah tegangan, suhu, waktu serta komposisi mineral pada batuan.

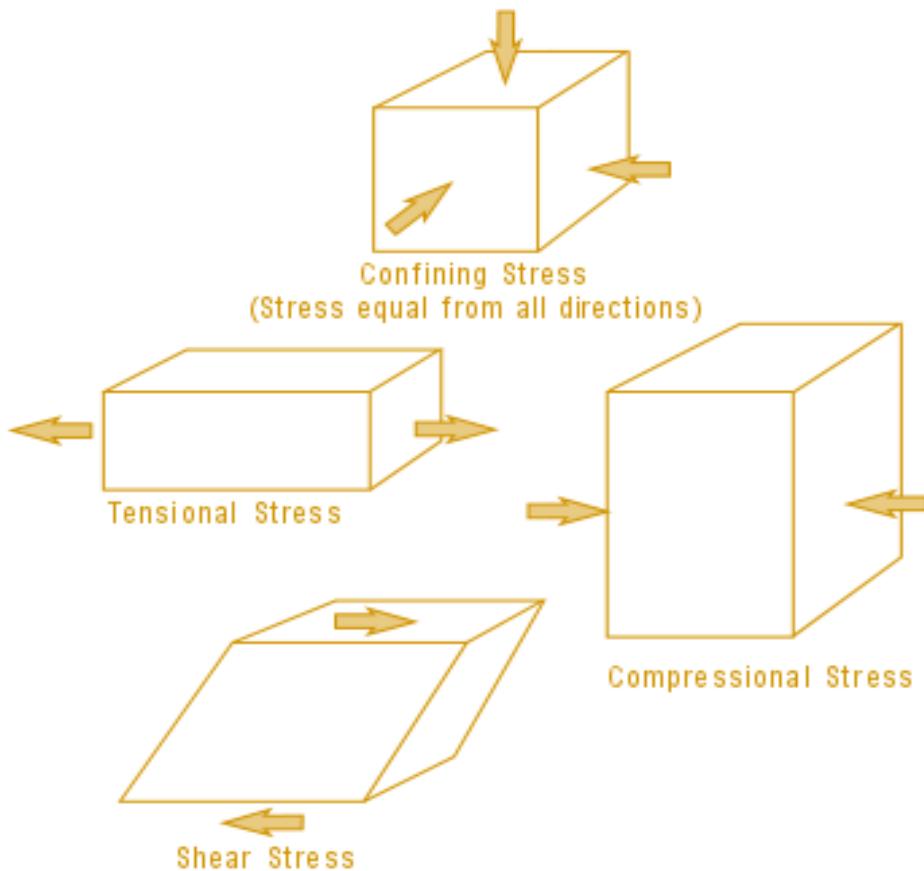
Tegangan (Stress)

Tegangan atau stress dapat dibedakan menjadi tegangan differensial, tegangan tensional, tegangan kompressional dan tegangan shear.

Tegangan tensional, arahnya berlawanan pada satu bidang, dan sifatnya menarik (stretch) batuan. Tegangan kompressional arahnya berhadapan, bersifat memampatkan atau menekan batuan. Shear stress bekerja berlawanan arah, tidak dalam satu bidang, yang menyebabkan pergeseran dan translasi.

Pengaruh tegangan terhadap batuan tergantung pada cara bekerja atau sifat tegangannya dan sifat fisik batuan yang terkena tegangan. Stress uniform menekan dengan besaran yang sama dari segala arah. Dalam batuan dinamakan confining stress karena setiap tubuh batuan dalam litosfir dibatasi oleh batuan disekitarnya dan ditekan secara merata (uniform) oleh berat batuan di atasnya. Stress differensial menekan tidak dari semua arah dengan besaran yang sama..

Biasanya differential stress ini yang mendeformasi batuan dan dikenal 3 jenis differential stress, tensional stress, compression stress dan shear stress. Tensional stress, arahnya berlawanan pada satu bidang, dan sifatnya menarik batuan. Compression stress arahnya berhadapan, memampatkan atau menekan batuan. Shear stress bekerja berlawanan arah, tidak dalam satu bidang, yang menyebabkan pergeseran dan translasi. Uniform atau differential stress yang menyebabkan terdefomasinya litosfir diakibatkan oleh gaya-gaya tektonik yang bekerja sepanjang waktu. Batuan yang terkena stress mengalami regangan atau perubahan bentuk dan atau volume dalam keadaan padat yang disebut strain atau regangan



Gambar 67. Deformasi akibat berbagai jenis stress

Suhu

Makin tinggi suhu suatu benda padat semakin lunak sifatnya dan keregasannya makin berkurang. Misalnya pipa kaca tidak dapat dibengkokkan pada suhu udara, bila dipaksa akan patah, karena regas (*brittle*). Setelah dipanaskan akan mudah dibengkokkan. Demikian pula halnya dengan batuan. Di permukaan, sifatnya padat dan regas, tetapi jauh dibawah permukaan dimana suhunya tinggi, bersifat *ductile*.

Waktu

Strain yang terjadi bergantung pada berapa lama batuan dikenai stress. Kecepatan batuan untuk berubah bentuk dan volume disebut *strain rate*, yang dinyatakan dalam volume per unit volume per detik, di bumi berkisar antara 10-14/detik sampai 10-15/detik. Makin rendah *strain rate* batuan, makin besar kecenderungan terjadinya deformasi *ductile*.

Komposisi

Komposisi mempunyai dua aspek. Pertama, jenis kandungan mineral dalam batuan, beberapa mineral (seperti kwarsa, garnet dan olivin) sangat regas, sedangkan lainnya (seperti mika, lempung, kalsit dan gypsum) bersifat lunak. Kedua, kandungan air dalam batuan mengurangi keregasannya dan memperbesar kelunakannya.

9.3 Struktur geologi akibat deformasi

Deformasi pada kerak, yang kita amati saat ini adalah jejak deformasi yang telah terjadi beberapa ratus atau juta tahun yang lalu, dan dikenal sebagai struktur geologi. Dalam struktur geologi, deformasi akibat gaya tektonik dikelompokkan sebagai struktur sekunder dan dibedakan dari struktur yang terbentuk pada saat atau sebelum batuan terbentuk yang dinamakan struktur primer. Yang termasuk dalam struktur primer adalah struktur-struktur pada batuan sedimen, seperti bidang perlapisan, lapisan bersusun (*graded beding*), lapisan silang siur (*cross beding*) dan jejak binatang. Sedangkan pada batuan beku adalah rekahan-rekahan yang terbentuk akibat pendinginan, dinamakan kekar kolom (*columnar joints*). Arah rekahan-rekahan yang tegak lurus bidang pendinginan, permukaannya segi enam, struktur aliran pada lava dsb. Struktur sekunder yang terbentuk setelah batuan terbentuk, adalah lipatan (*fold*), kekar (*joint*) dan sesar (*fault*).

Gerakan yang berasal dari bumi yang menyebabkan atau menimbulkan bentuk-bentuk tertentu disebabkan karena adanya gaya tegangan yang terdapat di kerak bumi disebut gaya endogen. Gejala tektonik merupakan bagian dari gaya endogen. Tektonisme adalah tenaga yang berasal dari kulit bumi yang

menyebabkan perubahan lapisan permukaan bumi, baik mendatar maupun vertikal. Sedangkan, tenaga tektonik adalah tenaga yang berasal dari dalam bumi yang menyebabkan gerak naik dan turun lapisan kulit bumi. Gerak itu meliputi gerak orogenetik dan gerak epirogenetik. (orogenesis dan epirogenesis). Gerak orogenetik adalah gerak yang dapat menimbulkan lipatan dan patahan serta retakan disebabkan karena gerakan dalam bumi yang besar dan meliputi daerah yang sempit serta berlangsung dalam waktu yang singkat, dan gerak epirogenetik adalah gerak yang menyebabkan muka bumi naik dan turun karena gerak bumi yang sangat lambat serta meliputi daerah yang luas.

Gaya tektonik yang sudah bekerja sejak ratusan juta tahun membuat kerak terlipat-lipat. Kadang-kadang sampai beberapa kali, tidak hanya sekali saja. Oleh karena itu struktur lipatan yang dihasilkannya sangat bervariasi dari yang sederhana sampai yang kompleks, baik bentuk maupun dimensinya. Dasar klasifikasinya ada beberapa, dan yang paling sederhana adalah kedudukan kedua belah sayapnya, kedudukan bidang sumbu dan keketatan lipatannya.

Kadang-kadang deformasi berlangsung cukup cepat untuk diamati dan diukur. Untuk memudahkan deformasi kerak bumi yang teramati digolongkan dalam dua kelompok besar : gerakan mendadak yang melibatkan terjadinya rekahan, dimana blok-blok kerak tiba-tiba bergerak beberapa centimeter atau beberapa meter dalam hitungan menit atau jam. Dan gerak lambat serta bertahap termasuk deformasi ductile. Geraknya tetap, menerus tidak disertai hentakan. Gerakan mendadak melibatkan rekahan pada batuan regan (brittle). Rekahan pada batuan dimana terjadi pergeseran sepanjang rekahan dinamakan sesar, patahan atau fault.

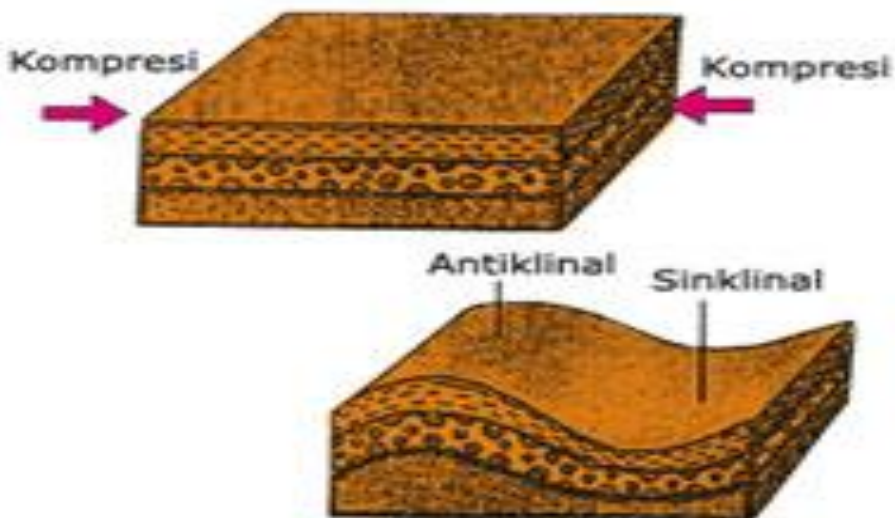
Sekali rekahan mulai, timbul gesekan mengikuti pergeseran. Selanjutnya perlahan-lahan stress terkumpul atau tertahan selama gesekan antara kedua sisi sesar dapat mengatasinya. Kemudian mendadak terjadi lagi pergeseran. Jika stress tetap ada, perulangan penumpukan stress yang diakhiri dengan pergeseran mendadak terjadi berulang kali. Meskipun gerakan sesar besar sampai beberapa kilometer, tetapi jarak tersebut merupakan jumlah dari gerakan mendadak yang kecil-kecil. Setiap gerak mendadak dapat menimbulkan gempa. Pergerakan mendadak pada litosfir biasanya disertai gempa bumi.

Untuk mendiskripsi deformasi lapisan batuan, misalnya pada batuan sedimen, diperlukan posisi atau kedudukan garis atau bidang setelah mengalami deformasi. Telah kita ketahui bahwa sedimen semula diendapkan dalam posisi horizontal. Setelah mengalami deformasi posisinya berubah, misalnya terlipat, maka posisi limb antiklin atau sinklin tidak horizontal lagi. Posisi atau kedudukan bidang-bidang yang membentuk limb ini dinyatakan dalam jurus atau strike dan kemiringan atau dip, yang dipergunakan untuk menyatakan kedudukan semua bidang di alam.

Kemiringan adalah sudut terbesar antara bidang (miring) di alam dengan bidang horizontal dinyatakan dalam derajat. Bidang horizontal tidak mempunyai kemiringan, atau 0^0 dan bidang tegak 90^0 . Jurus dan kemiringan dapat diukur ditempat dengan mempergunakan kompas geologi. Kompas geologi dilengkapi dengan water pas, untuk membuat bidang horizontal dan klinometer untuk mengukur kemiringan bidang.

Lipatan (fold)

Lipatan adalah bentuk lengkung suatu benda yang pipih/lempeng, dapat disebabkan oleh 2 macam mekanisme, yaitu buckling (melipat) dan bending (melengkung), **Lipatan** yaitu gerakan pada lapisan bumi yang tidak terlalu besar dan berlangsung dalam waktu yang lama sehingga menyebabkan lapisan kulit bumi berkerut atau melipat, kerutan atau lipatan bumi ini yang nantinya menjadi pegunungan. Punggung lipatan dinamakan antliklinal, daerah lembah (sinklinal) yang sangat luas dinamakan geosinklinal, ada beberapa lipatan, yaitu lipatan tegak miring, rebah, menggantung, isoklin dan kelopak.



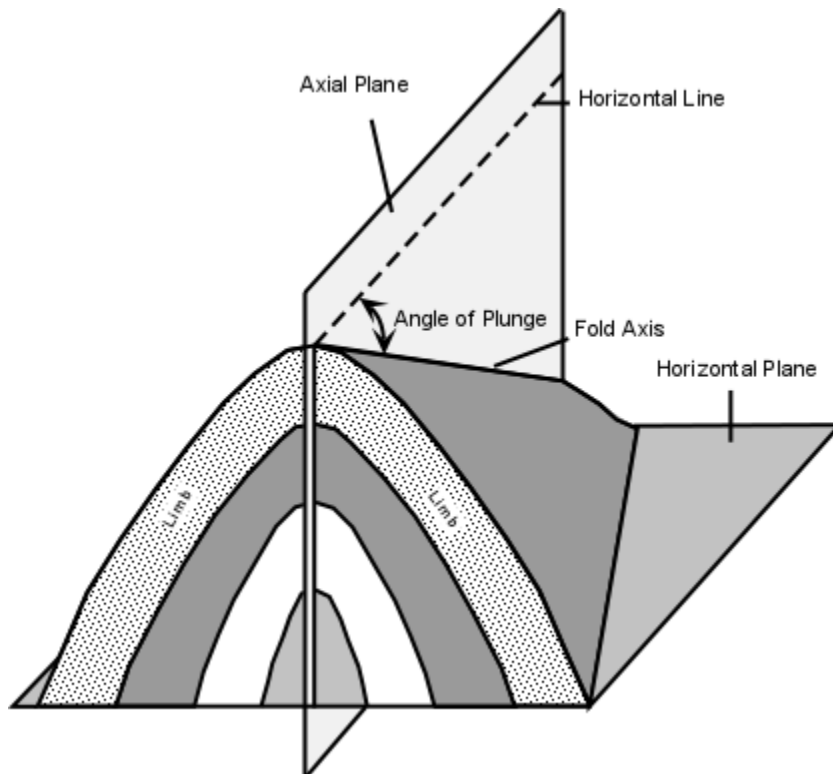
Gambar 68. Pembentukan antiklin dan sinklin akibat gaya kompresi tektonik

Pada gejala buckling atau melipat, gaya penyebab adalah gaya tekan yang arahnya sejajar dengan permukaan lempeng, sedang pada bending atau pelengkungan gaya utamanya mempunyai arah yang tegak lurus pada permukaan lempeng.

Gaya perlipatan pada umumnya terjadi pada lapisan batuan sedimen. Sebelum suatu urutan batuan sedimen mengalami perlipatan, batuan tersebut diendapkan dalam keadaan yang mendatar. Tetapi ada kalanya juga sudah mempunyai timbunan-timbunan, hal ini disebabkan oleh keadaan cekungannya yang sifat permukaannya tidak rata. Kemudian sejak saat pengendapannya, lapisan-lapisan sedimen tersebut telah pula mengalami tekanan-tekanan atau tarikan-tarikan oleh gaya-gaya berasal dari dalam. Kebanyakan berupa gaya tekan atau shearing. Dengan perkataan lain sedimen tersebut secara terus menerus mengalami perubahan-perubahan sepanjang sejarah pembentukkannya, dan mengakibatkan terjadinya lipatan-lipatan berukuran besar ataupun kecil.

Lipatan yang berukuran besar dapat mencapai berkilo-kilo meter untuk melaluinya, sedangkan yang berukuran kecil hanya beberapa meter sampai sentimeter.

Lipatan adalah bentuk lengkung suatu benda yang pipih/lempeng, dapat disebabkan oleh 2 macam mekanisme, yaitu *buckling* (melipat) dan *bending* (melengkung).



Gambar 69. Terminologi antiklin

Anatomi lipatan

Keterangan:

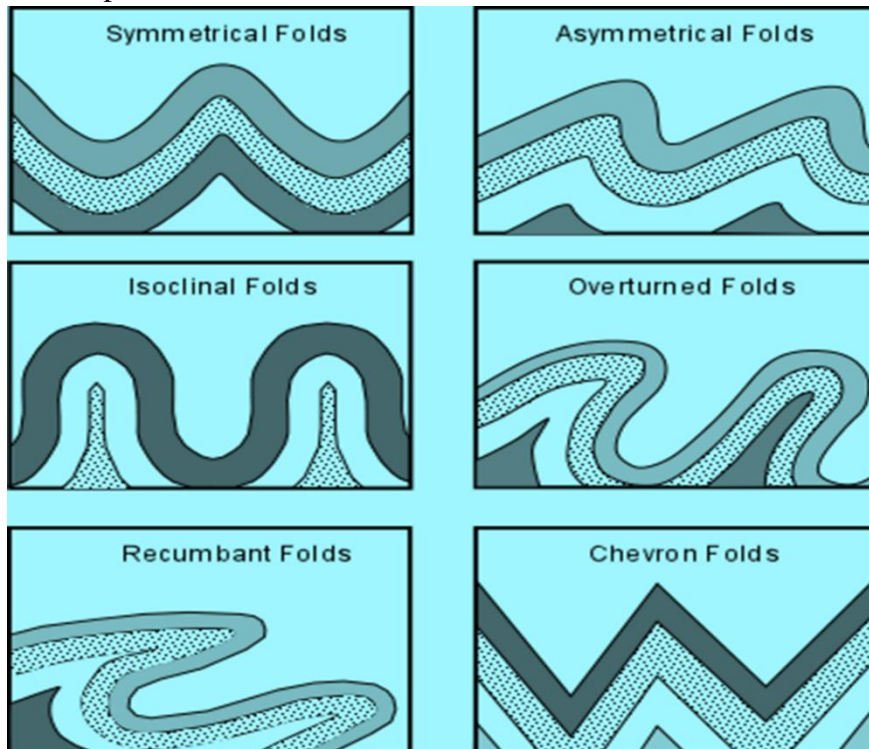
Axial plane merupakan bidang yang memotong puncak sehingga bagian samping dari lipatan menjadi kurang simetris

Limbs adalah bidang miring yang membangun struktur sinklin atau antiklin

Axial line (garis poros), garis khayal yang menghubungkan titik-titik dari lengkungan maksimum pada setiap permukaan lapisan dari suatu struktur.

Axial surface, permukaan khayal dimana terdapat semua axial line dari suatu lipatan. Pada beberapa lipatan permukaan ini dapat merupakan suatu bidang planar, dan dinamakan axial plane.

9.4 Macam2 lipatan



Gambar 70. Berbagai macam istilah pada struktur lipatan

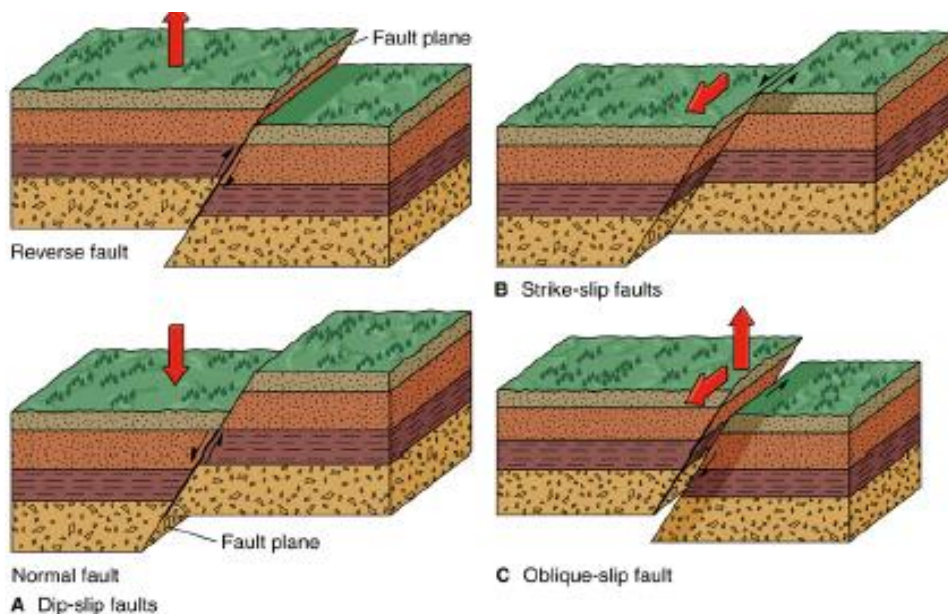
Antiklin merupakan punggung lipatan yang kemiringan kedua sayapnya ke arah saling berlawanan dan saling menjauh (bentuk concav dengan cembung ke atas).

Sinklin merupakan lembah lipatan yang kemiringan kedua sayapnya menuju ke suatu arah dan saling mendekat (bentuk concav dengan cekungnya mengarah ke atas).

Sesar (fault)

Beberapa ahli geologi struktur secara umum mengartikan struktur sesar sebagai bidang rekahan yang disertai oleh adanya pergeseran. Ada beberapa definisi yang lengkap dari sebagian ahli geologi struktur. Menurut Billing (1959) sesar didefinisikan sebagai bidang rekahan yang disertai oleh adanya pergeseran relatif (displacement) satu blok terhadap blok batuan lainnya. Jarak pergeseran tersebut dapat hanya beberapa milimeter hingga puluhan kilometer, sedangkan bidang sesarnya mulai dari yang berukuran beberapa centimeter hingga puluhan kilometer. Ragan (1973) mendefinisikan sesar sebagai suatu bidang rekahan yang telah mengalami pergeseran. Park (1983) mendefinisikan sesar sebagai suatu bidang pecah (fracture) yang memotong suatu tubuh batuan dengan disertai oleh adanya pergeseran yang sejajar dengan bidang pecahnya.

Sesar dapat terjadi dalam waktu yang seingkat dan terjadi pada area yang luas. Kejadian sesar selalu diikuti oleh gempa bumi yang merambatkan gelombang deformasi ke segala arah. Semakin luas daerah yang mengalami sesar dan semakin besar pergeseran akibat sesar, maka semakin besar pula magnitudo gempa bumi.

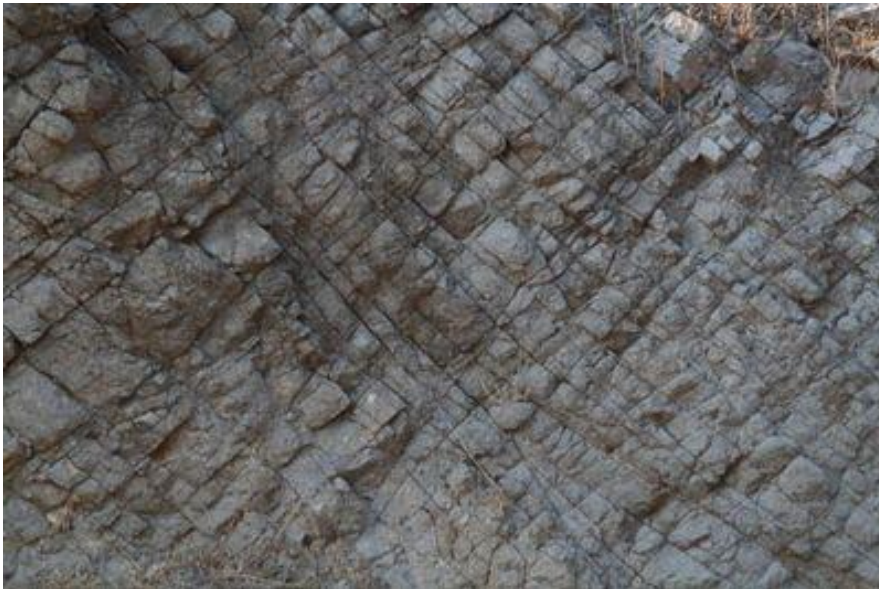


Gambar 71. Jenis Sesar

Ada 3 jenis sesar yaitu sesar dip slip, sesar strike slip dan sesar oblique sebagaimana ditunjukkan pada gambar 62. Sesar dip slip memiliki arah pergeseran vertical saja dan dibagi menjadi sesar naik (reverse fault) dan sesar turun (normal fault). Sesar geser (strike slip) hanya memiliki pergeseran ke arah horizontal saja, sedangkan sesar oblique memiliki arah pergeseran vertical dan horizontal.

Kekar (joint)

Kekar atau joint adalah rekahan-rekahan pada batuan, lurus, planar dan tidak terjadi pergeseran. Kekar umumnya terdapat sebagai rekahan tensional dan tidak ada gerak sejajar bidangannya. Kekar membagi-bagi batuan yang tersingkap menjadi blok-blok yang besarnya bergantung pada kerapatan kekarannya. Dan merupakan bentuk rekahan paling sederhana yang dijumpai pada hampir semua batuan. Biasanya terdapat sebagai dua set rekahan, yang perpotongannya membentuk sudut berkisar antara 45 sampai 90 derajat. Kekar mungkin berhubungan dengan sesar besar atau oleh pengangkatan kerak yang luas, dapat tersebar sampai ribuan meter persegi luasnya. Umumnya pada batuan yang regas. Kebanyakan kekar merupakan hasil pembubungan kerak atau dari kompresi atau tarikan (tension) berkaitan dengan sesar atau lipatan. Ada kekar tensional yang diakibatkan oleh pelepasan beban atau pemuaihan batuan. Kekar kolom pada batuan vulkanik terbentuk oleh tegasan yang terjadi ketika lava mendingin dan mengkerut.



Gambar 72. Kekar pada batuan

Pada lapisan-lapisan sedimen terutama batu pasir, sering terdapat kekar-kekar yang arahnya bervariasi. Rekahan ini terbentuk selama penimbunan dan litifikasi yang akan tetap tertutup selama tertimbun kedalaman. Karena erosi dan tersingkap, sedikit pendinginan dan kompresi relief memungkinkan rekahan agak terbuka. Pada beberapa daerah kekar mengontrol pola aliran sungai, terutama aliran-aliran sekundernya. Kekar juga mempunyai nilai ekonomis. Dapat memperbesar permeabilitas yang penting bagi migrasi dan menampung air tanah dan minyak bumi. Analisa kekar sangat diperlukan dalam eksplorasi dan pengembangan sumber daya alam. Rekahan-rekahan mengontrol endapan mineral, tembaga, timbal, seng, merkuri, perak, mas dan tungsten. Larutan hidrotermal yang berasosiasi dengan intrusi batuan beku mengalir sepanjang kekar-kekar dan mengendapkan mineral-mineral sepanjang dinding kekar, membentuk urat-urat mineral (mineral veins). Konstruksi besar, seperti bendungan, sangat perlu memperhatikan sistem kekar pada batuan. Selain mempengaruhi daya dukung batuan, kekar juga dapat menimbulkan masalah kebocoran.

Dalam penambangan batuan, marmer, granit dll, sistem kekarlah yang menentukan berapa besar blok batuan yang dapat ditambang. Dan adanya kekar-kekar akan mengurangi peledakan yang diperlukan.

BAB X. GUNUNG API DAN PEGUNUNGAN

Gunung adalah setiap bagian dari kerak (permukaan) bumi yang menjulang atau yang memiliki ketinggian lebih dari 600 meter diatas permukaan sekitarnya. Bentuk yang serupa tetapi memiliki topografi yang lebih kecil disebut bukit. Daerah dataran tinggi yang luas tetapi hanya memiliki sedikit variasi ketinggian disebut plato. Banyak gunung terbentuk dalam kelompok yang sangat luas atau memanjang yang disebut rangkaian pegunungan. Puncak-puncak dari suatu rangkain pegunungan dihasilkan melalui proses yang sama dan pada waktu yang bersamaan pula dengan puncak-puncak yang lain disekitarnya.

Beberapa rangkaian pegunungan yang tergabung dalam dalam kelompok yang lebih besar disebut system pegunungan, sebagai contoh system pegunungan Sunda yang terdiri dari Busur Arakan Yoma, Busur Andaman Nikobar, Busur Sumatera Jawa, Busur Kepulauan Nusa Tenggara dan Busur Banda.

10.1 Tipe-tipe *pegunungan*

Ada beberapa pegunungan di setiap benua dan di setiap cekungan samudera. Contoh pegunungan yang ada di tepian benua adalah Andes dan Appalachia. Contoh pegunungan di dekat pusat benua adalah Ural, Rockies, dan Himalaya. Ada juga yang ditemukan seluruhnya berada di samudera; dekat seperti Mid-Atlantic Ridge, kepulauan Hawaii, dan kepulauan Nusantara.

Sistem pegunungan biasanya sangat kompleks, untuk melakukan klasifikasinya harus melalui perhitungan dua faktor, yang utama yaitu adalah lokasi relative ke batasan batasan lempengan. Faktor penting lain adalah komposisi batuan, dan proses pembentukannya.

Faktor lain yang dapat dijadikan pertimbangan untuk klasifikasi adalah sifat alami batuan yang menyusun pegunungan, sebagai contoh the mid Atlantic ridge yang hampir keseluruhannya tersusun oleh batuan basal. Beberapa perbedaan batuan penyusun mengindikasikan perbedaan prroses pembentukan pegunungan.

Pegunungan juga dapat dibedakan dari jumlah dan tipe deformaasi batuan pada saat pembentuknya.

Tabel 6 Klasifikasi Sistem Pegunungan

tipe batuan	pegunungan oseanik		pegunungan benua	
	terdeformasi	non deformasi	terdeformasi	non deformasi
vulkanik	busur kepulauan	pulau hawaian; pegunungan laut	pegunungan lipatan	pegunungan kaskade
sedimen, beku dan metamorf		atoll	pegunungan lipatan (appalacian) pegunungan patahan (sierra nevada)	pengangkatan erosi (adirondacks, colorado plateau)

Ada variable lain dalam klasifikasi pegunungan yang tidak termasuk dalam table ,yaitu waktu. Beberapa pegunungan seperti Andes, Himalaya, dan Midocean Ridges adalah pegunungan dengan umur yang masih muda. Gaya yang membentuknyamasih sangat aktif dan bahkan saat kita dapat mempelajarinya. Pegunungan lain seperti Appalasia dan pegunungan Ural adalah pegunungan dengan umur yang lebih tua,.gaya pembentuknya sudah tidak aktif lagi dan yang masih terjadi adalah erosi yang prosesnya bersifat lambat.

Pegunungan Samudera

Para ahli geologi mempelajari pegunungan dimulai dari benua, tetapi pengetahuan kita tentang proses pembentukan pegunungan mungkin lebih baik jika dimulai dari pegunungan samudera, karena pegunungan samudera terlindung dari cuaca dan erosi. Sehingga hanya sedikit material yang dipindahkan dari pegunungan samudera dan bentuk-bentuknya mencerminkan proses-proses pembentukannya. Interpretasi pembentukan juga lebih mudah dipelajari pada pegunungan samudera dari pada pegunungan benua, dimana erosi telah memindahkan sebagian besar bukti (petunjuk) geologi.

Perbedaan paling mendasar antara pegunungan benua dan pegunungan laut terletak pada materialnya. Pegunungan benua pada intinya terbuat dari endapan-endapan (sedimen), sedangkan pegunungan laut terbuat dari batuan gunung api (volcanic). Pegunungan benua terbentuk oleh kekuatan tekanan, sedangkan pegunungan laut terbentuk oleh gaya dorongan. Akan tetapi pembeda pada kedua pegunungan ini adalah bahwa akar-akar yang mendukung pegunungan ini. Pada kasus pegunungan benua, meteri ringan (kurang padat) dari gunung menunjam ke

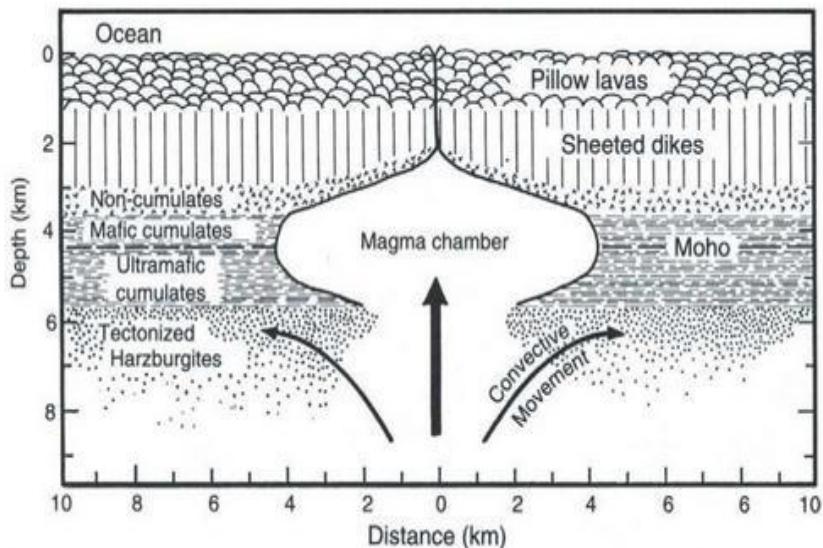
bawah bumi sebagai akar. Pada kasus pegunungan laut, juga terdapat meteri ringan yang mendukung gunung sebagai akar, akan tetapi untuk kasus gunung laut, penopangnya bukanlah densitas yang rendah, akan tetapi energi panas sehingga bersifat mendorong. Intinya, akar pegunungan adalah penopang yang cara kerjanya sesuai dengan hukum Archimides.

Ada tiga jenis pegunungan samudera yang masing-masing berhubungan dengan fitur fisiografi dasar laut, busur kepulauan vulkanik yang berhubungan dengan palung-palung yang dalam, dan tipe kepulauan Hawaii dan tipe gunung laut. Ketiga tipe tersebut penyusun utamanya adalah batuan vulkanik.

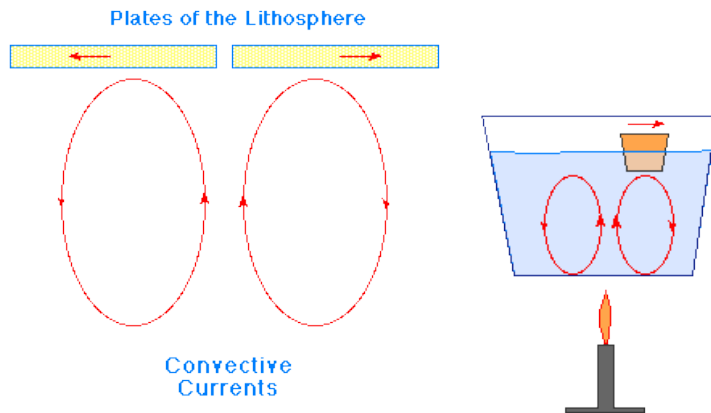
Ocean Ridges (Pematang/punggung Samudera)

Oceanic Ridges ini membentuk system pegunungan yang terpanjang dan terluas di dunia, panjangnya lebih dari 60.000 km. *Oceanic ridges* ditemukan disetiap cekungan samudera, pada pusat dari beberapa cekungan samudera.

Berdasarkan teori lempeng tektonik, penyebab dari pergerakan benua-benua disebabkan oleh adanya arus konveksi (convection current) dari mantle (lapisan di bawah kulit bumi yang bersifat plastis). Arah arus ini tidak teratur, bisa dibayangkan seperti pergerakan udara/awan atau pergerakan dari air yang direbus. Terjadinya arus konveksi terutama disebabkan oleh aktivitas radioaktif yang menimbulkan panas.

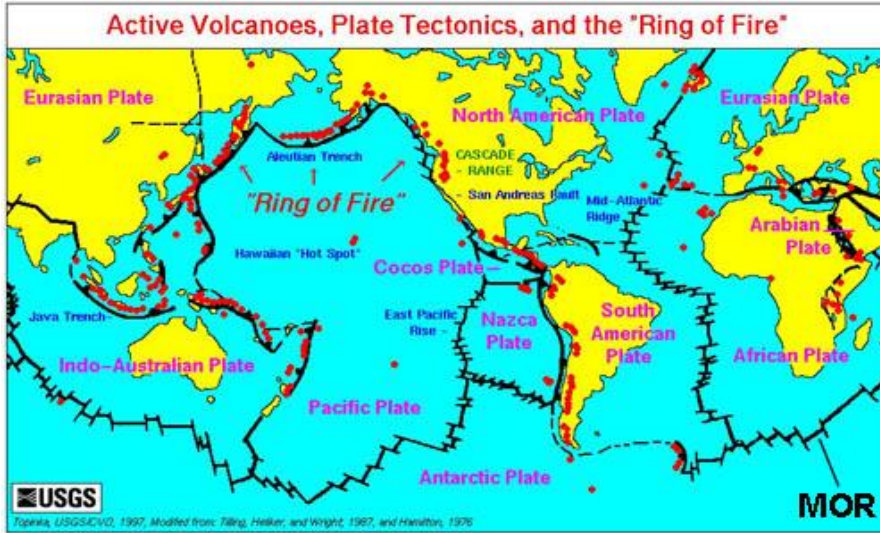


Gambar 73 Model konveksi magma chamber



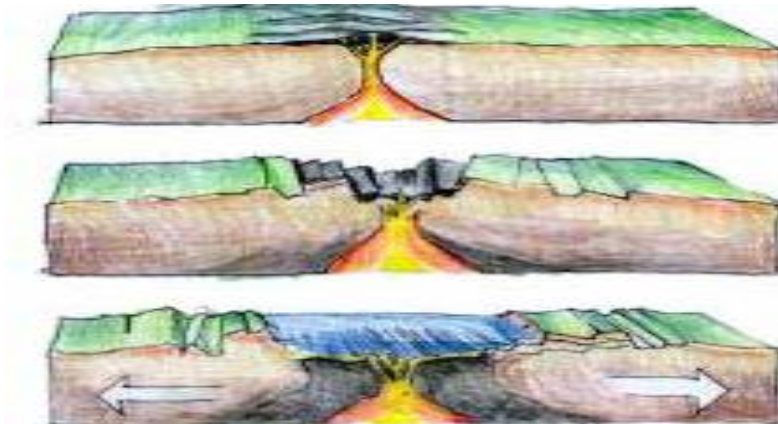
Gambar 74 Analogi konveksi pada mantel dan bejana

Pada kondisi tertentu dua arah arus yang saling bertemu bisa menghasilkan arus interferensi yang arahnya ke atas. Arus interferensi ini akan mencapai kulit bumi yang berada di atasnya. Magma yang menembus ke atas karena adanya arus konveksi ini akan membentuk gugusan pegunungan yang sangat panjang dan bercabang-cabang di bawah permukaan laut yang dapat diikuti di sepanjang samudera-samudera yang saling berhubungan di muka bumi. Lajur pegunungan yang berbentuk linear ini disebut dengan MOR (Mid Oceanic Ridge atau Pematang Tengah Samudera) dan merupakan tempat keluarnya material dari mantle ke dasar samudera. MOR mempunyai ketinggian melebihi 3000 m dari dasar laut dan lebarnya lebih dari 2000 km, atau melebihi ukuran Pegunungan Alpen dan Himalaya yang letaknya di daerah benua. MOR Atlantik misalnya, membentang dengan arah utara-selatan dari lautan Arktik melalui poros tengah samudera Atlantik ke sebelah barat Benua Afrika dan melingkari benua itu di selatannya menerus ke arah timur ke Samudera Hindia lalu di selatan Benua Australia dan sampai di Samudera Pasifik. Jadi keberadaan MOR mengelilingi seluruh dunia.



Gambar 75 Batas-batas lempeng seluruh dunia

Kerak (kulit) samudera yang baru, terbentuk di pematang-pematang ini karena aliran material dari mantle. Batuan dasar samudera yang baru terbentuk itu menyebar ke arah kedua sisi dari MOR karena desakan dari magma mantle yang terus-menerus dan juga ‘hanyut’ oleh arus mantle. Lambat laun kerak samudera yang terbentuk di pematang itu akan bergerak terus menjauh dari poros pematang dan ‘mengarungi’ samudera. Gejala ini disebut dengan Pemekaran Lantai Samudera (*Sea Floor Spreading*) .

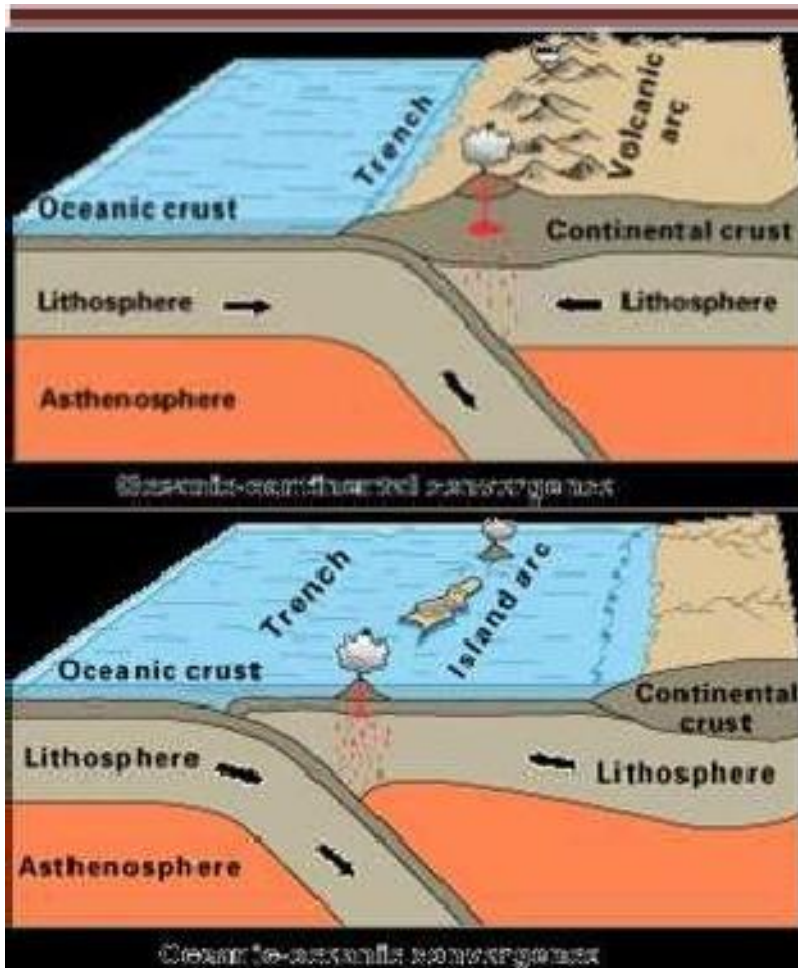


Gambar 76 Pemebentukan samudra di tengah benua

Tipe Busur Vulkanik dan Tipe Busur Kepulauan

Tipe busur vulkanik adalah rangkaian gunung api yang terbentuk akibat tumbukan lempeng samudera dengan lempeng benua. Lempeng samudera menunjam ke bawah lempeng benua. Karena relatif tipis, lempeng samudera meleleh pada kedalaman yang dangkal. Magma yang dihasilkannya dengan begitu lebih mudah muncul ke permukaan. Contoh tipe ini adalah pegunungan di selatan Pulau Jawa.

Tipe busur kepulauan adalah deretan gunung api yang membentuk kepulauan. Contoh tipe ini adalah kepulauan di sebelah barat daya Pulau Sumatera. Pembentukan busur kepulauan ini mirip dengan tipe busur vulkanik. Bedanya, kedua lempeng yang bertumbukan pada tipe ini adalah lempeng samudera.



Gambar 77 Pegunungan tipe vulkanik dan busur kepulauan

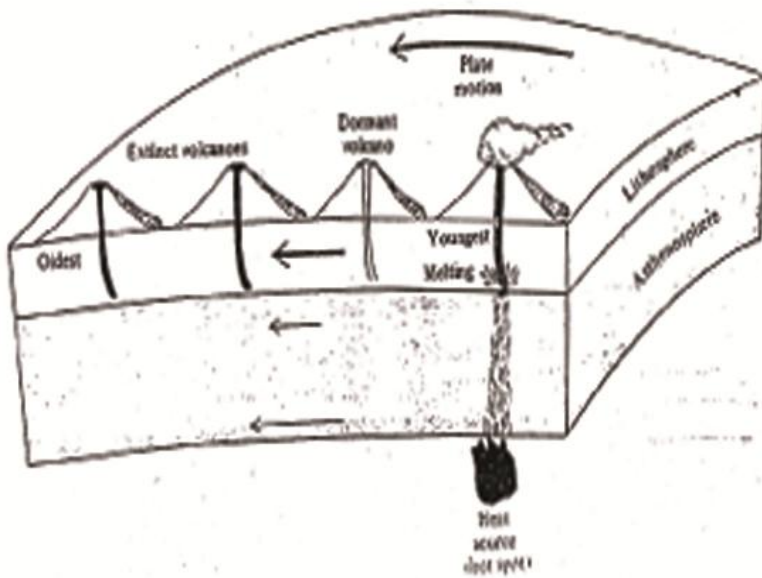
Berdasarkan uraian di atas, tampak bahwa gunung pada umumnya terbentuk dan berada di daerah batas antar lempeng yang terus bergerak, khususnya di batas interaksi konvergen. Pada batas interaksi konvergen (tipe himalaya, busur vulkanik dan busur kepulauan), gunung-gunung tersebut mampu meredam guncangan akibat tabrakan antar lempeng. Kemampuan ini muncul karena gunung memiliki massa dan ketebalan yang sangat besar. Kemampuan gunung tersebut lebih dibutuhkan lagi di daerah busur vulkanik dan kepulauan seperti Indonesia.

Oleh karena itu, daerah pegunungan (apalagi di daerah kepulauan seperti Indonesia) merupakan daerah yang berbahaya untuk dijadikan permukiman. Tempat yang relatif aman adalah daerah di balik gunung, yang jauh dari zona interaksi antar lempeng. Meskipun terjadi guncangan, kekuatannya sudah jauh berkurang karena teredam oleh gunung tersebut. Di luar batas lempeng konvergen, gunung api sebenarnya juga muncul di sejumlah lokasi lain. Lokasi-lokasi tersebut tidak terletak di batas lempeng manapun, bahkan berada di tengah-tengah lempeng.

Tipe Kepulauan Hawaii dan Gunung Laut

Apabila beberapa lempengan bumi saling merapat menjadi satu, maka akan terbentuk suatu kolom yang luas dan melingkar yang berisi material panas dan mampu mencapai kerak bumi. Kolom yang berisi material panas ini disebut Hotspots. Lebih spesifik lagi kandungan material panas tersebut dinyatakan sebagai yang paling bervariasi di dunia. Temperatur kolom yang tinggi akan melelehkan kerak bumi dan seterusnya akan membentuk saluran pembuangan magma dari perut bumi.

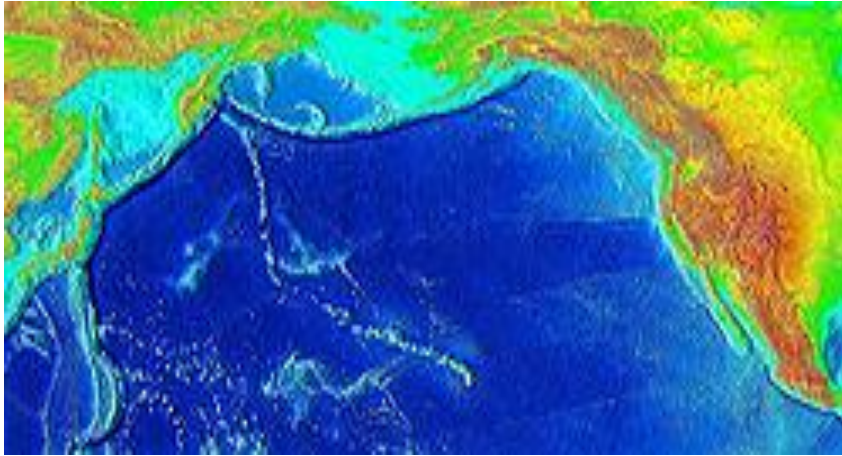
Meski lempengan bumi terkadang mengalami pergerakan karena suatu sebab, namun posisi kolom tersebut akan selalu tetap. Hal ini akan mengakibatkan gunung api selalu dalam fase istirahat. Karena muntahan magma bersifat kontinyu maka di atas permukaan wilayah tersebut selalu terbentuk gunung api yang baru. Tempat di muka bumi ini yang kaya akan hotspot adalah Kepulauan Hawaii dan Yellowstone.



Gambar 78 Asal tipe kepulauan Hawai dari pergerakan lempeng di atas hotspot dalam mantel



Gambar 79 Gambar 3 D Kepulauan Hawai tenggara



Gambar 80 Kaiser Seamounts

Gambar 71 menunjukkan hasil letusan beruntun dari hotspot Hawaii yang meninggalkan jejak pegunungan bawah laut di Pasifik selama jutaan tahun, yang disebut Kaiser Seamounts.

Pegunungan Benua

Walaupun sebagian pegunungan benua adalah pegunungan vulkanik dan mirip seperti pegunungan samudra, namun pegunungan benua lebih banyak memiliki variasi. Tipe dari pegunungan benua biasanya terdiri dari berbagai jenis batu termasuk bebatuan vulkanik (Klastik), bahan-bahan kimia, dan batuan sedimen biogenic; bebatuan plutonik; bebatuan metamorphosis. Pegunungan benua sebagian besar tidak terdiri dari bebatuan vulkanik yang dikelompokkan berdasarkan sejarah pembentukannya: Pegunungan lipatan [Fold Mountains], Pegunungan patahan [fault-block mountain], dan erotional mountain.

Gunung api

Gunung api secara umum merupakan istilah yang dapat didefinisikan sebagai suatu sistem saluran fluida panas (batuan dalam wujud cair atau lava) yang memanjang dari kedalaman sekitar 10 km di bawah permukaan bumi sampai ke permukaan bumi, termasuk endapan hasil akumulasi material yang dikeluarkan pada saat meletus.

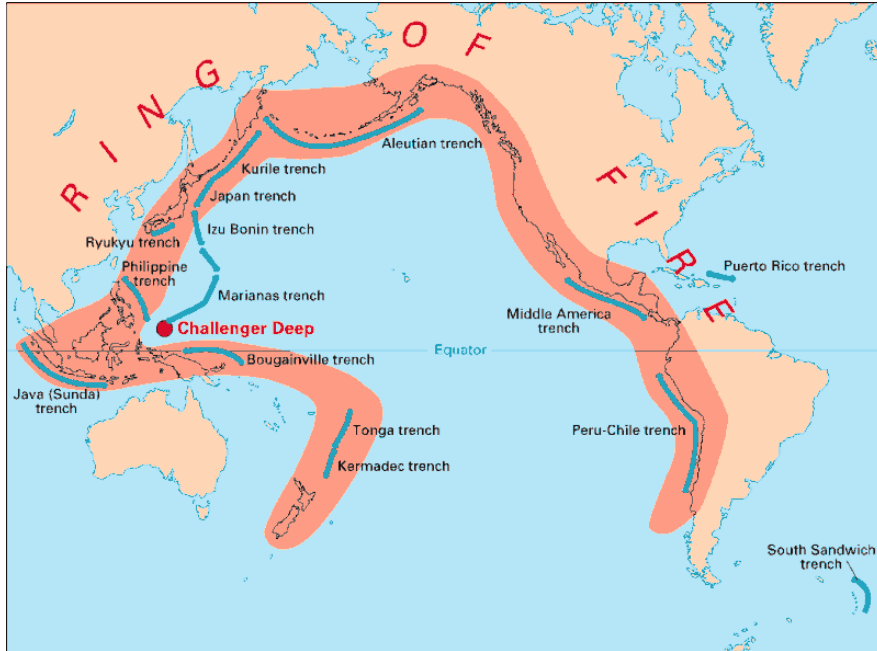


Gambar 81 Gunung Bromo dengan latar belakang Gunung Semeru

Gambar 72 menunjukkan Gunung api Mahameru atau sering disebut Gunung Semeru di belakang. Latar depannya adalah kaldera Bromo, Jawa Timur, Indonesia.

Lebih lanjut, istilah gunung api ini juga dipakai untuk menamai fenomena pembentukan *ice volcanoes* atau gunung api es dan *mud volcanoes* atau gunung api lumpur. Gunung api es biasa terjadi di daerah yang mempunyai musim dingin bersalju, sedangkan gunung api lumpur dapat kita lihat di daerah Kuwu, Purwodadi, Jawa Tengah. Masyarakat sekitar menyebut fenomena di Kuwu tersebut dengan istilah Bledug Kuwu.

Gunung api terdapat di seluruh dunia, tetapi lokasi gunung api yang paling dikenali adalah gunung api yang berada di sepanjang busur Cincin Api Pasifik (*Pacific Ring of Fire*). Busur Cincin Api Pasifik merupakan garis bergeseknya antara dua lempengan tektonik.



Gambar 82 Ring of Fire yang melewati Indonesia

Gunung api dapat dijumpai dalam beberapa macam bentuk sepanjang masa hidupnya. Gunung api yang aktif mungkin berubah menjadi separuh aktif, istirahat, sebelum akhirnya menjadi tidak aktif atau mati. Bagaimanapun gunung api mampu istirahat dalam waktu 610 tahun sebelum berubah menjadi aktif kembali. Oleh karena itu, sulit untuk menentukan keadaan sebenarnya dari suatu gunung api itu, apakah gunung api itu berada dalam keadaan istirahat atau telah betul-betul mati.

Apabila gunung api meletus, magma yang terkandung di dalam kamar magma di bawah gunung api meletus keluar sebagai tepra atau lava. Selain dari aliran lava, kehancuran oleh gunung api disebabkan melalui berbagai cara seperti berikut:

- Aliran lava.
- Letusan gunung api.
- Aliran lumpur.
- Abu.
- Kebakaran hutan.
- Gas beracun.
- Gelombang tsunami.
- Gempa bumi.



Gambar 83 Aliran lava dari gunung api



Gambar 84 Semburan material piroklastik



Gambar 85 Aliran lahar

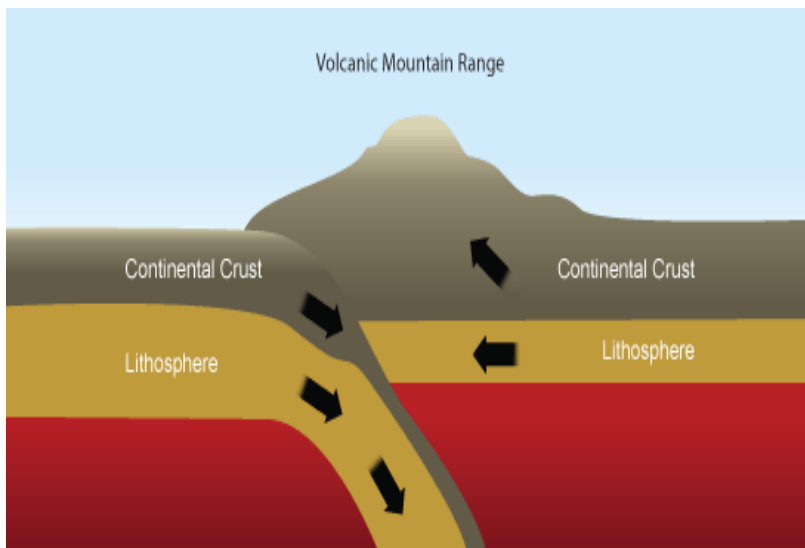
Karena letusan gunung api dapat menimbulkan berbagai macam bencana alam, maka terdapat beberapa isyarat mengenai status gunung api yang ada di Indonesia.

Tingkat isyarat gunung berapi di Indonesia		
Status	Makna	Tindakan
AWAS	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Menandakan gunung berapi yang segera atau sedang meletus atau ada keadaan kritis yang menimbulkan bencana ▪ Letusan pembukaan dimulai dengan abu dan asap ▪ Letusan berpeluang terjadi dalam waktu 24 jam 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Wilayah yang terancam bahaya direkomendasikan untuk dikosongkan ▪ Koordinasi dilakukan secara harian ▪ Piket penuh
SIAGA	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Menandakan gunung berapi yang sedang bergerak ke arah letusan atau menimbulkan bencana ▪ Peningkatan intensif kegiatan seismik ▪ Semua data menunjukkan bahwa aktivitas dapat segera berlanjut ke letusan atau menuju pada keadaan yang dapat menimbulkan bencana ▪ Jika tren peningkatan berlanjut, letusan dapat terjadi dalam waktu 2 minggu 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Sosialisasi di wilayah terancam ▪ Penyiapan sarana darurat ▪ Koordinasi harian ▪ Piket penuh
WASPADA	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Ada aktivitas apa pun bentuknya ▪ Terdapat kenaikan aktivitas di atas level normal ▪ Peningkatan aktivitas seismik dan kejadian vulkanis lainnya ▪ Sedikit perubahan aktivitas yang diakibatkan oleh aktivitas magma, tektonik dan hidrotermal 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Penyuluhan/sosialisasi ▪ Penilaian bahaya ▪ Pengecekan sarana ▪ Pelaksanaan piket terbatas
NORMAL	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Tidak ada gejala aktivitas tekanan magma ▪ Level aktivitas dasar 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pengamatan rutin ▪ Survei dan penyelidikan

Pegunungan Lipat (Fold Mountains)

Pegunungan lipatan merupakan gunung yang terbentuk oleh pengaruh lipatan pada lapisan dalam bagian atas pada kerak bumi. Gaya yang menyebabkan terjadinya pembentukan pegunungan lipatan disebut pergerakan orogenic. Istilah *orogenic* berasal dari bahasa Yunani yang berarti bangunan gunung. Gaya ini bekerja pada daerah persinggungan permukaan bumi dan terutama pada lempeng tektonik.

Gunung Lipat umumnya terbentuk di daerah yang kurang terdeformasi yang berdekatan dengan daerah-daerah yang sangat dipengaruhi oleh dorongan gaya lempeng tektonik. Para peneliti lempeng tektonik percaya bahwa tekanan yang amat sangat kuat dibutuhkan untuk membentuk gunung lipatan yang dapat muncul akibat tumbukan 2 lempeng litosfer. Kita dapat melihat tumbukan antara dua lempeng *continental* menghasilkan sebuah gunung di sebuah pulau. Ketika dua lempeng *continental* bertumbukan, maka akan terbentuk sabuk pegunungan lipatan (*Fold Mountains Belt*). Pegunungan lipatan kebanyakan mungkin umurnya relatif muda secara geologis karena mereka akan mulai segera terkikis setelah mereka terbentuk.

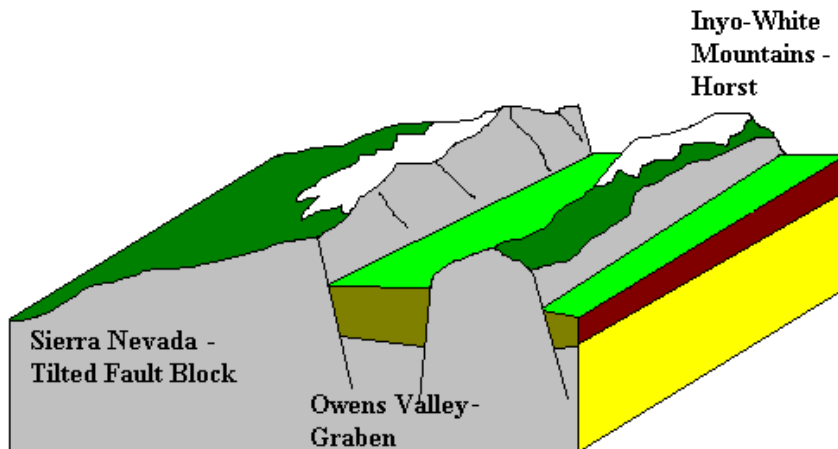


Gambar 86 Pegunungan hasil perlipatan

Contoh dari pegunungan lipatan adalah pegunungan Himalaya (Asia), Pegunungan Alpen (Eropa), Andes (Amerika) dan Ural (Rusia). Mereka terbentuk akibat tabrakan dua lempeng, yang menyebabkan kerak bumi terlipat. Lipatan yang turun di disebut anticline sedangkan, lipatan yang naik dari titik terendah yang umum (di kedua belah pihak) disebut syncline.

Pegunungan Patahan

Bentuk pegunungan patahan [*Fault-blok*] (gunung, bukit, pegunungan, dll) terbentuk ketika batuan dasar yang sangat besar rusak, yang membuat terjadinya perpindahan kerak benua secara vertikal. Gerak vertikal blok yang dihasilkan, kadang-kadang disertai dengan pemiringan permukaan, kemudian dapat juga menyebabkan datarannya menjadi tinggi. Gunung-gunung ini terbentuk oleh kerak bumi yang meregang dan memanjang yang disebabkan oleh gaya tensional. Gunung blok Fault umumnya juga menghasilkan suatu celah, indikator lain dari adanya gaya tektonik tensional.



Gambar 87 Pegunungan yang terbentuk akibat patahan

Blok yang terangkat disebut gunung blok atau *horsts*. Proses perendahan blok ini disebut *graben* : daerah ini bisa berukuran kecil atau dapat berbentuk celah pada system lembah yang luas. Bentuk lanskap seperti ini dapat dilihat di Afrika Timur, Kisaran provinsi Barat Amerika Utara , di tengah hingga selatan New England , dan lembah Rhine. Daerah ini sering terjadi pada kondisi daerah ekstensional yang meregang dan pada daerah dengan kerak yang tipis.

Dome Mountains

Bagian dalam bumi yang berupa magma memiliki suhu yang cukup panas untuk dapat melelehkan bebatuan disekitarnya. Magma tersebut meleleh bersama bebatuan yang berada di sekitarnya sehingga menjadi kolam magma besar yang berada di bawah permukaan bumi. Jika batu di sekitarnya kurang padat, maka magma tersebut akan membuat jalan ke permukaan. Jika magma mencapai permukaan, kita akan menemukan gunung api dengan abu vulkanik, lava, dan ledakan yang menyertainya. Tetapi jika bebatuannya padat dan magma tidak

cukup kuat untuk membuat jalan ke permukaan, maka akan terbentuk Gunung Kubah (*Dome Mountain*).

Gunung Kubah biasanya tidak setinggi Gunung Lipat (*Fold Mountain*), karena gaya magma di bawahnya tidak mendorong permukaan di atasnya dengan cukup keras. Selama periode yang panjang, maka magma yang berada di bawah permukaan tersebut akan mendingin menjadi bebatuan keras. Maka hasilnya adalah sebuah gunung berbentuk kubah.

Selama periode yang panjang pula, bagian luar gunung akan mengalami erosi, sehingga permukaan gunung terdiri dari bebatuan keras (bekuan magma yang tadinya membeku).



Gambar 88 Contoh dome mountain, Gunung Najavo

Pegunungan Dataran Tinggi (Plateau / Plato)

Plateau atau disebut juga dataran tinggi. Dataran tinggi dapat terbentuk dari berbagai proses. Plateau tidak terbentuk oleh aktivitas internal. Sebaliknya, pegunungan ini terbentuk oleh erosi.

Dataran tinggi atau plateau pembentukannya dapat terjadi oleh berbagai macam proses, termasuk, ekstrusi lava, dari magmavulkanik yang

terangkat (upwelling), , dan erosi oleh air maupungletser. Magma naik dari mantel magma yang dapat menyebabkan tanah mengembang ke atas, akibatnya wilayah datar baru terangkat. Dataran tinggi juga dapat terjadidan terbentuk oleh lava yang menyebar ke luar dari celah pada daerah lemah di dalam kerak bumi. Dataran Tinggi Columbia adalah sebuah contoh dari dataran tinggi yang berada di barat laut Amerika Serikat . Air juga dapat mengerosi dan mengikis gunung-gunung dan bentuklahan lainnya menjadi suatu dataran tinggi. Berikut ini adalah dataran tinggi yang diklasifikasikan menurut lingkungan sekitar mereka. Jenisnya dibagi menjadi 3, yaitu: intermontane, Piedmont ,dan dataran tinggi benua.

Intermontane dataran tinggi adalah yang tertinggi di dunia, dataran tinggi ini dibatasi oleh pegunungan. Dataran tinggi Tibet adalah salah satu dataran tinggi tersebut. Piedmont dataran tinggi yang dibatasi pada satu sisi oleh pegunungan dan di sisi lain oleh polos atau laut. Dataran tinggi benua yang berbatasan di semua sisi oleh dataran atau laut, bentuknya jauh dari gunung.

DAFTAR PUSTAKA

- Allaby, M. (2008). A Dictionary of Earth Science. 3rd Edition. USA: Oxford University Press.
- Bemmelen, R. W. V. (1949). The Geology of Indonesia: General Geology of Indonesia and Adjacent Archipelagoes. The Hague: Government Printing Office.
- Billings, M. P. (1946). Structural Geology. New York: Prentice-Hall, Inc.
- Fowler, C. M. R. (1997). The Solid Earth – An Introduction to Global Geophysics. USA: Cambridge University Press.
- Grant, F. S and West, G. F. (1965). Interpretation Theory in Applied Geophysics. USA: Mc Graw Hill, Inc.
- Koesoemadinata, R.P. (1978). Geologi Minyak dan Gas Bumi, Bandung: Penerbit ITB,
- Lockwood, J. P and Hazlett, R. W. (2010). Volcanoes Global Perspectives. UK: John Willey and Sons, Inc.
- Ludman, A. (1982) Physical Geology. USA: Mc Graw Hill, Inc.
- Olliver, C and Pain, C. (2000). The Origin of Mountain. New York: Routledge, Taylor & Francis Group.
- Scon, J. H. (1996). Physical Properties of Rocks: Fundamental and Principle of Petrophysics. UK: Elsevier Sciences, Ltd.
- Sheriff, R. E. (1973). Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. USA: Society of Exploration Geophysics.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. and Keys, D. A. (1976). Applied Geophysics. USA: Cambridge University Press.



Muhammad Zuhdi, S.Si. M.T. lahir di Yogyakarta pada tanggal 29 Desember 1970. Menyelesaikan study pada jurusan geofisika di Universitas Gadjah Mada Yogyakarta pada tahun 1998 dan menyelesaikan program magister Teknik Geofisika di Fakultas Ilmu Kebumihan dan Teknologi Mineral Institut Teknologi Bandung tahun 2004. Penulis adalah pendiri Himpunan Mahasiswa Geofisika (HMGF) di Universitas Gadjah Mada dan juga pendiri Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI). Penulis menjadi ketua

panitia MUNAS II HMGI di UGM Yogyakarta, sekaligus menjadi ketua sidang pada MUNAS tersebut. Sejak di bangku kuliah penulis aktif mengajar di berbagai lembaga bimbingan belajar di Yogyakarta antara lain Neutron, Gama exacta, NBA Gama dan paling lama di Primagama Yogyakarta, Primagama Mataram dan Primagama Bandung. Hingga saat ini penulis juga aktif membimbing para siswa yang mengikuti Olimpiade tingkat SMA pada bidang fisika, astronomi, geografi, maupun kebumihan. Penulis mulai aktif sebagai dosen di Universitas Mataram sejak tahun 1999 hingga saat ini. Penulis aktif melakukan riset di bidang geologi dan geofisika serta menulis pada ada beberapa jurnal, surat kabar, serta beberapa buku.