

Edisi Kedua 2012

PENGANTAR GEOLOGI



Djauhari Noor

PROGRAM STUDI TEKNIK GEOLOGI

FAKULTAS TEKNIK – UNIVERSITAS PAKUAN

Jalan Pakuan, PO. Box 452, Bogor, <http://www.unpak.ac.id>

2012

Penulis:



DJAUHARI NOOR dilahirkan pada 24 Juli 1955 di Bogor, Jawa Barat. Menyelesaikan pendidikan SD, SMP, dan SMA di Purwokerto, Jawa Tengah. Pada tahun 1975 melanjutkan pendidikan S1 pada Departemen Teknik Geologi, Institut Teknologi Bandung (ITB). Pendidikan pasca-sarjana dalam bidang “Applied Geomorphological and Engineering Geological Surveys” diselesaikan pada tahun 1989 dan 1992 dari International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (kini dikenal sebagai Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, University of Twente), Enschede, The Netherlands.

Geologi adalah suatu bidang Ilmu Pengetahuan Kebumihan yang mempelajari segala sesuatu mengenai planet Bumi beserta isinya yang pernah ada. Merupakan kelompok ilmu yang membahas tentang sifat-sifat dan bahan-bahan yang membentuk bumi, struktur, proses-proses yang bekerja baik didalam maupun diatas permukaan bumi, kedudukannya di Alam Semesta serta sejarah perkembangannya sejak bumi ini lahir di alam semesta hingga sekarang. Geologi dapat digolongkan sebagai suatu ilmu pengetahuan yang kompleks, mempunyai pembahasan materi yang beraneka ragam namun juga merupakan suatu bidang ilmu pengetahuan yang menarik untuk dipelajari. Ilmu ini mempelajari dari benda-benda sekecil atom hingga ukuran benua, samudra, cekungan dan rangkaian pegunungan.

Hampir semua kebutuhan kita sehari-hari diperoleh dari bumi mulai dari perhiasan, perlengkapan rumah tangga, alat transportasi hingga ke bahan energinya, seperti minyak dan gas bumi serta batubara. Dan hampir setiap bentuk kegiatan manusia akan berhubungan dengan bumi, baik itu berupa pembangunan teknik sipil seperti bendungan, jembatan, gedung-gedung bertingkat yang dibangun diatas permukaan bumi, maupun untuk memenuhi kebutuhannya seperti bahan-bahan tambang maupun energi seperti migas dan batubara, yang harus digali dan diambil dari dalam bumi. Kaitannya yang sangat erat dengan bidang-bidang kerekayasaan tersebut seperti Teknik Sipil, Pertambangan, Pengembangan Wilayah dan Tata Kota serta Lingkungan, menyebabkan ilmu ini semakin banyak dipelajari, tidak saja oleh mereka yang akan memperdalam bidang geologi sebagai profesinya, tetapi juga bagi lainnya yang bidang profesinya mempunyai kaitan yang erat dengan bumi.

PENGANTAR GEOLOGI

Djauhari Noor 2012

Hak cipta ada pada Djauhari Noor, sebagai penulis dari buku ini. Hak Cipta dilindungi undang-undang. Dilarang memperbanyak atau memindahkan sebagian atau seluruh isi buku ini dalam bentuk apapun secara elektronis maupun mekanis, termasuk memfotokopi, merekam, atau dengan teknik perekaman lainnya, tanpa seijin tertulis dari penulis.

Nature is God's gift to humankind. God creates nature for the benefit of today's and tomorrow's generation.

KATA PENGANTAR

Buku “Pengantar Geologi” ini merupakan edisi pertama yang digunakan sebagai pegangan bagi para mahasiswa yang mengikuti perkuliahan Geologi Dasar pada Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Teknik, Universitas Pakuan. Adapun maksud buku ini disusun adalah agar dapat dipakai sebagai penuntun bagi mahasiswa program studi teknik geologi yang baru pertama kali belajar ilmu geologi.

Sistematika buku ini disusun secara terstruktur dan terbagi dalam 12 (duabelas) bab yang pengorganisasiannya secara modul. Bab 1 memuat materi pokok tentang pengertian dan definisi geologi, sejarah perkembangan ilmu geologi, arti waktu dalam geologi, skala waktu geologi, serta diperkenalkan pula konsep-konsep dan hukum-hukum geologi; Bab 2 membahas tentang teori pembentukan bumi, susunan interior bumi, hipotesa pengapungan benua, hipotesa pemekaran lantai samudra, dan teori tektonik lempeng (orogenesis dan vulkanisme); Bab 3 membahas tentang mineral, daur batuan, dan jenis-jenis batuan; Bab 4 membahas tentang proses-proses geologi (endogenik dan eksogenik) yang berdampak pada perubahan rupa bumi (bentangalam), baik secara konstruksional maupun destruksional; Bab 5 membahas tentang pengertian dan batasan geomorfologi, konsep geomorfologi, orde relief bumi, stadia bentangalam (struktur, proses, dan tahapan), klasifikasi bentangalam serta peta geomorfologi; Bab 6 membahas tentang pengenalan teknologi penginderaan jauh dan informasi citra bagi ilmu geologi; Bab 7 membahas tentang pengertian dan tujuan mempelajari geologi struktur, mekanika batuan, jenis struktur geologi; Bab 8 membahas tentang stratigrafi yang mencakup definisi dan pengertian stratigrafi, sandi stratigrafi, pengukuran stratigrafi dan korelasi stratigrafi; Bab 9 membahas tentang definisi paleontologi, ruang lingkup, hubungan dan konsep paleontologi, definisi fosil, tipe dan jenis fosil serta hukum suksesi fauna; Bab 10 membahas tentang pengertian geologi sejarah dan sejarah bumi dalam skala waktu geologi; Bab 11 membahas tentang paleogeografi bumi sepanjang sejarah bumi; dan Bab 12 membahas tentang pengertian peta topografi, peta geologi, pemetaan geologi, basisdata peta geologi, manfaat dan kegunaan peta geologi.

Dengan selesainya buku Pengantar Geologi ini, penulis mengucapkan terima kasih dan penghargaan kepada rekan-rekan dosen di Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Teknik, Universitas Pakuan. Penulis menyadari bahwa dalam penyusunan buku ini masih terdapat banyak kekurangan, untuk itu kritik dan saran dari para pembaca sekalian sangat kami harapkan demi melengkapi buku ini pada edisi berikutnya.

Harapan penulis, dengan diterbitkannya buku ini dapat melengkapi literatur yang sudah ada, terutama yang dibutuhkan oleh para mahasiswa.

Bogor, Mei 2012

Penyusun,

Djauhari Noor

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	ii
DAFTAR ISI	iii
BAB 1 PENDAHULUAN	1
1.1. Definisi dan Pengertian	1
1.2. Sejarah Perkembangan Ilmu Geologi	2
1.3. Arti Waktu Dalam Geologi	3
1.4. Skala Waktu Geologi	5
1.4.1. Skala Waktu Relatif	5
1.4.2. Skala Waktu Absolut (Radiometrik)	6
1.4.3. Umur Bumi	12
1.5. Konsep Konsep dan Hukum Hukum Dalam Geologi	13
1.5.1. Doktrin Uniformitarianisme	13
1.5.2. Prinsip Prinsip Dasar Geologi	14
1.5.3. Keselarasan dan Ketidak Selarasan	14
1.5.4. Genanglaut (Transgresi) dan Susut Laut (Regresi)	15
1.5.5. Hubungan Potong Memotong	16
BAB 2 TEORI PEMBENTUKAN BUMI DAN TEKTONIK LEMPENG	19
2.1. Misteri Terjadinya Bumi	19
2.1.1. Pendahuluan	19
2.1.2. Sistem Tata Surya	21
2.1.3. Definisi dan Pengertian Bintang dan Planit Planit	21
2.1.4. Beberapa Istilah Penting Yang Berhubungan Dengan Unsur Unsur Alam Semesta	22
2.2. Pemikiran Tentang Asal Mula Jadi Tata Surya	22
2.3. Umur Batuan Bumi Serta Pengaruhnya Terhadap Teori Kejadian Matahari	23
2.4. Susunan Interior Bumi	23
2.5. Material dan Susunan Kulit Bumi	25
2.5.1. Selaput Batuan (Litosfir)	25
2.5.2. Selaput Udara (Atmosfir)	26
2.5.3. Selaput Air (Hidrosfir)	27
2.6. Tektonik Lempeng	27
2.6.1. Hipotesa Pengapungan Benua	27
2.6.2. Hipotesa Pemekaran Lantai Samudra	32
2.6.3. Teori Tektonik Lempeng	34
2.6.4. Tatanan Tektonik	38
2.7. Orogenesa	41
2.8. Vulkanisme	45
2.8.1. Erupsi Gunungapi	46
2.8.2. Gerak Dari Bahan Bahan Piroklastik	47
2.8.3. Tipe-tipe Erupsi Gunungapi	48

BAB 3	MINERAL DAN BATUAN	53
3.1.	Mineral	53
	3.1.1. Definisi dan Klasifikasi Mineral	53
	3.1.2. Sifat Fisik Mineral	53
	3.1.3. Sifat Kimiawi Mineral	56
3.2.	Batuan	65
3.3.	Batuan Beku	66
	3.3.1. Pengertian Batuan Beku	66
	3.3.2. Struktur Batuan Beku	66
	3.3.3. Tekstur Batuan Beku	68
	3.3.4. Klasifikasi Batuan Beku	68
	3.3.5. Pengelompokan Batuan Beku	69
	3.3.6. Magma	70
	3.3.7. Proses Pembentukan Magma	72
	3.3.8. Penamaan Batuan Beku	74
3.4.	Batuan Gunungapi	75
	3.4.1. Bahan-bahan Yang Dikeluarkan Pada Erupsi Gunungapi	75
	3.4.2. Tipe-Tipe Lava	77
	3.4.3. Lahar	80
	3.4.4. Batuan Piroklastik	81
3.5.	Sedimen dan Batuan Sedimen	82
	3.5.1. Klasifikasi Batuan Sedimen	83
	3.5.2. Pengangkutan Sedimen	84
	3.5.3. Aliran Permukaan	86
	3.5.4. Pembentukan Batuan Sedimen	87
	3.5.5. Sifat Sifat Batuan Sedimen	90
	3.5.6. Sistem Arus Traksi Pada Struktur Sedimen	95
	3.5.7. Pembagian Struktur Sedimen Menurut Pettijohn	96
	3.5.8. Batuan Sedimen Klastik	98
	3.5.9. Batuan Sedimen Non Klastik	99
3.6.	Batuan Metamorf	101
	3.6.1. Tipe Metamorfosa	101
	3.6.2. Derajat Metamorfosa	102
	3.6.3. Metamorfosa Retrogresif	104
	3.6.4. Faktor-faktor Pengendali Metamorfosa	104
	3.6.5. Respon Batuan terhadap Meningkatnya Derajat Metamorfosa	106
	3.6.6. Perubahan Tekstur Batuan Terhadap Metamorfosa	108
BAB 4	PROSES PROSES GEOLOGI DAN PERUBAHAN BENTANGALAM	115
4.1.	Pendahuluan	115
4.2.	Gaya Endogen	115
4.3.	Bentangalam Endogenik	116
	4.3.1. Bentangalam Struktural	116
	4.3.2. Bentangalam Gunungapi	124
4.4.	Gaya Eksogen	133
	4.4.1. Pelapukan	133
	4.4.2. Erosi	134
	4.4.3. Gerakan Tanah (Mass Wasting)	137
	4.4.4. Sedimentasi	137

4.5.	Bentangalam Eksogenik	138
4.5.1.	Bentangalam Hasil Aktivitas Sungai	138
4.5.2.	Pola Pengaliran Sungai	140
4.5.3.	Genetika Sungai	142
4.5.4.	Tahapan Perkembangan Sungai	142
4.5.5.	Bentuk Bentuk Morfologi Sungai	145
4.5.6.	Bentangalam Hasil Aktivitas Pesisir	150
4.5.7.	Morfologi Pantai	152
4.5.8.	Bentangalam Hasil Aktivitas Angin	154
4.5.9.	Bentangalam Hasil Aktivitas Gletser	156
4.5.10.	Morfologi Karst	160
BAB 5	GEOMORFOLOGI	165
5.1.	Definisi dan Pengertian Geomorfologi	165
5.2.	Hubungan Geomorfologi Dengan Ilmu Ilmu Lainnya	166
5.3.	Konsep Dasar Geomorfologi	167
5.4.	Relief Bumi	168
5.4.1.	Relief Orde Pertama	168
5.4.2.	Relief Orde Kedua	169
5.4.3.	Relief Orde Ketiga	172
5.5.	Struktur, Proses dan Stadia	174
5.5.1.	Struktur	174
5.5.2.	Proses	174
5.5.3.	Stadia	175
5.6.	Klasifikasi Bentangalam	176
5.7.	Peta	177
5.7.1.	Bagian Bagian Peta	178
5.7.2.	Jenis Jenis Peta	180
5.7.3.	Peta Topografi	180
5.8.	Peta Geomorfologi	182
5.8.1.	Skala Peta dan Peta Geomorfologi	183
5.8.2.	Interpretasi Geomorfologi	183
5.8.3.	Interpretasi Peta Topografi	184
BAB 6	PENGINDERAAN JAUH	202
6.1.	Pendahuluan	202
6.2.	Prinsip Dasar	202
6.2.1.	Komponen Dasar	203
6.2.2.	Teknologi Penginderaan Jauh	203
6.2.3.	Sistem Penginderaan Jauh	207
6.2.4.	Data Penginderaan Jauh	207
6.2.5.	Pemrosesan Data	208
6.2.6.	Interaksi Energi	209
6.3.	Penafsiran Geologi Dari Citra Penginderaan Jauh	210
6.3.1.	Daerah Gununggapi	211
6.3.2.	Daerah Batuan Sedimen Terlipat	214
6.3.3.	Daerah Tektonik	217
6.3.4.	Daerah Pantai dan Pesisir	222
6.3.5.	Pola Pengaliran Sungai dan Sumberdaya Air	224

	6.3.6. Morfologi Karst	227
	6.3.7. Pemetaan Ketinggian dan Gradient Sungai	228
BAB 7	GEOLOGI STRUKTUR	230
	7.1. Pendahuluan	230
	7.2. Tujuan Mempelajari Geologi Struktur	230
	7.3. Prinsip Dasar Mekanika Batuan	232
	7.3.1. Gaya	232
	7.3.2. Tekanan Litostatik	232
	7.3.3. Tegasan	232
	7.3.4. Gaya Tegasan	233
	7.3.5. Mekanisme Sesar	235
	7.4. Jenis Jenis Struktur Geologi	236
	7.4.1. Kekar	236
	7.4.2. Lipatan	237
	7.4.3. Hubungan Antara Lipatan dan Patahan	239
	7.4.4. Patahan/Sesar	239
BAB 8	STRATIGRAFI	246
	8.1. Pendahuluan	246
	8.2. Sandi Stratigrafi	247
	8.3. Pengukuran Stratigrafi	254
	8.3.1. Metoda Pengukuran Stratigrafi	254
	8.3.2. Perencanaan Lintasan Pengukuran	257
	8.3.3. Menghitung Ketebalan	257
	8.4. Kolom Stratigrafi	259
	8.5. Korelasi Stratigrafi	262
	8.5.1. Korelasi Litostratigrafi	262
	8.5.2. Korelasi Biostratigrafi	263
	8.5.3. Korelasi Kronostratigrafi	265
BAB 9	PALEONTOLOGI	268
	9.1. Pendahuluan	268
	9.2. Ruang Lingkup Paleontologi	270
	9.3. Hubungan Paleontologi Dengan Ilmu Lainnya	271
	9.4. Konsep Dasar Paleontologi	272
	9.5. Fosil	273
	9.6. Tipe dan Jenis Fosil	275
	9.7. Hukum Suksepsi Fauna	276
	9.8. Fosil dan Batuan	280
BAB 10	GEOLOGI SEJARAH	284
	10.1. Pendahuluan	284
	10.2. Sejarah Bumi	285
	10.3. Pra-Kambrium	286
	10.4. Paleozoikum	287
	10.5. Mesozoikum	288
	10.6. Kenozoikum	289

BAB 11	PALEO GEOGRAFI	295
	11.1. Pendahuluan	295
	11.2. Paleogeografi Zaman Prakambrium	296
	11.3. Paleogeografi Zaman Kambrium	297
	11.4. Paleogeografi Zaman Ordovisium	298
	11.5. Paleogeografi Zaman Silur	299
	11.6. Paleogeografi Zaman Devon	301
	11.7. Paleogeografi Zaman Karbon	302
	11.8. Paleogeografi Zaman Perm	303
	11.9. Paleogeografi Zaman Trias	305
	11.10. Paleogeografi Zaman Jura	306
	11.11. Paleogeografi Zaman Kapur	307
	11.12. Paleogeografi Zaman Tersier	309
	11.13. Paleogeografi Zaman Kuarter	310
BAB 12	PETA GEOLOGI	315
	12.1. Pendahuluan	315
	12.2. Peta Geologi	315
	12.2.1. Definisi	315
	12.2.2. Pengertian	316
	12.2.3. Pemetaan Geologi	316
	12.2.4. Metoda Pemetaan Geologi Lapangan	317
	12.2.5. Penyebaran Batuan Pada Peta	320
	12.2.6. Jurus dan Kemiringan Lapisan Batuan	321
	12.2.7. Hubungan Kedudukan Lapisan dan Topografi	321
	12.2.8. Cara Penulisan Kedudukan Batuan	324
	12.2.9. Simbol Pada Peta dan Tanda Litologi	325
	12.2.10. Peta Geologi dan Penampang Geologi	326
	12.3. Basis Data Peta Geologi	328
	12.4. Penelusuran Data Geologi	329
	12.5. Manfaat dan Kegunaan Peta Geologi	330
BAB 13	DAFTAR PUSTAKA	332
BAB 14	GLOSARIUM	334

1

Pendahuluan

1.1. Definisi dan Pengertian Geologi

Geologi adalah suatu bidang Ilmu Pengetahuan Kebumihan yang mempelajari segala sesuatu mengenai planet Bumi beserta isinya yang pernah ada. Merupakan kelompok ilmu yang membahas tentang sifat-sifat dan bahan-bahan yang membentuk bumi, struktur, proses-proses yang bekerja baik didalam maupun diatas permukaan bumi, kedudukannya di Alam Semesta serta sejarah perkembangannya sejak bumi ini lahir di alam semesta hingga sekarang. Geologi dapat digolongkan sebagai suatu ilmu pengetahuan yang kompleks, mempunyai pembahasan materi yang beraneka ragam namun juga merupakan suatu bidang ilmu pengetahuan yang menarik untuk dipelajari. Ilmu ini mempelajari dari benda-benda sekecil atom hingga ukuran benua, samudra, cekungan dan rangkaian pegunungan.

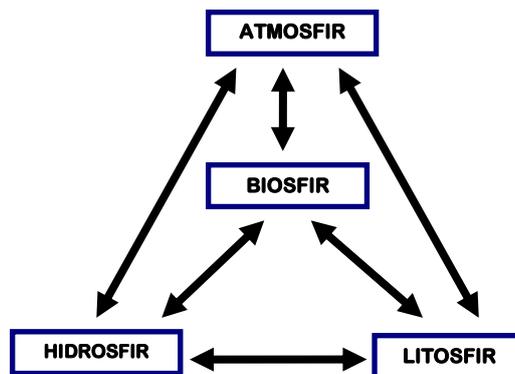
Hampir semua kebutuhan kita sehari-hari diperoleh dari bumi mulai dari perhiasan, perlengkapan rumah tangga, alat transportasi hingga ke bahan energinya, seperti minyak dan gas bumi serta batubara. Dan hampir setiap bentuk kegiatan manusia akan berhubungan dengan bumi, baik itu berupa pembangunan teknik sipil seperti bendungan, jembatan, gedung-gedung bertingkat yang dibangun diatas permukaan bumi, maupun untuk memenuhi kebutuhannya seperti bahan-bahan tambang maupun energi seperti migas dan batubara, yang harus digali dan diambil dari dalam bumi. Kaitannya yang sangat erat dengan bidang-bidang rekayasa tersebut seperti Teknik Sipil, Pertambangan, Pengembangan Wilayah dan Tata Kota serta Lingkungan, menyebabkan ilmu ini semakin banyak dipelajari, tidak saja oleh mereka yang akan memperdalam bidang geologi sebagai profesinya, tetapi juga bagi lainnya yang bidang profesinya mempunyai kaitan yang erat dengan bumi.

Seorang ahli geologi mempunyai tugas disamping melakukan penelitian-penelitian untuk mengungkapkan misteri yang masih menyelimuti proses-proses yang berhubungan dengan bahan-bahan yang membentuk bumi, gerak-gerak dan perubahan yang terjadi seperti gempa-bumi dan meletusnya gunungapi, juga mencari dan mencoba menemukan bahan-bahan yang kita butuhkan yang diambil dari dalam bumi seperti bahan tambang dan minyak dan gas bumi. Dengan semakin berkembangnya penghuni bumi, dimana sebelumnya pemilihan wilayah pemukiman bukan merupakan masalah, sekarang ini pengembangan wilayah harus memperhatikan dukungan terhadap lingkungan yang ditentukan oleh faktor-faktor geologi agar pembangunannya tidak merusak keseimbangan alam. Karena itu tugas seorang ahli geologi disamping apa yang diuraikan diatas, juga mempelajari sifat-sifat bencana alam, seperti banjir, longsor, gempa-bumi dll; meramalkan dan bagaimana cara menghindarinya.

Karena luasnya bidang-bidang yang dicakup, maka Geologi lazimnya dibagi menjadi 2 (dua) kelompok, yaitu Geologi Fisik dan Geologi Dinamis. **Geologi Fisik** atau *Physical Geology*, adalah suatu studi yang mengkhususkan mempelajari sifat-sifat fisik dari bumi, seperti susunan dan komposisi dari pada bahan-bahan yang membentuk bumi, selaput udara yang mengitari bumi, khususnya bagian yang melekat dan berinteraksi dengan bumi, kemudian selaput air atau hidrosfir, serta proses-proses yang bekerja diatas permukaan bumi yang dipicu oleh energi Matahari dan

tarikan gayaberat bumi. Proses-proses yang dimaksud itu, dapat dijabarkan sebagai pelapukan, pengikisan, pemindahan dan pengendapan.

Dalam skema dibawah ini diperlihatkan hubungan yang saling berinteraksi dan saling mempengaruhi antara Litosfir yang merupakan bagian paling luar dari Bumi yang bersifat padat, dengan Atmosfir (udara) dan Hidrosfir (selaput air), yang kemudian menciptakan Biosfir yang merupakan bagian dari Bumi dimana terdapat interaksi antara ketiganya dan kehidupan di Bumi. Interaksi ini menyebabkan sifat bumi yang dinamis. Kedalam Biosfir itu termasuk semua jenis kehidupan yang ada di Bumi. Dan semuanya itu terkumpul dalam lapisan atau zona yang dimulai dari dasar samudra keatas dan menembus hingga beberapa kilometer kedalam Atmosfir. Kemudian tepat dibawah Atmosfir dan samudra terdapat bagian yang keras dari bumi yang disebut Litosfir.



Gambar 1-1 Interaksi antara Litosfir, Hidrosfir, Biosfir dan Atmosfir

Disisi lain, **Geologi Dinamis** adalah bagian dari Ilmu Geologi yang mempelajari dan membahas tentang sifat-sifat dinamika bumi. Sisi ini berhubungan dengan perubahan-perubahan pada bagian bumi yang diakibatkan oleh gaya-gaya yang dipicu oleh energi yang bersumber dari dalam bumi, seperti kegiatan magma yang menghasilkan vulkanisma, gerak-gerak litosfir akibat adanya arus konveksi, gempa bumi dan gerak-gerak pembentukan cekungan pengendapan dan pegunungan. Dalam perioda abad ke 20, bagian dari ilmu geologi ini dapat dikatakan sedang berada dalam puncak perkembangannya yang semakin mempesona bagi para pakar ilmu kebumihan, yaitu dengan dicetuskannya Konsep Tektonik Global Yang Baru (The New Global Tectonic) dengan Teori Tektonik Lempengnya. Teori ini telah menimbulkan suatu revolusi dalam pemikiran-pemikirannya dan telah banyak mempengaruhi cabang-cabang lainnya dari ilmu geologi seperti petrologi, stratigrafi, geologi struktur, tektonik serta implikasinya terhadap pembentukan cebakan mineral, minyak bumi dan sebagainya.

1.2. Sejarah Perkembangan Ilmu Geologi

Pada awalnya, orang tertarik untuk mempelajari geologi hanya karena didorong oleh rasa keingintahuan terhadap apa yang dilihat dan dirasakan disekitarnya. Hal ini dapat dilihat dari kenyataan dengan tersiratnya konsep-konsep terjadinya bumi di hampir semua budaya kuno dan dalam ajaran-ajaran agamanya. Proses-proses alam yang menakjubkan, seperti meletusnya gunung-api yang mengeluarkan bahan-bahan pijar dari dalam perut bumi, guncangan bumi yang menghancurkan segala yang ada dimuka bumi dsb, telah mendorong orang-orang untuk mencari jawabannya.

Ilmu Geologi itu sendiri sebenarnya dapat dikatakan baru dimulai pada sekitar tahun 500 hingga 300 tahun sebelum Masehi, yang didasarkan kepada fakta-fakta yang disusul dengan pemikiran-pemikiran dan pernyataan-pernyataan yang diajukan oleh pakar-pakar filsafat Yunani dan geologi sejak itu berkembang menjadi Ilmu Pengetahuan tentang Bumi. Dengan semakin majunya

peradaban dimana banyak benda-benda kebutuhan manusia dibuat yang memerlukan bahan-bahan tambang seperti besi, tembaga, emas dan perak, kemudian juga batubara dan minyak bumi sebagai sumber energi, dan karena mereka ini harus diambil dari dalam bumi, maka Ilmu Geologi kemudian berkembang sebagai ilmu terapan, yang dalam hal ini berfungsi sebagai penuntun penting didalam eksplorasi. Disamping itu geologi di jaman modern juga ternyata berkembang sebagai ilmu terapan didalam pembangunan teknik sipil dan pengembangan wilayah. Perencanaan dan pelaksanaan pembangunan terhadap bangunan-bangunan teknik sipil seperti waduk, bendung, terowongan, jembatan, jalan dan sebagainya, memerlukan data geologi, karena mereka ini harus dibangun diatas permukaan bumi.

Dengan semakin meningkatnya penghunian bumi yang diikuti dengan penyediaan sarannya, maka lokasi hunian yang semula terletak didaerah-daerah yang mudah dijangkau dan sederhana tatanan geologinya, sekarang sudah meluas kewilayah-wilayah yang rumit dan memerlukan pengetahuan geologi yang lebih lengkap dan teliti didalam pembangunannya. Air yang merupakan salah satu unsur daripada bumi, menjadi kebutuhan kehidupan yang sangat vital baik untuk rumah tangga, pertanian maupun sebagai energi pembangkit listrik yang harus disediakan. Akhir-akhir ini masalah bencana akibat lingkungan mulai semakin mencuat ke permukaan, baik yang disebabkan oleh proses alam itu sendiri maupun yang disebabkan karena ulah manusia didalam membangun sarana dan memenuhi kebutuhan hidupnya, seperti penggalian-penggalian bahan tambang dan bangunan, pengambilan air tanah, sumberdaya energi seperti batubara dan minyak-bumi dan sebagainya yang dilakukan tanpa dilandasi oleh perhitungan keadaan geologi setempat. Pengetahuan geologi dalam hal ini menjadi penting didalam upaya untuk mencegah dan menanggulangi terjadinya bencana lingkungan.

Karena luasnya cakupan ilmu geologi, maka dalam buku ini akan dibahas tentang pengetahuan dasar ilmu geologi, termasuk didalamnya adalah uraian tentang pengertian ilmu geologi, arti waktu dalam geologi serta konsep-konsep dan hukum-hukum dalam ilmu geologi. Disamping itu dalam buku ini dibahas juga tentang sejarah ilmu geologi dan kedudukannya didalam Alam Semesta dan Tata Surya, bahan-bahan yang membentuk bumi serta proses-proses yang bekerja diatas permukaan yang bertanggungjawab terhadap perubahan-perubahan pada rupa (wajah) permukaan Bumi, pengenalan mengenai mineral dan batuan sebagai bagian yang menyusun kerak bumi, pengetahuan tentang pengindraan jauh dalam ilmu geologi, geologi struktur, stratigrafi, paleontologi, sejarah geologi, paleogeografi bumi, dan peta geologi.

1.3. Arti Waktu Dalam Geologi

Sebagai landasan prinsip untuk dapat mempelajari ilmu geologi adalah bahwasanya kita harus menganggap bumi ini sebagai suatu benda yang secara dinamis berubah sepanjang masa, setiap saat dan setiap detik. Dalam gambaran seperti itu maka salah satu segi yang khas dalam geologi dibandingkan dengan ilmu-ilmu lainnya adalah yang menyangkut masalah “waktu”. Salah satu pertanyaan yang timbul yang berhubungan dengan masalah waktu itu, adalah: Apakah kejadian-kejadian seperti proses-proses alam yang dapat kita amati sekarang ini, seperti mengalirnya air di permukaan, gelombang yang memecah di pantai, sungai yang mengalir sambil mengikis dan mengendapkan bebannya dll, juga berlangsung dimasa-masa lampau selama bumi ini berkembang? Pertanyaan tersebut kemudian dijawab oleh James Hutton, seorang ilmuwan alam, yang oleh banyak ilmuwan-ilmuwan dianggap sebagai bapak dari ilmu geologi modern, yang pada tahun 1785 untuk pertama kalinya mengeluarkan suatu pernyataan yang sekarang ini dikenal sebagai “doctrine of uniformitarianism”.

Pencetus geologi modern ini yang kemudian dikenal sebagai “Huttonian revolution”, mengemukakan pemikiran-pemikirannya sebagai berikut: 1). Bahwasanya proses-proses alam yang sekarang ini menyebabkan perubahan pada permukaan bumi, juga telah bekerja sepanjang umur dari bumi ini. Dengan perkataan lain, apa yang kita lihat, kita amati yang terjadi di bumi sekarang ini, juga berlangsung dimasa lampau; 2). Ia juga mengamati bahwa proses-proses

tersebut yang walaupun bekerja sangat lambat, tetapi pada akhirnya mampu menyebabkan terjadinya perubahan-perubahan yang sangat besar pada bumi. Ini berarti bahwa untuk itu diperlukan waktu yang sangat lama; yang kemudian disimpulkan bahwa umur bumi ini sangat tua; 3). Bahwa bumi ini sangat dinamis, yang berarti mengalami perubahan-perubahan yang terus-menerus mengikuti suatu pola daur (siklus) yang berulang-ulang. Hutton, yang berkebangsaan Skotlandia ini hidup antara tahun 1726 dan 1797. Pada jaman itu tentu saja tidak semua ilmuwan dapat menerima pemikirannya yang begitu maju pada saat itu. Diantaranya adalah sekelompok ilmuwan yang meyakini adanya kejadian-kejadian yang bersifat malapetaka, seperti cerita Nabi Nuh, yang menyebutkan terjadinya peristiwa penenggelaman daratan yang tiba-tiba. Kelompok ini dikenal sebagai penganut katastrofisma, yaitu yang mempercayai adanya peristiwa-peristiwa yang tiba-tiba yang berupa malapetaka yang menghancurkan. Artinya kejadian-kejadian di bumi ini tidak berlangsung secara perlahan dan menerus, tetapi berubah secara tiba-tiba melalui penghancuran yang berlangsung sangat cepat.

Pola pemikiran ini didasarkan kepada kejadian-kejadian seperti meletusnya gunungapi yang merupakan malapetaka yang berlangsung dalam sekejap dan tiba-tiba; kemudian gempa bumi, tanah longsor dsb. Dalam gambaran pikiran mereka, bentuk-bentuk bentang alam seperti gunung-gunung yang menjulang tinggi, dianggapnya sebagai hasil dari suatu peristiwa yang bersifat mendadak dan berlangsung relatif cepat. Hutton menganggap bahwa kejadian-kejadian itu hanya sebagai bagian kecil saja dari proses uniformitarianism. Penerapan yang nyata dari doktrin ini umpamanya adalah: sisa-sisa atau jejak-jejak binatang seperti koral, cangkang kerang dan lainnya yang kita jumpai sekarang didalam batuan dipegunungan-pegunungan yang tinggi (atau didaratan), dapat ditafsirkan sebagai bukti bahwasanya daerah tersebut pernah mengalami suatu genang laut, atau merupakan dasar lautan, mengingat binatang-binatang yang terdapat dalam batuan itu serupa dengan yang kini dijumpai sebagai penghuni lautan. Jadi disinilah arti dari "the present is the key to the past". Gelombang yang memecah dipantai serta air yang mengalir di sungai di permukaan bumi, kemudian mengendapkan bahan-bahannya di muara seperti bongkah, kerikil, pasir dan lempung, kemudian lava leleh-pijar yang keluar dan mengalir dari kepundan gunungapi dan kemudian mendingin serta membeku membentuk batuan, merupakan jejak-jejak dan bukti-bukti untuk mengungkapkan bagaimana proses-proses itu bekerja. Rekaman-rekaman kejadian seperti itu kadang-kadang dapat dilihat dengan begitu jelas sehingga kita akan mampu membaca dan kemudian menafsirkannya bagaimana proses itu berlangsung meskipun kejadiannya telah berlalu beberapa juta tahun yang silam.

Dengan melihat kepada sifat-sifat yang terdapat didalam batuan itu, bahkan kita akan mampu membedakan mana batupasir yang diendapkan oleh air dan mana yang diendapkan oleh angin; mana endapan gletser dan mana endapan sungai atau laut, karena kita dapat membandingkannya dengan kejadian-kejadian yang sama yang sekarang sedang berjalan. Apakah semua peristiwa yang pernah berlangsung di bumi ini dapat secara sukses dijelaskan dengan doktrin tersebut? Jawabannya adalah tidak, karena beberapa kejadian, seperti pembentukan bumi ini sendiri, pembentukan atmosfer dan bagian paling luar dari bumi, litosfir, ternyata hanya berlangsung satu kali saja dalam sejarah. Prinsip uniformitarianisma, mungkin hanya berlaku terhadap kejadian-kejadian yang berlangsung 2/3 dari sejarah perkembangan bumi yang terakhir. Masalah lainnya yang dihadapi dalam menerapkan prinsip-prinsip tersebut untuk menafsirkan kejadian-kejadian dimasa lampau, adalah banyaknya bukti-bukti yang tidak lengkap yang telah terhapus oleh pengikisan-pengikisan, atau tertutup oleh endapan-endapan yang terjadi kemudian. Meskipun demikian, dengan tetap berpegang pada prinsip tersebut diatas, para ilmuwan kebumihan masih tetap mampu untuk menafsirkan proses-proses yang pernah berlangsung serta mampu menemukan minyak bumi yang proses pembentukannya telah berlangsung beberapa juta tahun yang silam, bahkan meramalkan gejala-gejala alam yang mungkin terjadi, sehingga dengan demikian dapat dicegah terjadinya kerusakan-kerusakan yang lebih hebat sebagai akibat dari gerak-tanah, gempa bumi, letusan gunung-berapi dan sebagainya. Kesemuanya ini menyebabkan ilmu geologi semakin menarik untuk dipelajari dan dalam beberapa kasus bahkan menjadikannya sebagai sesuatu keharusan untuk diketahui.

1.4. Skala Waktu Geologi

Pada dasarnya bumi secara konstan berubah dan tidak ada satupun yang terdapat diatas permukaan bumi yang benar-benar bersifat permanen. Bebatuan yang berada diatas bukit mungkin dahulunya berasal dari bawah laut. Oleh karena itu untuk mempelajari bumi maka dimensi “waktu” menjadi sangat penting, dengan demikian mempelajari sejarah bumi juga menjadi hal yang sangat penting pula. Ketika kita berbicara tentang catatan sejarah manusia, maka biasanya ukuran waktunya dihitung dalam tahun, atau abad atau bahkan puluhan abad, akan tetapi apabila kita berbicara tentang sejarah bumi, maka ukuran waktu dihitung dalam jutaan tahun atau milyaran tahun. Waktu merupakan bagian yang tidak terpisahkan dari kehidupan manusia sehari-hari. Catatan waktu biasanya disimpan dalam suatu penanggalan (kalender) yang pengukurannya didasarkan atas peredaran bumi di alam semesta. Sekali bumi berputar pada sumbunya (satu kali rotasi) dikenal dengan satu hari, dan setiap sekali bumi mengelilingi Matahari dikenal dengan satu tahun. Sama halnya dengan perhitungan waktu dalam kehidupan manusia, maka dalam mempelajari sejarah bumi juga dipakai suatu jenis penanggalan, yang dikenal dengan nama “Skala Waktu Geologi”.

Skala Waktu Geologi berbeda dengan penanggalan yang kita kenal sehari-hari. Skala waktu geologi dapat diumpamakan sebagai sebuah buku yang tersusun dari halaman-halaman, dimana setiap halaman dari buku tersebut diwakili oleh batuan. Beberapa halaman dari buku tersebut kadang kala hilang dan halaman buku tersebut tidak diberi nomor, namun demikian kita masih dapat membaca buku tersebut karena ilmu geologi menyediakan alat kepada kita untuk membantu membaca buku tersebut. Terdapat 2 skala waktu yang dipakai untuk mengukur dan menentukan umur Bumi. Pertama, adalah Skala Waktu Relatif, yaitu skala waktu yang ditentukan berdasarkan atas urutan perlapisan batuan-batuan serta evolusi kehidupan organisme dimasa yang lalu; Kedua adalah Skala Waktu Absolut (Radiometrik), yaitu suatu skala waktu geologi yang ditentukan berdasarkan pelarikan radioaktif dari unsur-unsur kimia yang terkandung dalam bebatuan. Skala relatif terbentuk atas dasar peristiwa-peristiwa yang terjadi dalam perkembangan ilmu geologi itu sendiri, sedangkan skala radiometri (absolut) berkembang belakangan dan berasal dari ilmu pengetahuan fisika yang diterapkan untuk menjawab permasalahan permasalahan yang timbul dalam bidang geologi.

1.4.1. Skala Waktu Relatif

Sudah sejak lama sebelum para ahli geologi dapat menentukan umur bebatuan berdasarkan angka seperti saat ini, mereka mengembangkan skala waktu geologi secara relatif. Skala waktu relatif dikembangkan pertama kalinya di Eropa sejak abad ke 18 hingga abad ke 19. Berdasarkan skala waktu relatif, sejarah bumi dikelompokkan menjadi Eon (Masa) yang terbagi menjadi Era (Kurun), Era dibagi-bagi kedalam Period (Zaman), dan Zaman dibagi bagi menjadi Epoch (Kala). Nama-nama seperti **Paleozoikum** atau **Kenozoikum** tidak hanya sekedar kata yang tidak memiliki arti, akan tetapi bagi para ahli geologi, kata tersebut mempunyai arti tertentu dan dipakai sebagai kunci dalam membaca skala waktu geologi. Sebagai contoh, kata **Zoikum** merujuk pada kehidupan binatang dan kata “**Paleo**” yang berarti purba, maka arti kata **Paleozoikum** adalah merujuk pada kehidupan binatang-binatang purba, “**Meso**” yang mempunyai arti tengah/pertengahan, dan “**Keno**” yang berarti sekarang. Sehingga urutan relatif dari ketiga kurun tersebut adalah sebagai berikut: **Paleozoikum**, kemudian **Mesozoikum**, dan kemudian disusul dengan **Kenozoikum**. Sebagaimana diketahui bahwa fosil adalah sisa-sisa organisme yang masih dapat dikenali, seperti tulang, cangkang, atau daun atau bukti lainnya seperti jejak-jejak (track), lubang-lubang (burrow) atau kesan daripada kehidupan masa lalu diatas bumi. Para ahli kebumian yang khusus mempelajari tentang fosil dikenal sebagai Paleontolog, yaitu seseorang yang mempelajari bentuk-bentuk kehidupan purba.

Fosil dipakai sebagai dasar dari skala waktu geologi. Nama-nama dari semua Eon (Kurun) dan Era (Masa) diakhiri dengan kata zoikum, hal ini karena kisaran waktu tersebut sering kali dikenal atas dasar kehidupan binatangnya. Batuan yang terbentuk selama Masa Proterozoikum kemungkinan

mengandung fosil dari organisme yang sederhana, seperti bacteria dan algae. Batuan yang terbentuk selama Masa Fanerozoikum kemungkinan mengandung fosil fosil dari binatang yang kompleks dan tanaman seperti dinosaurus dan mamalia. Pada tabel 1-1 diperlihatkan kemunculan dan kepunahan dari berbagai jenis binatang dan tumbuhan sepanjang 650 juta tahun yang lalu dalam skala waktu geologi.

Tabel 1-1 Peristiwa kemunculan dan kepunahan berbagai jenis organisme (fauna dan flora) pada Skala Waktu Geologi sepanjang 650 juta tahun lalu hingga saat ini .

	Masa	Zaman	Peristiwa
1.8	K E N O Z O I K U M	Kuarter	Evolusi Manusia
65		Tersier	Keanekaragaman Berbagai Jenis Mamalia
150	M E S O Z O I K U M	Kapur	Punahnya Dinosaurus Kemunculan pertama Primata Kemunculan pertama Tumbuhan Berbunga
200		Jura	Kemunculan pertama Burung Keanekaragaman berbagai jenis Donisaurus
250		Trias	Kemunculan pertama Mamalia Kemunculan pertama Dinosaurus
300	P A L E O Z O I K U M	Perm	Kepunahan berbagai Reptile Keanekaragaman berbagai jenis Reptile
350		Karbon	Kemunculan pertama Reptile Scale Trees Seed Fern
400		Devon	Kemunculan Binatang Amfibi Keanekaragaman berbagai jenis ikan hiu
450		Silur	Kemunculan Tanaman Darat Vascular
500		Ordovisium	Keanekaragaman yang tiba-tiba dari Famili Metazoa
550		Kambrium	Kemunculan pertama Ikan Kemunculan pertama Chordate
650		Prakambrium	Kemunculan pertama Binatang Bercangkang Kemunculan pertama Metazoa Badan Lunak Kemunculan pertama Jejak Binatang

1.4.2. Skala Waktu Absolut (Radiometrik)

Sebagaimana telah diuraikan diatas bahwa skala waktu relatif didasarkan atas kehidupan masa lalu (fosil). Bagaimana kita dapat menempatkan waktu absolut (radiometrik) kedalam skala waktu relatif dan bagaimana pula para ahli geologi dapat mengetahui bahwa:

1. Bumi itu telah berumur sekitar 4,6 milyar tahun
2. Fosil yang tertua yang diketahui berasal dari batuan yang diendapkan kurang lebih 3,5 milyar tahun lalu.

3. Fosil yang memiliki cangkang dengan jumlah yang berlimpah diketahui bahwa pertama kali muncul pada batuan-batuan yang berumur 570 juta tahun yang lalu.
4. Umur gunung es yang terakhir terbentuk adalah 10.000 tahun yang lalu.

Para ahli geologi abad ke19 dan para paleontolog percaya bahwa umur Bumi cukup tua, dan mereka menentukannya dengan cara penafsiran. Penentuan umur batuan dalam ribuan, jutaan atau milyaran tahun dapat dimungkinkan setelah diketemukan unsur radioaktif. Saat ini kita dapat menggunakan mineral yang secara alamiah mengandung unsur radioaktif dan dapat dipakai untuk menghitung umur secara absolut dalam ukuran tahun dari suatu batuan.

Tabel 1-2
Skala Waktu Geologi Relatif

KURUN	MASA	ZAMAN	KALA	
F A N E R O Z O I K U M	Kenozoikum	Kuarter	Holosen Plistosen	
		Tersier	Pliosen Miosen Oligosen Eosen Paleosen	
	Mesozoikum	Kapur	Akhir Awal	
		Jura	Akhir Tengah Awal	
		Trias	Akhir Awal	
	Paleozoikum	Perm	Akhir Awal	
		Karbon Atas	Akhir Tengah Awal	
		Karbon Bawah	Akhir Awal	
		Devon	Akhir Tengah Awal	
		Silur	Akhir Tengah Awal	
		Ordovisium	Akhir Tengah Awal	
		Kambrium	Akhir Tengah Awal	
	PROTEROZOIKUM			
	ARKEAN			

Sebagaimana kita ketahui bahwa bagian terkecil dari setiap unsur kimia adalah atom. Suatu atom tersusun dari satu inti atom yang terdiri dari proton dan neutron yang dikelilingi oleh suatu kabut elektron. Isotop dari suatu unsur atom dibedakan dengan lainnya hanya dari jumlah neutron pada inti atomnya. Sebagai contoh, atom radioaktif dari unsur potassium memiliki 19 proton dan 21 neutron pada inti atomnya (potassium 40); atom potassium lainnya memiliki 19 proton dan 20 atau 22 neutron (potassium 39 dan

potassium 41). Isotop radioaktif (the parent) dari satu unsur kimia secara alamiah akan berubah menjadi isotop yang stabil (the daughter) dari unsur kimia lainnya melalui pertukaran di dalam inti atomnya.

Perubahan dari “Parent” ke “Daughter” terjadi pada kecepatan yang konstan dan dikenal dengan “Waktu Paruh” (Half-life). Waktu paruh dari suatu isotop radioaktif adalah lamanya waktu yang diperlukan oleh suatu isotop radiokatif berubah menjadi ½ nya dari atom Parent-nya melalui proses peluruhan menjadi atom Daughter. Setiap isotop radiokatif memiliki waktu paruh (half life) tertentu dan bersifat unik. Hasil pengukuran di laboratorium dengan ketelitian yang sangat tinggi menunjukkan bahwa sisa hasil peluruhan dari sejumlah atom-atom parent dan atom-atom daughter yang dihasilkan dapat dipakai untuk menentukan umur suatu batuan.

Tabel 1-3
Skala Waktu Geologi Relatif dan Umur Radiometrik

KURUN	MASA	ZAMAN	Juta Tahun Yang Lalu	
F A N E R O Z O I K U M	Kenozoikum	Kuarter	1,6	
		Tersier	66	
	Mesozoikum	Kapur	138	
		Jura	205	
		Trias	240	
		Perm	290	
	Paleozoikum	Karbon Atas	330	
		Karbon Bawah	360	
		Devon	410	
		Silur	435	
		Ordovisium	500	
		Kambrium	570	
	Protero-zoikum			2500
	Arkean			3800

Untuk menentukan umur geologi, ada empat seri peluruhan parent/daughter yang biasa dipakai dalam menentukan umur batuan, yaitu: Carbon/Nitrogen (C/N), Potassium/Argon (K/Ar), Rubidium/Strontium (Rb/Sr), dan Uranium/Lead (U/Pb). Penentuan umur dengan menggunakan isotop radioaktif adalah pengukuran yang memiliki kesalahan yang relatif kecil, namun demikian kesalahan yang kelihatannya kecil tersebut dalam umur geologi

memiliki tingkat kisan kesalahan beberapa tahun hingga jutaan tahun. Jika pengukuran mempunyai tingkat kesalahan 1 persen, sebagai contoh, penentuan umur untuk umur 100 juta tahun kemungkinan mempunyai tingkat kesalahan lebih kurang 1 juta tahun. Teknik isotop dipakai untuk mengukur waktu pembentukan suatu mineral tertentu yang terdapat dalam batuan. Untuk dapat menetapkan umur absolut terhadap skala waktu geologi, suatu batuan yang dapat di-dating secara isotopik dan juga dapat ditetapkan umur relatifnya karena kandungan fosilnya. Banyak contoh, terutama dari berbagai tempat harus dipelajari terlebih dahulu sebelum ditentukan umur absolutnya terhadap skala waktu geologi.

Tabel dibawah adalah Skala Waktu Geologi yang merupakan hasil spesifikasi dari “**International Commission on Stratigraphy**” pada tahun 2009. Adapun warna yang tertera dalam tabel Skala Waktu Geologi merupakan hasil spesifikasi dari “**Committee for the Geologic Map of the World**” tahun 2009.

Tabel 1-4 Skala Waktu Geologi
Menurut International Commission on Stratigraphy (2009)

Eon	Era	Period	Dates (m.y.)
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary	3-0
		Neogene	23-3
		Paleogene	66-23
	Mesozoic	Cretaceous	146-66
		Jurassic	200-145
		Triassic	251-200
	Paleozoic	Permian	299-251
		Carboniferous	359-299
		Devonian	416-359
		Silurian	444-416
		Ordovician	488-444
Cambrian		542-488	
Proterozoic	Neoproterozoic	Ediacaran	635-542
		Cryogenian	850-635
		Tonian	1000-850
	Mesoproterozoic	Stenian	1200-1000
		Ectasian	1400-1200
		Calymmian	1600-1400
	Paleoproterozoic	Statherian	1800-1600
		Orosirian	2050-1800
		Rhyacian	2300-2050
Siderian		2500-2300	
Archean	Neoarchean	2800-2500	
	Mesoarchean	3200-2800	
	Paleoarchean	3600-3200	
	Eoarchean	4000-3600	

Tabel 1-5 Skala Waktu Geologi Masa Kenozoikum
Menurut U.S. Geological Survey Geologic Time Scale (2007)

Period	Sub period	Epoch	Age	Dates (m.y.)
Quaternary		Holocene		0.0117-0
		Pleistocene	Late	0.126-0.0117
			Middle	0.781-0.126
Early	1.806-0.781			
Tertiary	Neogene	Pliocene	Gelasian	2.588-1.806
			Piacenzian	3.600-2.588
			Zanclean	5.332-3.600
		Miocene	Messinian	7.246-5.332
			Tortonian	11.608-7.246
			Serravallian	13.82-11.608
	Langhian		15.97-13.82	
	Burdigalian		20.43-15.97	
	Aquitanian		23.03-20.43	
	Paleogene		Oligocene	Chattian
		Rupelian		33.9-28.4
		Eocene	Priabonian	37.2-33.9
			Bartonian	40.4-37.2
	Lutetian		48.6-40.4	
	Paleocene	Ypresian	55.8-48.6	
		Thanetian	58.7-55.8	
		Selandian	61.1-58.7	
		Danian	65.5-61.1	

Tabel 1-6 Skala Waktu Geologi Kala Kenozoikum
Menurut International Geologic Time Scale (2009)

Period	Epoch	Age	Dates (m.y.)	
Quaternary	Holocene		0.0117-0	
	Pleistocene	Late	0.126-0.0117	
		Ionian	0.781-0.126	
		Calabrian	1.806-0.781	
		Gelasian	2.588-1.806	
Neogene	Pliocene	Piacenzian	3.600-2.588	
		Zanclean	5.332-3.600	
	Miocene	Messinian	7.246-5.332	
		Tortonian	11.608-7.246	
		Serravallian	13.82-11.608	
		Langhian	15.97-13.82	
		Burdigalian	20.43-15.97	
		Aquitanian	23.03-20.43	
		Paleogene	Oligocene	Chattian
	Rupelian			33.9-28.4
Eocene	Priabonian		37.2-33.9	
	Bartonian		40.4-37.2	
	Lutetian		48.6-40.4	
Paleocene	Ypresian		55.8-48.6	
	Thanetian		58.7-55.8	
	Selandian		61.1-58.7	
	Danian		65.5-61.1	

Pada tabel 1-7 dibawah diperlihatkan isotop isotop Parent dan Daughter, Waktu Paruh, Efektif Pelarikan Umur dan Mineral Mineral yang dapat dipakai untuk pelarikan umur.

Tabel 1-7 Unsur unsur utama radioaktif yang dipakai untuk pelarikan umur

Major Radioactive Elements Used in Radiometric Dating				
Isotopes		Half-life of Parent (years)	Effective Dating Range (years)	Minerals and Materials That can be Dated
Parent	Daughter			
Uranium-238	Lead-206	4.4 billion	10 million-4.6 billion	Zircon Apatite
Uranium-235	Lead-207	0.7 billion	10 million-4.6 billion	Zircon Apatite
Potassium-40	Argon-40	1.3 billion	50,000-4.6 billion	Muscovite, Biotite Hornblende
Rubidium-87	Strontium-87	47 billion	10 million-4.6 billion	Muscovite, Biotite Potassium feldspar
Carbon-14	Nitrogen-14	5730	100-70,000	Wood, charcol, peat Bone and tissue Shells and other calcium carbonates

Rumus matematis untuk penentuan umur geologi dengan menggunakan unsur radioaktif adalah sebagai berikut:

$$t = 1/\lambda \ln (1 + D/p)$$

dimana : t = umur batuan atau contoh mineral

D = jumlah atom daughter hasil peluruhan saat ini

P = jumlah atom parent dari parent isotop saat ini

λ = konstanta peluruhan

(Konstanta peluruhan untuk setiap parent isotop adalah berelasi dengan waktu paruhnya, $t_{1/2}$ dengan persamaan sebagai berikut $t_{1/2} = \ln 2/\lambda$.)

Penanggalan batuan dengan menggunakan waktu radioaktif secara teori sederhana, akan tetapi prosedur di laboratorium sangat rumit. Jumlah isotop parent dan daughter pada setiap sampel di analisa dengan berbagai metoda. Kesulitan yang utama terletak pada pengukuran/perhitungan yang akurat untuk jumlah isotop yang sedikit/kecil. Metoda Kalium/Argon (K/Ar) dapat dipakai untuk batuan-batuan yang berumur relatif muda, yaitu beberapa ribu tahun. Kalium didapat pada banyak mineral-mineral pembentuk batuan, waktu paruh dari isotop radioaktif Kalium-40 adalah seperti yang dapat diukur banyaknya atom Argon (daughter) yang terakumulasi dalam mineral yang mengandung Kalium dari semua umur yang terdekat, serta jumlah isotop Kalium dan Argon dapat diukur dengan akurat, walaupun dalam jumlah yang sangat kecil. Apabila dimungkinkan, 2 atau lebih metoda analisis digunakan untuk sampel yang sama untuk mengecek hasil penentuan umur batuanya. Jam atom yang penting lainnya yang dipakai untuk keperluan penanggalan adalah atas dasar peluruhan radioaktif dari isotop Carbon-14, dengan waktu paruhnya 5730 tahun.

Skala waktu geologi merupakan hasil dari penelitian yang berlangsung cukup lama dan merupakan hasil penentuan umur dengan berbagai macam teknik dating. Ketersedian alat yang memadai akan memberikan informasi yang lebih rinci dan lebih detil lagi. Banyak para ahli telah berkontribusi terhadap kerincian dari skala waktu geologi yang ada ketika mereka mempelajari fosil dan batuan, serta sifat-sifat kimia dan fisika material yang menyusun bumi. Skala waktu geologi digunakan oleh para ahli geologi dan ilmuwan lain untuk menjelaskan waktu dan hubungan antar peristiwa yang terjadi sepanjang sejarah Bumi.

1.4.3. Umur Bumi

Hingga saat ini para ahli ilmu kebumihan belum mendapatkan cara yang tepat untuk menentukan umur Bumi secara pasti hanya dengan batuan yang ada di Bumi mengingat batuan tertua yang ada di Bumi telah terdaur ulang dan hancur oleh proses tektonik lempeng serta belum pernah ditemukan batuan-batuan yang terjadi saat pembentukan planet Bumi. Meskipun demikian para ahli sudah mampu menentukan kemungkinan umur dari Sistem Tata Surya dan menghitung umur Bumi dengan mengasumsikan bahwa Bumi dan benda-benda padat yang ada di dalam Sistem Tata Surya terbentuk pada saat yang bersamaan dan sudah pasti memiliki umur yang sama pula. Umur dari batuan-batuan yang ada di Bumi dan di Bulan serta Meteorit dapat dihitung dengan memanfaatkan unsur-unsur isotop radioaktif yang terjadi secara alamiah di dalam batuan dan mineral, terutama yang mempunyai kisaran waktu paruh diatas 700 juta tahun atau lebih dari 100 milyar tahun untuk menjadi unsur-unsur isotop yang stabil. Teknik pelarikan ini dikenal dengan "penanggalan radioaktif" yang dipakai untuk menghitung umur batuan saat batuan tersebut terbentuk.

Batuan tertua yang berumur 3.5 milyar tahun dijumpai tersebar hampir disemua benua yang ada di Bumi. Batuan tertua tersebut antara lain dijumpai di Acasta Gneisses di bagian Barat laut Canada dekat Great Slave Lake berumur 4.03 milyar tahun dan di Greenland bagian barat pada batuan Isua Supracrustal, berumur 3.4-3.5 milyar tahun. Hasil kajian dari penentuan umur batuan yang mendekati batuan tertua juga dijumpai di Minnesota River Valley dan Michigan bagian utara, berumur 3.5-3.7 milyar tahun, di Swaziland, berumur 3.4-3.5 milyar tahun dan di Australia Barat berumur 3.4-3.6 milyar tahun. Batuan batuan tersebut diatas telah diuji beberapa kali melalui metoda penanggalan radiometrik dan ternyata hasilnya tetap/konsisten. Hal ini memberi kepercayaan kepada para ahli bahwa penentuan umur yang dilakukan diyakini kebenarannya. Hal yang sangat menarik dari penentuan umur pada batuan batuan tertua diatas adalah bahwa batuan-batuan tersebut tidak berasal dari batuan kerak bumi akan tetapi berasal dari aliran lava dan batuan sedimen yang diendapkan di lingkungan air dangkal, dan dari genesa batuan-batuan tersebut mengindikasikan bahwa sejarah bumi sudah berjalan sebelum batuan tersebut terbentuk atau diendapkan.

Di Australia Barat, berdasarkan penanggalan radioaktif terhadap satu kristal zircon yang dijumpai dalam batuan sedimen yang umurnya lebih muda telah menghasilkan umur 4.3 milyar tahun yang menjadikan kristal ini sebagai material yang paling tua yang pernah ditemukan dimuka bumi. Batuan induk dari kristal zircon ini hingga saat ini belum ditemukan. Berdasarkan hasil penentuan umur dari batuan-batuan tertua dan kristal tertua menunjukkan bahwa Bumi paling tidak berumur 4.3 milyar tahun, namun demikian penentuan umur terhadap batuan-batuan yang ada di Bumi belum dapat untuk memastikan umur dari Bumi. Penentuan umur Bumi yang paling baik adalah yang didasarkan atas ratio unsur Pb dalam Troilite pada batuan Iron Meteorit yang diambil dari Canyon Diablo Meteorite menunjukkan umur 4.54 milyar tahun. Sebagai tambahan, baru-baru ini telah dilaporkan bahwa hasil penanggalan radioaktif U-Pb terhadap butiran-butiran mineral zircon yang berasal dari batuan sedimen yang ada di Australia Barat bagian tengah diperoleh umur 4.4 milyar tahun.

Hasil penanggalan radiometrik batuan-batuan yang berasal dari bulan diperoleh umur 4.4 dan 4.5 milyar tahun dan umur ini merupakan umur minimal dari pembentukan planet yang terdekat dengan Bumi. Ribuan fragmen meteorit yang jatuh ke Bumi juga telah dikumpulkan dan menjadi batuan yang terbaik untuk penentuan umur dari pembentukan Sistem Tata Surya. Lebih dari 70 meteorit dari berbagai jenis telah ditentukan umurnya berdasarkan penanggalan radiometrik dan hasilnya menunjukkan bahwa meteorit dan sistem tatasurya terbentuk 4.53 dan 4.58 milyar tahun yang lalu. Penentuan umur bumi tidak saja datang dari penanggalan batuan saja akan tetapi juga mempertimbangkan bahwa bumi dan meteorit sebagai bagian dari satu sistem yang sama dimana komposisi isotop timah hitam (Pb), terutama Pb^{207} ke Pb^{206} berubah sepanjang waktu sebagai hasil dari peluruhan Uranium-235 (U^{235}) dan Uranium-238 (U^{238}).

Para ahli kebumihan sudah memakai pendekatan ini dalam menentukan waktu yang dibutuhkan oleh isotop isotop didalam bijih timah hitam (Pb) tertua yang ada di Bumi, yang mana isotop isotop tersebut jumlahnya hanya sedikit, untuk berubah dari komposisi asalnya, sebagai hasil pengukuran dari uranium fase bebas pada besi meteorit (iron meteorites), terhadap komposisinya pada saat bijih timah hitam tersebut terpisah dari selaput sumbernya. Hasil perhitungan ini dalam umur Bumi dan Meteorit serta Sistem Tata Surya adalah 4.54 milyar tahun dengan tingkat kesalahan kurang dari 1 persen. Untuk ketelitian, umur ini mewakili saat saat terakhir dimana isotop Timah Hitam adalah homogen selama Sistem Tata Surya bagian dalam dan saat dimana Timah Hitam dan Uranium menyatu menjadi padat dari Sistem Tata Surya. Umur 4.54 milyar tahun yang diperoleh dari Sistem Tata Surya dan Bumi adalah konsisten terhadap hasil perhitungan yang dilakukan sekarang untuk 11 sampai 13 milyar tahun umur Milky Way Galaxy (berdasarkan tahapan evolusi dari bintang berkabut global / globular cluster stars) dan umur 10 sampai 15 milyar tahun untuk umur Universal (berdasarkan atas penurunan dari jarak galaxy).

1.5. Konsep-konsep dan hukum-hukum dalam geologi

Untuk dapat memahami ilmu geologi, pemahaman tentang konsep-konsep dan hukum-hukum dalam ilmu geologi sangatlah penting dan merupakan dasar dalam mempelajari ilmu geologi. Adapun hukum dan konsep geologi yang menjadi acuan dalam geologi antara lain adalah konsep tentang susunan, aturan dan hubungan antar batuan dalam ruang dan waktu. Pengertian ruang dalam geologi adalah tempat dimana batuan itu terbentuk sedangkan pengertian waktu adalah waktu pembentukan batuan dalam skala waktu geologi. Konsep uniformitarianisme (James Hutton), hukum superposisi (Steno), konsep keselarasan dan ketidakeselarasan, konsep transgresi-regresi, hukum potong memotong (cross cutting relationship) dan lainnya.

1.5.1. Doktrin Uniformitarianisme



James Hutton (1795) : Sejarah ilmu geologi sudah dimulai sejak abad ke 17 dan 18 dengan doktrin katastrofisme yang sangat populer. Para penganutnya percaya bahwa bentuk permukaan bumi dan segala kehidupan di atasnya terbentuk dan musnah dalam sesaat akibat suatu bencana (catastroph) yang besar. James Hutton, bapak geologi modern, seorang ahli fisika Skotlandia, pada tahun 1795 menerbitkan bukunya yang berjudul “Theory of the Earth”, dimana ia mencetuskan doktrinnya yang terkenal tentang Uniformitarianism (keseragaman). Uniformitarianisme merupakan konsep dasar geologi modern. Doktrin ini menyatakan bahwa hukum-hukum fisika, kimia dan biologi yang berlangsung saat ini berlangsung juga pada masa lampau.

Artinya, gaya-gaya dan proses-proses yang membentuk permukaan bumi seperti yang kita amati saat ini telah berlangsung sejak terbentuknya bumi. Doktrin ini lebih terkenal sebagai “**The present is the key to the past**” dan sejak itulah orang menyadari bahwa bumi selalu berubah. Dengan demikian jelaslah bahwa geologi sangat erat hubungannya dengan waktu. Pada tahun 1785, Hutton mengemukakan perbedaan yang jelas antara hal yang alami dan asal usul batuan beku dan sedimen.

James Hutton berhasil menyusun urutan intrusi yang menjelaskan asal usul gunungapi. Dia memperkenalkan hukum superposisi yang menyatakan bahwa pada tingkatan yang tidak rusak, lapisan paling dasar adalah yang paling tua. Ahli paleontologi telah mulai menghubungkan fosil-fosil khusus pada tingkat individu dan telah menemukan bentuk pasti yang dinamakan indek fosil. Indek fosil telah digunakan secara khusus dalam mengidentifikasi horison dan hubungan suatu tempat dengan tempat lainnya.

1.5.2. Prinsip Prinsip Dasar Geologi



Nicolaus Steno (1665) dikenal sebagai orang yang pertama kali memperkenalkan prinsip prinsip dasar geologi yang hingga saat ini masih dipakai dalam penafsiran lapisan lapisan batuan sedimen. **Niel Stensen** merupakan nama asli dari Nicolaus Steno yang lahir di Copenhagen, Denmark pada 10 Januari 1638.

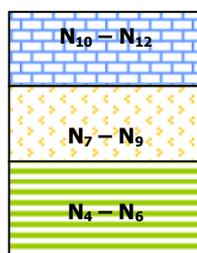
Pada tahun 1656 belajar di Universitas Copenhagen yang kemudian melanjutkan ke Amsterdam dan Leyden di Belanda. Pada tahun 1665 Stensen pindah ke Florence di Itali menjadi ahli fisika pada Grand Duke of Tuscany. Disini Niel Stensen merubah namanya kedalam bahasa latin menjadi Nicolaus Steno.

Adapun prinsip prinsip dasar geologi yang sangat penting dalam ilmu geologi adalah prinsip horizontalitas, superposisi dan kesinambungan lateral pada perkapisan batuan sedimen.

1. **Horizontalitas** (Horizontality): Kedudukan awal pengendapan suatu lapisan batuan adalah horisontal, kecuali pada tepi cekungan memiliki sudut kemiringan asli (initial-dip) karena dasar cekungannya yang memang menyudut.
2. **Superposisi** (Superposition): Dalam kondisi normal (belum terganggu), perlapisan suatu batuan yang berada pada posisi paling bawah merupakan batuan yang pertama terbentuk dan tertua dibandingkan dengan lapisan batuan di atasnya.
3. **Kesinambungan Lateral** (Lateral Continuity): Pelamparan suatu lapisan batuan akan menerus sepanjang jurus perlapisan batuan. Dengan kata lain bahwa apabila pelamparan suatu lapisan batuan sepanjang jurus perlapisannya berbeda litologinya maka dikatakan bahwa perlapisan batuan tersebut berubah facies. Dengan demikian, konsep perubahan facies terjadi apabila dalam satu lapis batuan terdapat sifat, fisika, kimia, dan biologi yang berbeda satu dengan lainnya.

1.5.3. Keselarasan dan Ketidakselarasan (Conformity dan Unconformity)

- a) Keselarasan (Conformity): adalah hubungan antara satu lapis batuan dengan lapis batuan lainnya di atas atau dibawahnya yang kontinyu (menerus), tidak terdapat selang waktu (rumpang waktu) pengendapan. Secara umum di lapangan ditunjukkan dengan kedudukan lapisan (strike/dip) yang sama atau hampir sama, dan ditunjang di laboratorium oleh umur yang kontinyu.



Batugamping dengan kisaran umur $N_{10} - N_{12}$

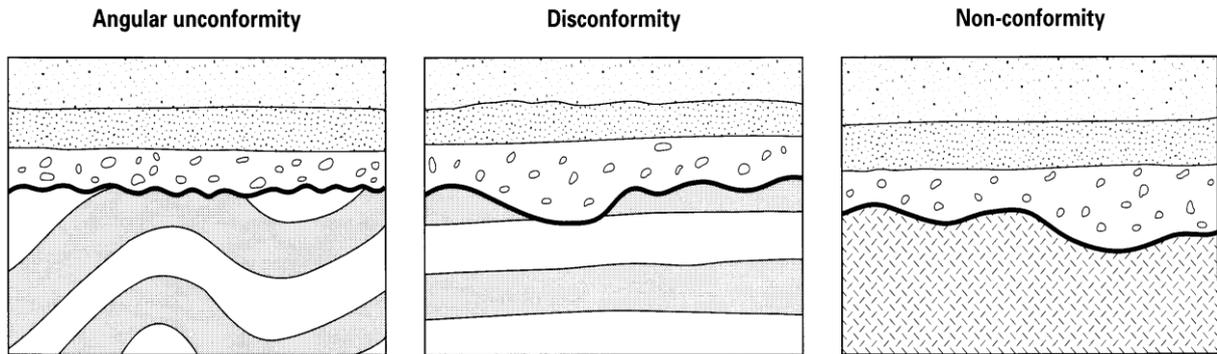
Batupasir konglomeratan dengan kisaran umur $N_7 - N_9$

Serpah dengan kisaran umur $N_4 - N_6$

- b) Ketidak Selarasan (Unconformity): adalah hubungan antara satu lapis batuan dengan lapis batuan lainnya (batas atas atau bawah) yang tidak kontinyu (tidak menerus), yang disebabkan oleh adanya rumpang waktu pengendapan. Dalam geologi dikenal 3 (tiga) jenis ketidak selarasan, yaitu (lihat gambar 1-3):

- 1) Ketidakselarasan Bersudut (Angular unconformity) adalah salah satu jenis ketidakselarasan yang hubungan antara satu lapis batuan (sekelompok batuan) dengan satu batuan lainnya (kelompok batuan lainnya), memiliki hubungan/kontak yang membentuk sudut.

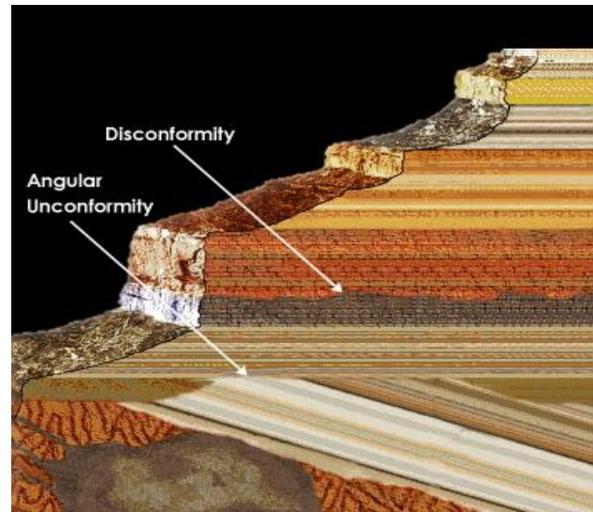
- 2) Disconformity adalah salah satu jenis ketidakselarasan yang hubungan antara lapisan batuan (sekelompok batuan) dengan lapisan batuan lainnya (kelompok batuan lainnya) dibatasi oleh satu rumpang waktu tertentu (ditandai oleh selang waktu dimana tidak terjadi pengendapan).
- 3) Non-conformity adalah salah satu jenis ketidakselarasan yang hubungan antara lapisan batuan (sekelompok lapisan batuan) dengan satuan batuan beku atau metamorf.



Gambar 1-3 Tiga jenis bentuk ketidakselarasan dalam geologi: (a). Angular Unconformity; (b). Disconformity; dan (c). Non-conformity



Gambar 1-4 Kenampakan lapangan dari bentuk “Angular Unconformity” dan “Disconformity”



Gambar 1-5 Sketsa “Angular Unconformity” dan “Disconformity”

1.5.4. Genang laut dan Susut laut (Transgresi dan Regresi)

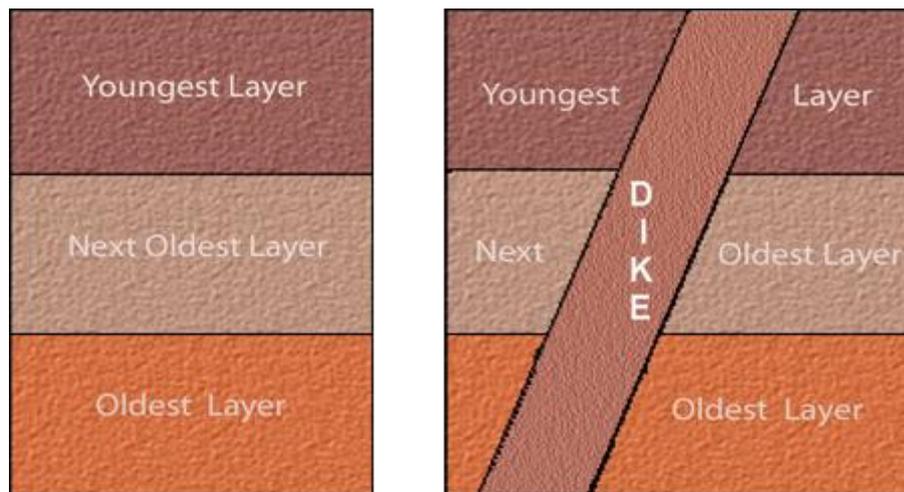
- a). Transgresi (Genang Laut) : Transgresi dalam pengertian stratigrafi / sedimentologi adalah laju penurunan dasar cekungan lebih cepat dibandingkan dengan pasokan sedimen (sediment supply). Garis pantai maju ke arah daratan.
- b). Regresi (Susut Laut) : Regresi dalam pengertian stratigrafi/sedimentologi adalah laju penurunan dasar cekungan lebih lambat dibandingkan dengan pasokan sedimen (sediment supply). Garis pantai maju ke arah lautan.

1.5.5. Hubungan Potong Memotong (Cross-cutting relationships)

Hubungan petong-memotong (cross-cutting relationship) adalah hubungan kejadian antara satu batuan yang dipotong/diterobos oleh batuan lainnya, dimana batuan yang dipotong/diterobos terbentuk lebih dahulu dibandingkan dengan batuan yang menerobos.

Pada gambar 1-6 kiri memperlihatkan 3 lapisan batuan sedimen dengan bagian paling bawah merupakan batuan yang paling tua dan lapisan paling atas adalah batuan termuda dan gambar 1-6 kanan memperlihatkan batuan intrusi berbentuk dike yang memotong 3 lapisan batuan sedimen tersebut.

Gambar 1-7 adalah intrusi dike (warna hitam) yang menerobos batuan beku (warna putih abu-abu).



Gambar 1-6 Foto singkapan batuan intrusi dyke (warna gelap) memotong batuan samping (warna terang). Intrusi dyke lebih muda terhadap batuan sampingnya.



Gambar 1-7 Foto singkapan batuan intrusi dyke (warna hitam) memotong batuan samping (warna putih terang). Intrusi dyke lebih muda terhadap batuan sampingnya.

RINGKASAN

- **Geologi** adalah suatu bidang ilmu pengetahuan kebumiharian yang mempelajari segala sesuatu mengenai planet bumi beserta isinya yang pernah ada. Merupakan kelompok ilmu yang membahas tentang sifat-sifat dan bahan-bahan yang membentuk bumi, struktur, proses-proses yang bekerja baik di dalam maupun di atas permukaan bumi, kedudukannya di Alam Semesta serta sejarah perkembangannya sejak bumi ini lahir di alam semesta hingga sekarang.
- **Geologi Fisik** adalah bagian ilmu geologi yang mengkhususkan mempelajari sifat-sifat fisik dari bumi, seperti susunan dan komposisi dari pada bahan-bahan yang membentuk bumi, selaput udara yang mengitari bumi, khususnya bagian yang melekat dan berinteraksi dengan bumi, kemudian selaput air atau hidrosfir, serta proses-proses yang bekerja di atas permukaan bumi yang dipicu oleh energi Matahari dan tarikan gaya berat bumi.
- **Geologi Dinamis** adalah bagian dari ilmu geologi yang mempelajari dan membahas tentang sifat-sifat dinamika bumi. Sisi ini berhubungan dengan perubahan-perubahan pada bagian bumi yang diakibatkan oleh gaya-gaya yang dipicu oleh energi yang bersumber dari dalam bumi, seperti kegiatan magma yang menghasilkan vulkanisme, gerak-gerak litosfir akibat adanya arus konveksi, gempa bumi dan gerak-gerak pembentukan cekungan pengendapan dan pegunungan.
- **Skala Waktu Geologi** adalah sistem penanggalan bumi yang dipakai untuk menjelaskan waktu dan hubungan antar peristiwa yang terjadi sepanjang sejarah Bumi. Sejarah bumi dikelompokkan menjadi Eon (Masa) yang terbagi lagi menjadi Era (Kurun), dan Era dibagi menjadi Period (Zaman), dan Zaman dibagi menjadi Epoch (Kala).
- Terdapat 2 jenis pembagian Skala Waktu Geologi, yaitu Skala Waktu Relatif dan Skala Waktu Nisbi (Radiometri):
 1. **Skala Waktu Relatif** adalah skala waktu geologi yang didasarkan atas fosil-fosil yang terdapat dalam batuan sepanjang sejarah bumi.
 2. **Skala Waktu Nisbi (Radiometri)** adalah skala waktu geologi yang didasarkan atas penentuan penanggalan isotop radioaktif pada mineral-mineral radioaktif yang terdapat dalam batuan.
- **Konsep Uniformitarianisme** adalah suatu konsep dasar dalam ilmu geologi modern yang mengacu pada doktrin “**The present is the key to the past**”. Doktrin ini menyatakan bahwa hukum-hukum fisika, kimia dan biologi yang berlangsung saat ini berlangsung juga pada masa lampau. Artinya, gaya-gaya dan proses-proses yang membentuk permukaan bumi seperti yang kita amati saat ini telah berlangsung sejak terbentuknya bumi.
- **Hukum Suoerposisi :**
 1. Horizontalitas (*Horizontality*): Kedudukan awal pengendapan suatu lapisan batuan adalah horisontal, kecuali pada tepi cekungan memiliki sudut kemiringan asli (initial-dip) karena dasar cekungannya yang memang menyudut.
 2. Superposisi (*Superposition*): Dalam kondisi normal (belum terganggu), perlapisan suatu batuan yang berada pada posisi paling bawah merupakan batuan yang pertama terbentuk dan tertua dibandingkan dengan lapisan batuan di atasnya.
 3. Kesenambungan Lateral (*Lateral Continuity*): Pelamparan suatu lapisan batuan akan menerus sepanjang jurus perlapisan batuan. Dengan kata lain bahwa apabila pelamparan suatu lapisan batuan sepanjang jurus perlapisannya berbeda litologinya maka dikatakan bahwa perlapisan batuan tersebut berubah facies.
- **Keselarasan dan Ketidakselarasan**
 1. Keselarasan adalah hubungan antar perlapisan batuan yang kontinyu (menerus), tidak terdapat selang waktu (rumpang waktu) pengendapan.
 2. Ketidak-selarasan adalah hubungan antar yang tidak menerus yang disebabkan oleh adanya rumpang waktu pengendapan. Terdapat 3 (tiga) jenis ketidak-selarasan, yaitu ketidak selarasan bersudut (angular), disconformity, dan non-conformity.

■ **Transgresi dan Regresi**

1. Transgresi (Genang Laut) dalam pengertian stratigrafi/sedimentologi adalah laju penurunan dasar cekungan lebih cepat dibandingkan dengan pasokan sedimen (sediment supply).
2. Regresi (Susut Laut) dalam pengertian stratigrafi/sedimentologi adalah laju penurunan dasar cekungan lebih lambat dibandingkan dengan pasokan sedimen (sediment supply).

- **Hubungan Potong Memotong** (*Cross-cutting Relationship*) adalah hubungan kejadian antar batuan. Urutan pembentukan batuan dapat ditentukan berdasarkan hubungan potong memotong, dimana batuan yang dipotong (diterobos) terbentuk lebih dahulu dibandingkan dengan batuan yang menerobosnya.

PERTANYAAN ULANGAN

1. Jelaskan apa yang dipelajari dalam geologi fisik dan geologi dinamis ?
2. Apa makna waktu dalam ilmu geologi ?
3. Jelaskan pengertian doktrin uniformitarianism “The present is the key to the past” dalam ilmu geologi ?
4. Diskusikan peran dan kegunaan hukum-hukum dan konsep-konsep geologi berikut ini:
 - Hukum Superposisi
 - Keselarasan dan Ketidakselarasan
 - Transgresi dan Regresi
 - Hubungan potong-memotong (crosscutting relationship)

2

Teori Pembentukan Bumi dan Tektonik Lempeng

2.1. Misteri Terjadinya Bumi

2.1.1. Pendahuluan

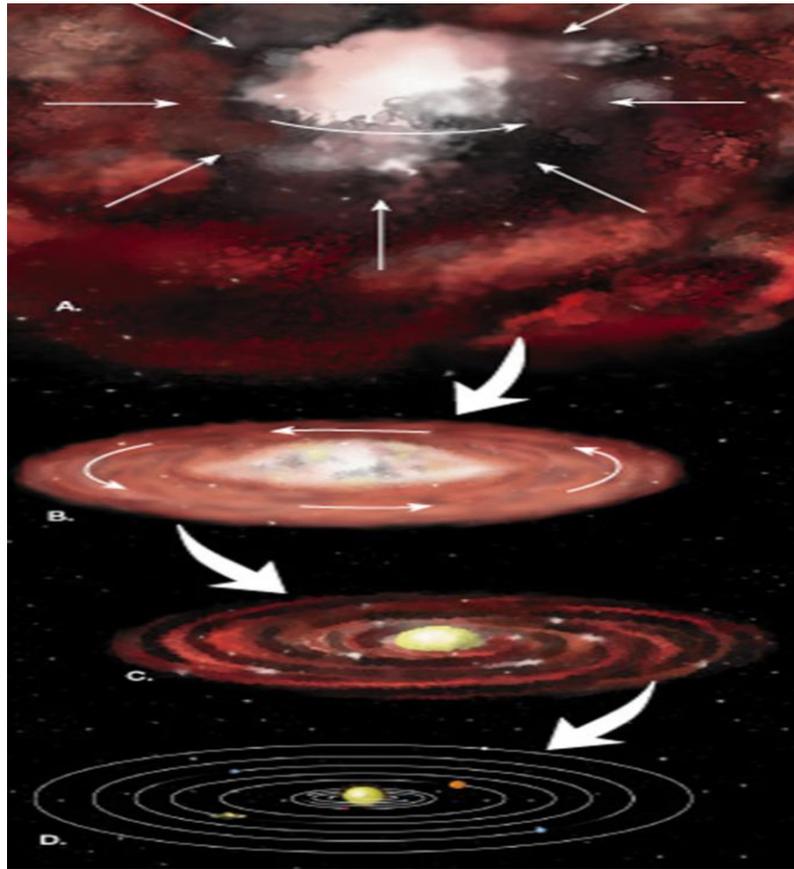
Agar kita dapat lebih menghayati dan mendalami sifat-sifat yang terkandung dalam bumi, maka perlu disimak juga sedikit perihal bagaimana terjadinya bumi ini. Untuk tujuan itu kita akan mengawalinya dengan melihat kedudukan bumi ini dari sudut yang lebih luas dan besar; yakni dengan menempatkan bumi ini sebagai bagian dari Tata Surya. Kemudian beralih ke bagian-bagian yang lebih kecil dan rinci, yaitu bahan-bahan pembentuknya, dan dari sini kita melangkah mengungkapkan bentuk dan bangunnya, proses dan peristiwa-peristiwa besar yang terjadi dan menimpa bumi seperti pembentukan batuan, pengikisan permukaan bumi, pembentukan pegunungan dan lain sebagainya. Berikut ini beberapa hipotesa yang telah dikemukakan oleh para ahli kebumihan yang berkaitan dengan proses kejadian planet-planet yang menghuni tata surya, yaitu:

1. Hipotesa Nebula

Proses bagaimana terjadinya Bumi dan Tata Surya kita ini telah lama menjadi bahan perdebatan di antara para ilmuwan. Banyak pemikiran-pemikiran yang telah dikemukakan untuk menjelaskan terjadinya planet-planet yang menghuni Tata Surya kita ini. Salah satu diantaranya yang merupakan gagasan bersama antara tiga orang ilmuwan yaitu, **Immanuel Kant**, **Pierre Marquis de Laplace**. Agar kita dapat lebih menghayati dan memahami sifat-sifat yang terkandung dan **Helmholtz**, adalah yang beranggapan adanya suatu bintang yang berbentuk kabut raksasa dengan suhu yang tidak terlalu panas karena penyebarannya yang sangat terpecah. Benda tersebut yang kemudian disebutnya sebagai awal-mula dari MATAHARI, digambarkannya sebagai suatu benda (masa) yang bergaris tengah 2 milyar mil yang berada dalam keadaan berputar. Gerakan tersebut menyebabkan Matahari ini secara terus-menerus akan kehilangan daya energinya dan akhirnya mengkerut. Akibat dari proses pengkerutan tersebut, maka ia akan berputar lebih cepat lagi. Dalam keadaan seperti ini, maka pada bagian ekuator kecepatannya akan semakin meningkat dan menimbulkan terjadinya gaya sentrifugal. Gaya ini akhirnya akan melampaui tarikan dari gayaberatnya, yang semula mengimbanginya, dan menyebabkan sebagian dari bahan yang berasal dari Matahari tersebut terlempar. Bahan-bahan yang terlempar ini kemudian dalam perjalanannya juga berputar mengikuti induknya, juga akan mengkerut dan membentuk sejumlah planet-planet.

Pada gambar 2-1 diilustrasikan bagaimana Bumi dan 8 planet lainnya serta Matahari muncul pada waktu yang bersamaan dari debu dan gas (nebula). Sekitar 5 milyar tahun yang lalu, nebula mulai kontraksi karena gaya gravitasi dan mulai berputar dan menjadi lebih pipih. Pada akhirnya Matahari mulai mengalami fusi dan planet-planet baru terbentuk dan mulai memisahkan diri, unsur-unsur dan komponen-komponen kimia yang lebih berat bergerak ke bagian tengah/pusat dan material batuan

membentuk kerak. Planet-planet yang baru terbentuk serta bulan melepaskan gas yang merupakan pembentukan awal dari atmosfer.



Gambar 2-1 Pembentukan Sistem Tata Surya Berdasarkan Hipotesa Nebula

2. Hipotesa Planetesimal

Karena ternyata masih ada beberapa masalah yang berkaitan dengan kejadian-kejadian didalam Tata Surya yang tidak berhasil dijelaskan dengan teori ini, maka muncul teori-teori baru lainnya yang mencoba untuk memberikan gambaran yang lebih sempurna. Salah satunya adalah yang disebut dan dikenal sebagai teori Planetesimal yang dicetuskan oleh **Thomas C. Chamberlin** dan **Forest R. Moulton**. Teori ini mengemukakan adanya suatu Bintang yang besar yang menyusup dan mendekati Matahari. Akibat dari gejala ini, maka sebagian dari bahan yang membentuk Matahari akan terkoyak dan direnggut dari peredarannya. Mereka berpendapat bahwa bumi kita ini terbentuk dari bahan-bahan yang direnggut tersebut yang kemudian memisahkan diri dari Matahari. Sesudah itu masih ada bermunculan teori-teori lainnya yang juga mencoba menjelaskan terjadinya planet-planet yang mengitari Matahari. Tetapi rupanya kesemuanya itu lebih memfokuskan terhadap pembentukan planet-planet itu sendiri saja tanpa memperhatikan bagaimana sebenarnya Matahari itu sendiri terbentuk.

3. Hipotesa Pasang Surut Bintang

Hipotesa pasang surut bintang pertama kali dikemukakan oleh **James Jeans** pada tahun 1917. Planet dianggap terbentuk karena mendekatnya bintang lain kepada matahari. Keadaan yang hampir bertabrakan menyebabkan tertariknya sejumlah besar materi dari matahari dan bintang lain tersebut oleh gaya pasang surut bersama mereka, yang kemudian terkondensasi menjadi planet. Namun astronom **Harold Jeffreys** tahun 1929 membantah bahwa tabrakan yang sedemikian itu hampir

tidak mungkin terjadi. Demikian pula astronom **Henry Norris Russell** mengemukakan keberatannya atas hipotesa tersebut.

4. Hipotesa Kondensasi

Hipotesa kondensasi mulanya dikemukakan oleh astronom Belanda yang bernama **G.P. Kuiper** (1905-1973) pada tahun 1950. Hipotesa kondensasi menjelaskan bahwa Tata Surya terbentuk dari bola kabut raksasa yang berputar membentuk cakram raksasa.

5. Hipotesa Bintang Kembar

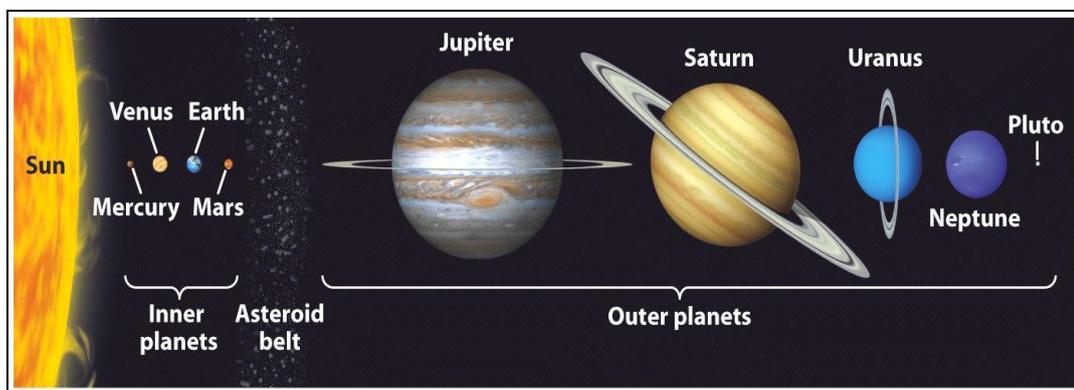
Hipotesa bintang kembar awalnya dikemukakan oleh **Fred Hoyle** (1915-2001) pada tahun 1956. Hipotesa mengemukakan bahwa dahulunya Tata Surya kita berupa dua bintang yang hampir sama ukurannya dan berdekatan yang salah satunya meledak meninggalkan serpihan-serpihan kecil. Serpihan itu terperangkap oleh gravitasi bintang yang tidak meledak dan mulai mengelilinginya.

2.1.2. Sistem Tata Surya

Astronomi adalah ilmu yang mempelajari keadaan Tata Surya, dan mungkin merupakan ilmu yang tertua di Bumi. Kaitannya terhadap bumi hanya terbatas kepada aspek bahwa bumi merupakan bagian dari Tata Surya. Dari segi ilmu Astronomi, bumi kita ini hanya merupakan suatu titik yang tidak penting dalam Tata surya dibandingkan dengan benda-benda lainnya. Hasil pengamatan manusia mengenai Tata Surya ini yang terpenting adalah bahwasanya gerak-gerik dari benda yang didalam Tata Surya itu mempunyai suatu keteraturan sehingga daripadanya dapat digunakan untuk merekam waktu yang telah berlalu. Sudah sejak lama orang percaya bahwa ia berada dalam suatu benda yang merupakan inti daripada segala sesuatu yang diciptakan TUHAN. Namun sejak 3 ½ abad yang lalu kita baru menyadari bahwa Bumi ini ternyata hanya merupakan sebagian kecil saja dari KOSMOS, dan jauh sekali dari anggapan sebagai pusat dari segalanya. Sebenarnya bahwa sejak 300 tahun terakhir ini kita memang telah banyak mendapatkan fakta-fakta tentang bagaimana pola Tata Surya kita ini. Beberapa dari padanya adalah yang berhubungan dengan ukuran-ukurannya, sedangkan keteraturan yang dapat diamati.

2.1.3. Definisi dan Pengertian Bintang dan Planet

- Bintang** adalah bintik-bintik cahaya yang nampak di angkasa. Kebanyakan daripadanya selalu berada pada kedudukannya yang sama satu terhadap lainnya. Namun beberapa diantaranya ada yang berpindah-pindah setiap malamnya.



Gambar 2-2 Susunan Planet-Planet yang mengelilingi Matahari

- Planet-Planet.** Kata ini berasal dari istilah dalam bahasa Yunani “planetes”, yang berarti berkelana. Bumi kita tergolong kedalam salah satu dari 9 planet yang mengitari MATAHARI.

Adapun ke-9 planit-planit tersebut, dengan urutan dari dalam (terdekat MATAHARI), adalah (gambar 2.2): (1) Mercury, (2) Venus, (3) Bumi dan (4) Mars. Keempatnya hampir mempunyai ukuran yang sama, dan sifatnya sangat padat sepertinya terdiri dari “batuan”. Unsur-unsur pembentuknya terdiri terutama dari besi, nikel dan silikat (persenyawaan anatara silika dan oksigen). Karena letaknya yang dekat dengan MATAHARI, mereka juga disebut “inner planets”. Mereka ini disebut sebagai terrestrial planets karena kesamaannya dengan Bumi. Dari keempat planet tersebut, yang terbesar adalah Bumi kita. Saat pembentukannya menjadi sebesar ukuran sekarang ini, yang terjadi sekitar 4,6 bilyun tahun yang lalu, benda ini merupakan suatu bola debu yang tidak mempunyai kehidupan, tanpa permukaan air dan atmosfer serta sama sekali jauh dari keadaan sekarang. Lima berikutnya adalah: (5) Yupiter, (6) Saturnua, (7) Uranus, (8) Neptune dan (9) Pluto. Empat pertama dari planit-planit ini adalah planit yang berukuran raksasa dan menunjukkan Berat Jenis yang kecil. Hanya sedikit sekali apa yang kita ketahui perihal planit Pluto yang baru saja diketemukan pada tahun 1930, tepatnya bulan Maret tanggal 12. Tetapi yang jelas adalah bahwa planit tersebut kelihatannya menyerupai planit-planit “terestris” lainnya. Setelah kita mempunyai jarak yang hampir merata dari MATAHARI kearah luar, kemudian secara tiba-tiba jarak ini berubah secara drastis, yaitu yang terdapat antara Mars dan Yupiter. Didalam ruang tersebut berkelompok ribuan “benda-benda” yang disebut sebagai asteroids atau “minor planets” yang mempunyai diameter 1 mil hingga 480 mil. Sampai sekarang dapat dikenal ada sekitar 1500 buah planit.

2.1.4. Beberapa istilah penting yang berhubungan dengan unsur-unsur Alam Semesta:

1. **Asteroid.** Sisa-sisa dari planit yang telah meledak dan hancur, atau mungkin juga bahan-bahan yang yang tidak pernah berkembang menjadi planit yang lengkap.
2. **Galaxy.** Kumpulan-kumpulan bintang yang menyebar secara tidak merata dialam semesta. Kelompok bintang-bintang yang kebanyakan mempunyai bentuk seperti piring itu dinamakan “galaxy”. Tiap galaxy dipisahkan satu dengan lainnya oleh ruang yang tidak atau kalau ada sedikit sekali terdapat bintang.
3. **Milky Way Galaxy.** Apabila kita melihat kearah angkasa pada malam hari, maka akan nampak bintang-bintang yang berkelompok, dan ini adalah yang dinamakan “Milky-Way”, yang merupakan keluarga dari bintang-bintang yang terdiri dari kira-kira 100 bilyun bintang; dan ini pula adalah galaxy dimana kita berada (MATAHARI beserta planit-planitnya).
4. **Nebulae.** Benda-benda bercahaya lemah yang menyebar di langit. Bercahaya agak suram dimana teleskop juga tidak dapat melihatnya dengan teliti atau tajam. Benda-benda seperti ini dinamakan “Nebulae”. Ini adalah salah satu contoh dari “galaxy” lain diluar galaxy kita. Jadi MATAHARI kita sendiri adalah merupakan salah satu “bintang” didalam “Milky-Way”. Dan galaxy kita ini juga merupakan salah satu dari galaxy-galaxy yang berbentuk piring (spiral) tadi. Kedudukan dari MATAHARI didalam “galaxy” kira-kira berjarak 3/5-nya apabila dihitung dari pusat ke tepi dari galaxy. Didalam galaxy kita, beberapa dari bintang berkelompok dan membentuk “constelation”. Seluruhnya ada 90 constelation, dan mereka ini diberi nama mythos binatang atau obyek-obyek lainnya yang bentuknya serupa. Sebagai contoh: Sagittarius yang terletak kira-kira pada bagian pusat dari “Milky Way Galaxy”. Semua bintang didalam galaxy kita berputar mengitari suatu pusat “galactic”. Dan TATA-SURYA kita sendiri bergerak dengan kecepatan $\pm 200 \times 10^6$ tahun untuk melingkupi satu putaran.

2.2. Pemikiran Tentang Asal Mula Jadi Tata Surya

Dalam perkembangan yang mutakhir para peneliti di bidang astronomi mulai membatasi diri dengan hanya memikirkan masalah-masalah yang berkaitan dengan asal mula dari planit-planit saja. Sedangkan teka-teki yang berhubungan dengan terjadinya Matahari nampaknya untuk sementara masih tertinggal dan diabaikan seperti keadaannya semula. Kurang lebih pada sekitar pertengahan abad ini, masalah yang berkaitan dengan momentum telah dicoba didekati melalui penggunaan sifat-sifat arus listrik dan medan kemagnitan.

Pendekatan ini menimbulkan suatu perubahan terhadap hukum yang berkaitan dengan sifat-sifat dari gas panas adalah pada awalnya gas gas ditafsirkan akan bereaksi langsung terhadap tarikan gaya berat, perputaran dan tekanan. Tetapi didalam suatu medan magnet yang dikekalkan oleh arus listrik (magneto hydrodynamic field), gas yang terionkan akan mempunyai kekuatan untuk menangkis gaya-gaya tersebut. Disusul oleh **Fred Hoyle** pada tahun 1960 mengemukakan: bahwa magneto hydrodynamic telah mempengaruhi sifat daripada bahan asal didalam awan debu yang berupa gas yang terionkan yang berputar dengan cepat. Melalui gas-gas ini akan didapat garis-garis gaya "magneto hydrodynamic" yang diumpamakan serupa dengan benang-benang elastis yang mengikat gas-gas tersebut. Gas-gas yang terdapat dibagian luar dari awan akan berputar lebih lambat dibandingkan dengan yang berada di bagian dalam sehingga akibatnya benang-benang itu akan mempunyai kecenderungan untuk melilit dan merentang. Keadaan seperti ini akan menyebabkan peningkatan terhadap momentum pada bagian luar, yang kemudian akan membentuk planit-planit dan akan mengurangi bagian tengahnya yang kemudian pula akan membentuk Matahari.

2.3. Umur Batuan Di Bumi Serta Pengaruhnya Terhadap Teori Kejadian Matahari

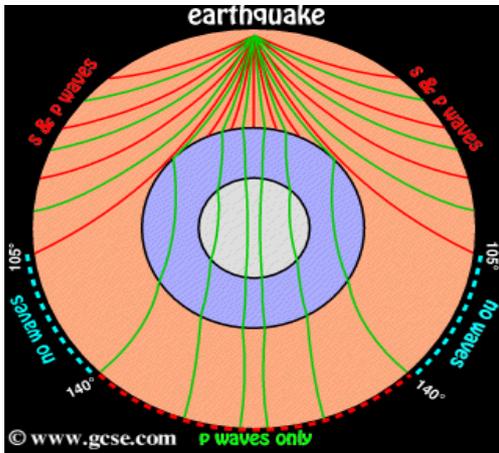
Pada pertengahan abad ke 20 mulai diterapkannya metoda-metoda radioaktif untuk mengetahui umur nisbi dari berbagai batuan di Bumi. Pada tahun 1905, **Ernest Rutherford** untuk pertama kalinya menyarankan agar sifat radioaktif dari batuan digunakan untuk menentukan umur nisbi dari Bumi. Tidak lama setelah itu, **B.B. Boltwood** menggunakan penguraian unsur radioaktif yang terdapat dalam mineral Uranium untuk mendapatkan umur nisbi dari beberapa mineral. Maka dengan ini lahirlah Era baru untuk "geochronology", yaitu ilmu untuk mendapatkan umur secara radiometrik terhadap bentuk-bentuk geologi. Ulasan yang lebih terperinci mengenai cara penentuan umur ini dibahas pada sejarah geologi, mengenai jenjang-jenjang waktu geologi. Dengan menggunakan cara tersebut maka dapat diketahui bahwa batuan tertua di Bumi ini berumur 3 bilyun (milyar) tahun. Dengan demikian maka juga diperkirakan umur Bumi ini berkisar antara 4,5 hingga 5 milyar tahun. Terlepas dari hasil perhitungan ini, nampaknya para peneliti astronomi juga tengah mempertimbangkan suatu teori baru yang beranggapan bahwasanya ruang angkasa sekarang ini sedang mengembangkan diri dari ukurannya semula.

2.4. Susunan Interior Bumi

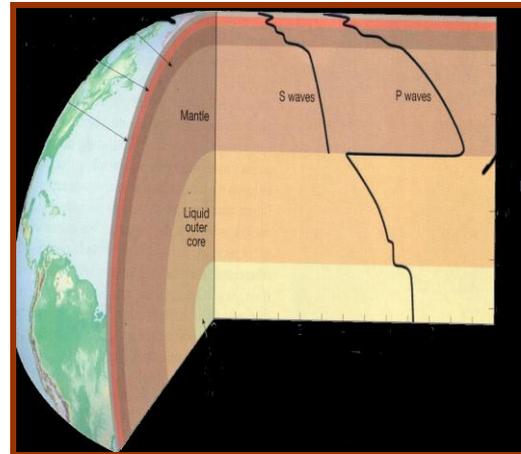
Susunan interior bumi dapat diketahui berdasarkan dari sifat sifat fisika bumi (geofisika). Sebagaimana kita ketahui bahwa bumi mempunyai sifat-sifat fisik seperti misalnya gaya tarik (gravitasi), kemagnetan, kelistrikan, merambatkan gelombang (seismik), dan sifat fisika lainnya. Melalui sifat fisika bumi inilah para ahli geofisika mempelajari susunan bumi, yaitu misalnya dengan metoda pengukuran gravitasi bumi (gaya tarik bumi), sifat kemagnetan bumi, sifat penghantaran arus listrik, dan sifat menghantarkan gelombang seismik. Metoda seismik adalah salah satu metoda dalam ilmu geofisika yang mengukur sifat rambat gelombang seismik yang menjalar di dalam bumi. Pada dasarnya gelombang seismik dapat diurai menjadi gelombang Primer (P) atau gelombang Longitudinal dan gelombang Sekunder (S) atau gelombang Transversal. Sifat rambat kedua jenis gelombang ini sangat dipengaruhi oleh sifat dari material yang dilaluinya. Gelombang P dapat menjalar pada material berfasa padat maupun cair, sedangkan gelombang S tidak dapat menjalar pada materi yang berfasa cair. Perbedaan sifat rambat kedua jenis gelombang inilah yang dipakai untuk mengetahui jenis material dari interior bumi.

Pada gambar 2-3 diperlihatkan rambatan gelombang P dan S didalam interior bumi yang berasal dari suatu sumber gempa. Sifat/karakter dari rambat gelombang gempa (seismik) di dalam bumi diperlihatkan oleh gelombang S (warna merah) yang tidak merambat pada Inti Bumi bagian luar sedangkan gelombang P (warna hijau) merambat baik pada Inti Bagian Luar maupun Inti Bagian Dalam. Berdasarkan sifat rambat gelombang P dan S tersebut, maka dapat disimpulkan bahwa Inti Bumi Bagian Luar berfasa cair, sedangkan Int Bumi Bagian Dalam bersifat padat. Pada gambar 2-4 diperlihatkan kecepatan rambat gelombang P dan S kearah interior bumi, terlihat disini bahwa

gelombang S tidak menjalar pada bagian Inti Bumi bagian luar yang berfase cair (liquid), sedangkan gelombang P tetap menjalar pada bagian luar Inti Bumi yang berfase cair, namun terjadi perubahan kecepatan rambat gelombang P dari bagian Mantel Bumi ke arah Inti Bumi bagian luar menjadi lambat. Dari gambar 2-4 dapat disimpulkan bahwa antara Kulit Bumi dengan Mantel Luar dibatasi oleh suatu material yang berfase semi-plastis yang saat ini dikenal sebagai tempat dimana kerak bumi (lempeng lempeng bumi) bersifat mobil dan setiap lempeng saling bergerak.

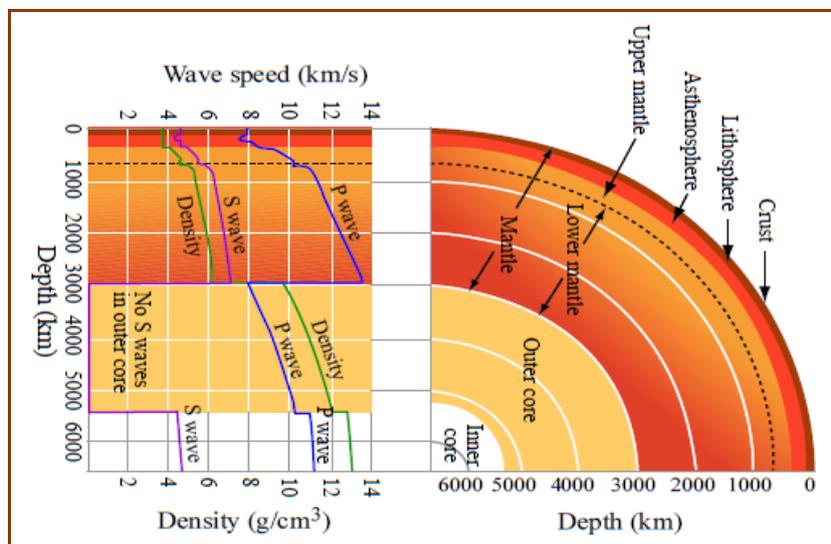


Gambar 2-3. Rambatan gelombang Primer (P) dan Sekunder (S) pada interior bumi. Gelombang P (garis hijau) merambat pada semua bagian dari lapisan material bumi sedangkan gelombang S (garis merah) hanya merambat pada bagian mantel dari interior bumi.



Gambar 2-4. Sifat rambat gelombang P dan S pada interior bumi. Terlihat gelombang P dapat merambat pada interior bumi baik yang berfase padat maupun berfase cair, sedangkan gelombang S tidak merambat pada Inti Bumi bagian luar yang berfase cair.

Bagian-bagian utama dari Bumi yang terlihat pada gambar 2-5, yaitu : (1) Inti, yang terdiri dari dua bagian. Inti bagian dalam yang bersifat padat, dan ditafsirkan sebagai terdiri terutama dari unsur besi, dengan jari-jari 1216 Km., Inti bagian luar, berupa lelehan (cair), dengan unsur-unsur metal mempunyai ketebalan 2270 Km; Kemudian (2) Mantel Bumi setebal 2885 Km; terdiri dari batuan padat, dan berikutnya (3) Kerak Bumi, yang relatif ringan dan merupakan “kulit luar” dari Bumi, dengan ketebalan berkisar antara 5 hingga 40 Km.



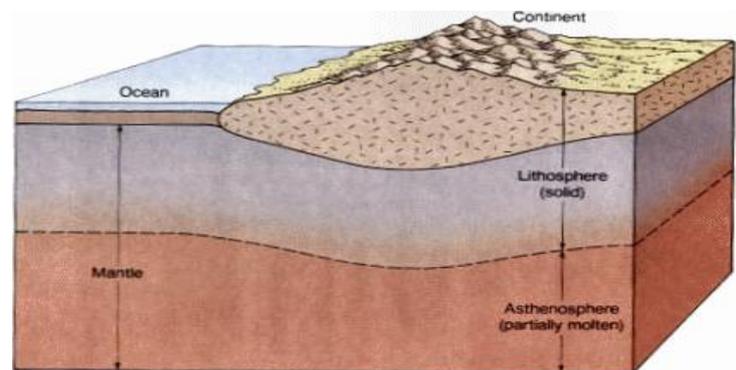
Gambar 2-5 Hubungan Kecepatan rambat gelombang P dan S dengan Susunan Interior Bumi (Inti Bumi, Mantel, Asthenosphere, Lithosphere, dan Kerak Bumi)

2.5. Material dan Susunan Kulit Bumi

2.5.1. Selaput Batuan (Litosfir)

Litosfir atau bagian yang padat dari Bumi, berada dibawah Atmosfir dan Samudra. Sebagian besar dari apa yang kita pelajari dan ketahui tentang bagian yang padat dari Bumi ini, berasal dari apa yang dapat kita lihat dan raba diatas permukaan Bumi. Para ilmuwan Ilmu Kebumihan, umumnya berpendapat bahwa Bumi ini lahir pada saat yang bersamaan dengan lahirnya MATAHARI beserta planit-planit lainnya, berasal dari awan yang berpusing yang terdiri dari bahan-bahan berukuran debu, dan terjadi pada kurang lebih 5 hingga 6 milyar tahun yang lalu. Bahan-bahan tersebut kemudian saling mengikat diri, menyatu dan membentuk Litosfir. Beberapa saat setelah Bumi kita ini terbentuk, terjadilah proses pembentukan lelehan yang menempati bagian intinya. Lelehan tersebut kemudian mengalami proses pemisahan, dimana unsur-unsur yang berat yang terutama terdiri dari besi dan nikel akan mengendap, sedangkan yang ringan akan mengapung diatasnya. Sebagai akibat dari proses pemisahan tersebut, maka Bumi ini menjadi tidak bersifat homogen, tetapi terdiri dari beberapa lapisan konsentris yang mempunyai sifat-sifat fisik yang berbeda.

Disamping bagian-bagian utama tersebut diatas, ada suatu zona terletak didalam mantel-Bumi yang berada antara kedalaman 100 dan 350 Km, bahkan dapat berlanjut hingga 700 Km., dari permukaan Bumi. Zona ini mempunyai sifat fisik yang khas, yaitu dapat berubah menjadi bersifat lentur dan mudah mengalir. Oleh para ahli geologi zona ini dinamakan "Astenosfir". Adalah suatu zona yang lemah, panas dan dalam kondisi tertentu dapat bersifat secara berangsur sebagai aliran. Diatas zona ini, terdapat lapisan Bumi yang padat disebut "Litosfir" (atau selaput batuan) yang mencakup bagian atas dari Mantel-Bumi serta seluruh lapisan Kerak-Bumi (gambar 2-6).



Gambar 2-6 Bagian Kerak Bumi (Selaput Batuan / Litosfir)

Berdasarkan temuan-temuan baru di bidang Ilmu Geofisika dan Ilmu Kelautan selama dasawarsa terakhir, litosfir digambarkan sebagai terdiri dari beberapa "lempeng" atau "pelat" (karena luasnya yang lebih besar dari ketebalannya), yang bersifat tegar dan dapat bergerak dengan bebas diatas Astenosfir yang bersifat lentur, dan dalam keadaan tertentu dapat berubah secara berangsur menjadi mudah mengalir. Temuan-temuan baru tersebut telah menghidupkan kembali pemikiran-pemikiran lama tentang teori pemisahan benua (*continental drift theory*) yang dilontarkan pada sekitar tahun 1929 yang kemudian ditinggalkan.

Teori yang pada saat itu dianggap sangat radikal karena bertentangan dengan anggapan yang berkembang pada waktu itu, bahwa benua dan samudra merupakan bagian dari bumi yang permanen, maka teori tersebut tidak mendapatkan tempat diantara para ilmuwan Kebumihan. Gambaran tentang struktur interior bumi yang dikemukakan 50 tahun kemudian sebagai hasil kerja keras para peneliti dengan cara mengumpulkan data lebih banyak lagi, baik di daratan maupun di samudra, telah melahirkan pandangan yang sangat maju dalam Ilmu Kebumihan, sehingga dianggap sebagai suatu revolusi dalam pemikiran di bidang Ilmu ini. Susunan dan komposisi litosfir (kerak benua dan kerak samudra) dapat diketahui dengan cara menganalisa batuan-batuan yang tersingkap

di permukaan bumi, atau hasil pemboran inti, maupun produk aktivitas gunungapi. Berdasarkan analisa kimia dari sampel batuan yang diambil di berbagai tempat di bumi, secara umum unsur kimia yang paling dominan sebagai penyusun litosfir adalah sebagai berikut:

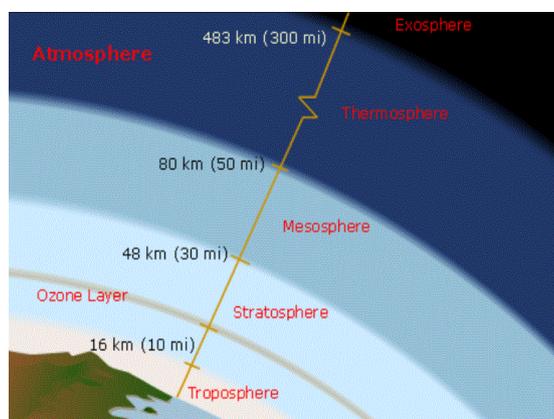
Tabel 2-1
Unsur Kimia Penyusun Litosfir
(Kerak Bumi)

Unsur	Persen Berat
Oxygen (O)	46.6
Silicon (Si)	27.7
Aluminium (Al)	8.1
Iron (Fe)	5.0
Calcium (Ca)	3.6
Sodium (Na)	2.8
Pottasium (K)	2.6
Magnesium, (Mg)	2.1
Lain-nya	1.5
Total	100

Meskipun titik berat dari ilmu geologi adalah studi mengenai bagian-bagian dari Bumi yang padat, tetapi adalah juga penting untuk mengetahui sesuatu tentang bahan-bahan lainnya yang menyelimuti dan berinteraksi dengan berbagai cara dengan bumi. Mereka itu adalah bahan yang berwujud udara dan air, atau yang sehari-hari kita kenali sebagai atmosfera dan hidrosfera. Lapisan-lapisan udara dan air ini dapat kita gambarkan sebagai selaput yang saling menutup, tetapi pada batas-batas tertentu mereka ini saling bercampur. Masing-masing selaput terdiri dari bahan-bahan yang khas dan didalam bahan itu sendiri juga berlangsung proses-proses tertentu.

2.5.2. Selaput udara (Atmosfir)

Selaput atau lapisan udara ini sepiantas nampaknya tidak mempunyai peranan yang berarti terhadap lingkungan geologi. Sebenarnya fungsi dari Atmosfera adalah: (1). merupakan media perantara untuk memindahkan air dari lautan melalui proses penguapan ke daratan yang kemudian jatuh kembali sebagai hujan dan salju; (2). merupakan salah satu gaya utama dalam proses pelapukan, dan ketiga bertindak sebagai pengatur khasanah kehidupan dan suhu di atas permukaan bumi. Atmosfera disini berfungsi sebagai pelindung dari permukaan bumi terhadap pancaran sinar ultra-violet yang tiba di atas permukaan bumi dalam jumlah yang berlebihan.



Gambar 2-7 Bagian bagian dari Atmosfir (Troposfir, Stratosfir, Mesosfir, Termosfir, dan Eksosfir)

Dapat dikatakan bahwa sebagian besar dari udara, atau \pm 78%, terdiri dari unsur nitrogen dan hampir 21% adalah Oksigen. Sisanya adalah Argon (< dari 1%), CO₂ hanya 0,33% saja. Adapun gas-gas lainnya seperti Hidrogen dan Helium jumlahnya tidak berarti. Nitrogen sendiri tidak mudah untuk bersenyawa dengan unsur-unsur lain, tetapi ada proses-proses dimana gas-gas ini

dapat bergabung menjadi senyawa nitrogen yang kemudian menjadi sangat penting artinya untuk proses-proses organik dalam lingkungan kehidupan atau apa yang kita kenali sebagai biosfera. Sebaliknya unsur oksigen adalah unsur yang sangat aktif untuk bersenyawa dan segera akan menyatu dengan unsur-unsur lainnya didalam suatu proses yang lazim kita kenal sebagai oksidasi.

Disamping unsur-unsur tersebut diatas, udara juga mengandung sejumlah uap-air, debu berasal dari letusan gunung-berapi dan partikel-partikel lainnya yang berasal dari kosmos. Gas-gas dan uap-air didalam udara ini akan terlibat dalam persenyawaan kimiawi dengan bahan-bahan yang membentuk permukaan Bumi dan air laut. 99% dari atmosfera berada di daerah hingga ketinggian \pm 29 Km. Sisanya tersebar merata sampai di ketinggian 10.000 Km. Bagian atmosfera dari ketinggian 0 sampai 15 Km disebut troposfer atau selaput udara, dimana didalamnya dijumpai adanya perubahan-perubahan iklim, angin, hujan dan salju (perubahan cuaca). Gerak-gerak udara yang berlangsung diatas permukaan bumi seperti angin, ini akan berfungsi sebagai gaya pengikis dan pengangkut.

2.5.3. Selaput air (Hidrosfir)

Menempati ruang mulai dari bagian atas atmosfer hingga menembus ke kedalaman 10 Km dibawah permukaan Bumi, yang terdiri dari samudra, gletser, sungai dan danau, uap air dalam atmosfer dan air-tanah. Termasuk kedalam selaput ini adalah semua bentuk air yang berada diatas dan didekat permukaan bumi, 97,2% air di bumi berada di laut dan samudra. Tetapi mereka ini mudah untuk menguap dalam jumlah yang cukup besar untuk selanjutnya masuk kedalam atmosfera dan kemudian dijatuhkan kembali ke Bumi sebagai hujan dan salju.

Apabila kita memperhatikan keadaan seluruh permukaan bumi, maka ciri yang paling menonjol adalah suatu warna biru yang ditimbulkan oleh hadirnya lautan. Meskipun planet-planet MARS, VENUS dan juga BUMI diselimuti oleh awan, tetapi ternyata hanya planet BUMI saja yang mendapat julukan “the blue planets”. Daratan, ternyata hanya menempati luas sekitar 29% saja dari seluruh permukaan bumi ini. Sisanya adalah laut dan air. Bumi ini bahkan diduga jumlah luas daratan yang ada itu lebih kecil lagi dari yang diperkirakan. Kedalaman rata-rata laut kita adalah hampir 4 Km. Angka ini sangat tidak berarti apa-apa jika dibandingkan dengan panjangnya jari-jari Bumi yang berkisar sekitar 6400 Km. Namun demikian, laut tetap merupakan tempat penampungan air terbesar di Bumi ini. Mengingat fungsi dari air yang sangat vital dalam tata kehidupan, maka Ilmu pengetahuan yang khusus diperuntukan bagi sifat-sifat air ini berkembang menjadi suatu ilmu yang merupakan cabang dari Ilmu Geologi, yaitu “Geohidrologi”. Daur hidrologi adalah merupakan salah satu perwujudan dari hasil perkembangan ilmu tersebut.

2.6. Tektonik Lempeng

Sudah sejak lama para ahli kebumiharian meyakini bahwa benua-benua yang ada di muka bumi ini sebenarnya tidaklah tetap di tempatnya, akan tetapi secara perlahan benua-benua tersebut bermigrasi di sepanjang bola bumi. Terpisahnya bagian daratan dari daratan asalnya dapat membentuk suatu lautan yang baru dan dapat juga berakibat pada terjadinya proses daur ulang lantai samudra kedalam interior bumi. Sifat mobilitas dari kerak bumi diketahui dengan adanya gempa bumi, aktifitas gunungapi dan pembentukan pegunungan (orogenesis). Berdasarkan ilmu pengetahuan kebumiharian, teori yang menjelaskan mengenai bumi yang dinamis (mobil) dikenal dengan Tektonik Lempeng.

2.6.1. Hipotesa Pengapungan Benua (Continental Drift)

Revolusi dalam ilmu pengetahuan kebumiharian sudah dimulai sejak awal abad ke 19, yaitu ketika munculnya suatu pemikiran yang bersifat radikal pada kala itu dengan mengajukan hipotesa tentang benua-benua yang bersifat mobil yang ada di permukaan bumi. Sebenarnya teori tektonik lempeng sudah muncul ketika gagasan mengenai hipotesa Pengapungan Benua (Continental Drift) diperkenalkan pertama kalinya oleh **Alfred Wegener** (1915) dalam bukunya “Die Entstehung der Kontinente und Ozeane” atau “The Origins of Oceans and Continents”



Alfred Lothar Wegener lahir di Berlin pada tanggal 1 November 1880 adalah seorang ilmuwan dan meteorolog dari Jerman. Ia dikenal dengan hipotesanya mengenai “*Continental Drift*” (Kontinentalverschiebung), yang dikemukakan pada tahun 1912 dan menyatakan bahwa kontinen secara perlahan bergerak di permukaan bumi. Hipotesa “Continental Drift” muncul ketika ia dikagetkan oleh keberadaan fosil dalam strata geologi yang sekarang dipisahkan oleh lautan semasa bekerja di Universitas Marburg. Wegener meyakinkan bahwa kontinen itu sendiri telah mengalami pergeseran sehingga terpisah dari kontinen induknya (supercontinent), yang terjadi sekitar 180 juta tahun yang lalu, hal ini terlihat dari bukti fosil yang terdapat didalamnya.

Wegener menggunakan fitur-fitur alam, fosil, dan iklim sebagai bukti untuk mendukung hipotesisnya tentang continental drift. Contoh dari fitur alam yang digunakan adalah posisi antar gunung di Afrika dan Amerika Selatan yang sejajar; juga keberadaan batubara di Eropa cocok dengan keberadaan batubara di Amerika Utara. Wegener juga mencatat bahwa fosil reptil seperti Mesosaurus dan Lystrosaurus ditemukan di tempat yang sekarang terpisahkan oleh lautan. Seiring dengan kemungkinan bahwa reptil tersebut telah berenang dengan jarak yang sangat jauh, Wegener yakin bahwa reptil-reptil tersebut pernah hidup pada satu daratan yang kemudian terpisah atau terbagi-bagi. Tahun 1912 Wegener menerbitkan teori “Continental Drift”, yang menyebutkan bahwa semua kontinen pada awalnya merupakan satu kesatuan dan kemudian karena pergerakannya kontinen tersebut terbagi menjadi beberapa bagian yang kemudian bermigrasi (drifted) ke posisi seperti saat ini. Pada tahun 1915, dalam *The Origin of Continents and Oceans* (Die Entstehung der Kontinente und Ozeane), Wegener mempublikasikan teori bahwa dahulu pernah ada satu superkontinen, yang di kemudian hari dinamakannya “Pangaea” yang berarti “Semua Daratan”, dan mengumpulkan bukti-bukti dari berbagai bidang. Bukti-bukti tentang adanya super-kontinen Pangaea pada 180 juta tahun yang lalu didukung oleh fakta-fakta sebagai berikut:

1. Kecocokan / kesamaan Garis Pantai

Adanya kecocokan garis pantai yang ada di benua Amerika Selatan bagian timur dengan garis pantai benua Afrika bagian barat, dimana kedua garis pantai ini cocok dan dapat dihimpitkan satu dengan lainnya (gambar 2-8). Wegener menduga bahwa benua-benua tersebut di atas pada awalnya adalah satu atas dasar kesamaan garis pantai. Atas dasar inilah kemudian Wegener mencoba untuk mencocokkan semua benua-benua yang ada di muka bumi.

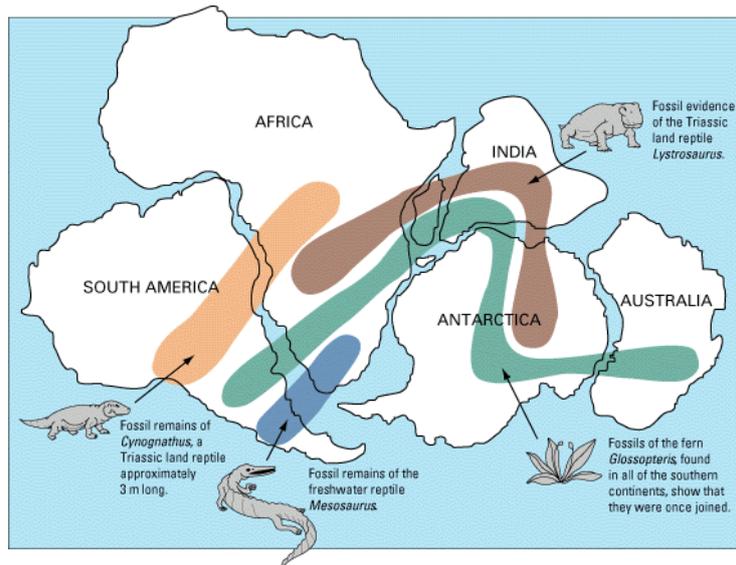


Gambar 2-8 Kecocokan garis pantai benua Amerika Selatan Bagian Timur dengan garis pantai benua Afrika Bagian Barat

2. Persebaran Fosil:

Diketemukannya fosil-fosil yang berasal dari binatang dan tumbuhan yang tersebar luas dan terpisah di beberapa benua, seperti (gambar 2-9):

- a) Fosil *Cynognathus*, suatu reptil yang hidup sekitar 240 juta tahun yang lalu dan ditemukan di benua Amerika Selatan dan benua Afrika.
- b) Fosil *Mesosaurus*, suatu reptil yang hidup di danau air tawar dan sungai yang hidup sekitar 260 juta tahun yang lalu, ditemukan di benua Amerika Selatan dan benua Afrika.
- c) Fosil *Lystrosaurus*, suatu reptil yang hidup di daratan sekitar 240 juta tahun yang lalu, ditemukan di benua Afrika, India, dan Antartika.
- d) Fosil *Glossopteris*, suatu tanaman yang hidup 260 juta tahun yang lalu, dijumpai di benua Afrika, Amerika Selatan, India, Australia, dan Antartika.



Gambar 2-9 Persebaran fosil *Cynognathus* ditemukan hanya di benua Amerika Selatan dan benua Afrika; fosil *Lystrosaurus* dijumpai di benua-benua Afrika, India, dan Antartika; fosil *Mesosaurus* di benua Amerika Selatan dan Afrika, dan fosil *Glossopteris* dijumpai di benua Amerika Selatan, Afrika, India, Antartika, dan Australia.

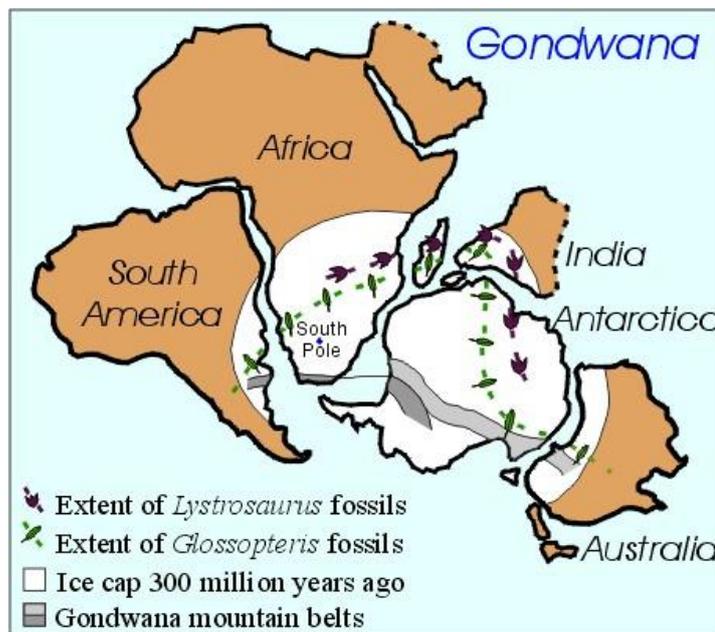
Pertanyaannya adalah, bagaimana binatang-binatang darat tersebut dapat bermigrasi menyebrangi lautan yang sangat luas serta di laut yang terbuka? Boleh jadi jawabannya adalah bahwa benua-benua yang ada sekarang pada waktu itu bersatu yang kemudian pecah dan terpisah pisah seperti posisi saat ini.

3. Kesamaan Jenis Batuan :

Jalur pegunungan Appalachian yang berada di bagian timur benua Amerika Utara dengan sebaran berarah timurlaut dan secara tiba-tiba menghilang di pantai Newfoundland. Pegunungan yang umurnya sama dengan pegunungan Appalachian juga dijumpai di British Isles dan Scandinavia. Kedua pegunungan tersebut apabila diletakkan pada lokasi sebelum terjadinya pemisahan / pengapungan, kedua pegunungan ini akan membentuk suatu jalur pegunungan yang menerus. Dengan cara mempersatukan kenampakan bentuk-bentuk geologi yang dipisahkan oleh suatu lautan memang diperlukan, akan tetapi data data tersebut belum cukup untuk membuktikan hipotesa pengapungan benua (continental drift). Dengan kata lain, jika suatu benua telah mengalami pemisahan satu dan lainnya, maka mutlak diperlukan bukti-bukti bahwa struktur geologi dan jenis batuan yang cocok/sesuai. Meskipun bukti-bukti dari kenampakan geologinya cocok antara benua benua yang dipisahkan oleh lautan, namun belum cukup untuk membuktikan bahwa daratan/benua tersebut telah mengalami pengapungan.

4. Bukti Iklim Purba (Paleoclimatic) :

Para ahli kebumihantaraan juga telah mempelajari mengenai iklim purba, dimana pada 250 juta tahun yang lalu diketahui bahwa belahan bumi bagian selatan pada zaman itu terjadi iklim dingin, dimana belahan bumi bagian selatan ditutupi oleh lapisan es yang sangat tebal, seperti benua Antartika, Australia, Amerika Selatan, Afrika, dan India (gambar 2-10). Wilayah yang terkena glasiasi di daratan Afrika ternyata menerus hingga ke wilayah ekuator. Akan tetapi argumentasi ini kemudian ditolak oleh para ahli kebumihantaraan, karena selama perioda glasiasi di belahan bumi bagian selatan, di belahan bumi bagian utara beriklim tropis yang ditandai dengan berkembangnya hutan rawa tropis yang sangat luas dan merupakan material asal dari endapan batubara yang dijumpai di Amerika bagian timur, Eropa dan Asia. Pada saat ini, para ahli kebumihantaraan baru percaya bahwa daratan yang mengalami glasiasi berasal dari satu daratan yang dikenal dengan super-kontinen Pangaea yang terletak jauh di bagian selatan dari posisi saat ini. Bukti-bukti dari Wegener dalam mendukung hipotesa Pengapungan Benua baru diperoleh setelah 50 tahun sebelum masyarakat ahli kebumihantaraan mempercayai kebenaran tentang hipotesa Pengapungan Benua.



Gambar 2-10 Sebaran lapisan es di belahan bumi bagian selatan pada 250 – 300 juta tahun yang lalu serta sebaran fosil *Lystrosaurus* dijumpai di benua-benua Afrika, India, dan Antartika; fosil *Glossopteris* dijumpai di benua-benua Amerika Selatan, Afrika, India, Antartika, dan Australia.

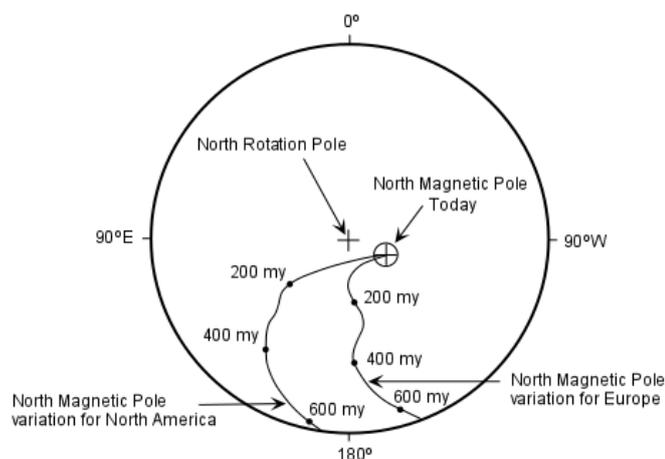
5. Pengapungan Benua dan Paleomagnetisme :

Ketika pertama kali hipotesa Pengapungan Benua dikemukakan oleh Wegener, yaitu pada periode 1930 hingga awal tahun 1950-an, bukti-bukti yang mendukung hipotesa ini sangat minim sekali. Adapun perhatian terhadap hipotesa ini baru terjadi ketika penelitian mengenai penentuan Intensitas dan Arah medan magnet bumi. Setiap orang yang pernah menggunakan kompas tahu bahwa medan magnet bumi mempunyai kutub, yaitu kutub utara dan kutub selatan yang arahnya hampir berimpit dengan arah kutub geografis bumi. Medan magnet bumi juga mempunyai kesamaan dengan yang dihasilkan oleh suatu batang magnet, yaitu menghasilkan garis-garis imajiner yang berasal dari gaya magnet bumi yang bergerak melalui bumi dan menerus dari satu kutub ke kutub lainnya. Jarum kompas itu sendiri berfungsi sebagai suatu magnet kecil yang bebas bergerak di dalam medan magnet bumi dan akan ditarik ke arah kutub-kutub magnet bumi.

Suatu metoda yang dipakai untuk mengetahui medan magnet purba adalah dengan cara menganalisa beberapa batuan yang mengandung mineral-mineral yang kaya unsur besinya yang dikenal sebagai fosil kompas. Mineral yang kaya akan unsur besi, seperti magnetite banyak terdapat dalam aliran lava yang berkomposisi basaltis. Saat suatu lava yang berkomposisi basaltis mendingin (menghablur) dibawah temperatur Curie ($\pm 580^{\circ} \text{C}$), maka butiran butiran yang kaya akan unsur besi akan mengalami magnetisasi dengan arah medan magnet yang ada pada saat itu. Sekali batuan tersebut membeku maka arah kemagnetan (magnetisasi) yang dimilikinya akan tertinggal di dalam batuan tersebut. Arah kemagnetan ini akan bertindak sebagai suatu kompas ke arah kutub magnet yang ada. Jika batuan tersebut berpindah dari tempat asalnya, maka kemagnetan batuan tersebut akan tetap pada arah aslinya. Batuan batuan yang terbentuk jutaan tahun yang lalu akan merekam arah kutub magnet pada saat dan tempat dimana batuan tersebut terbentuk, dan hal ini dikenal sebagai Paleomagnetisme.

Penelitian mengenai arah kemagnetan purba pada aliran lava yang diambil di Eropa dan Asia pada tahun 1950-an menunjukkan bahwa arah kemagnetan untuk batuan batuan yang berumur muda cocok dengan arah medan magnet bumi saat ini, akan tetapi arah kemagnetan (magnetic alignment) pada aliran lava yang lebih tua ternyata menunjukkan arah kemagnetan yang sangat bervariasi dengan perbedaan yang cukup besar. Berdasarkan hasil plotting dari posisi yang terlihat sebagai kutub magnet utara untuk benua Eurasia meng-indikasikan bahwa selama 500 juta tahun yang lalu, lokasi – lokasi dari kutub utara magnet bumi secara berangsur berpindah pindah. Hal ini merupakan bukti kuat bahwa kutub magnet bumi telah mengalami berpindahan / bermigrasi. Perpindahan arah kutub magnet ini dikenal sebagai “Pole Magnetic Wandering” yaitu arah kutub magnet yang berkelana/berpindah pindah. Sebaliknya apabila arah kutub magnet dianggap tetap pada posisi seperti saat ini maka penjelasannya adalah bahwa benua yang mengalami perpindahan atau pengapungan.

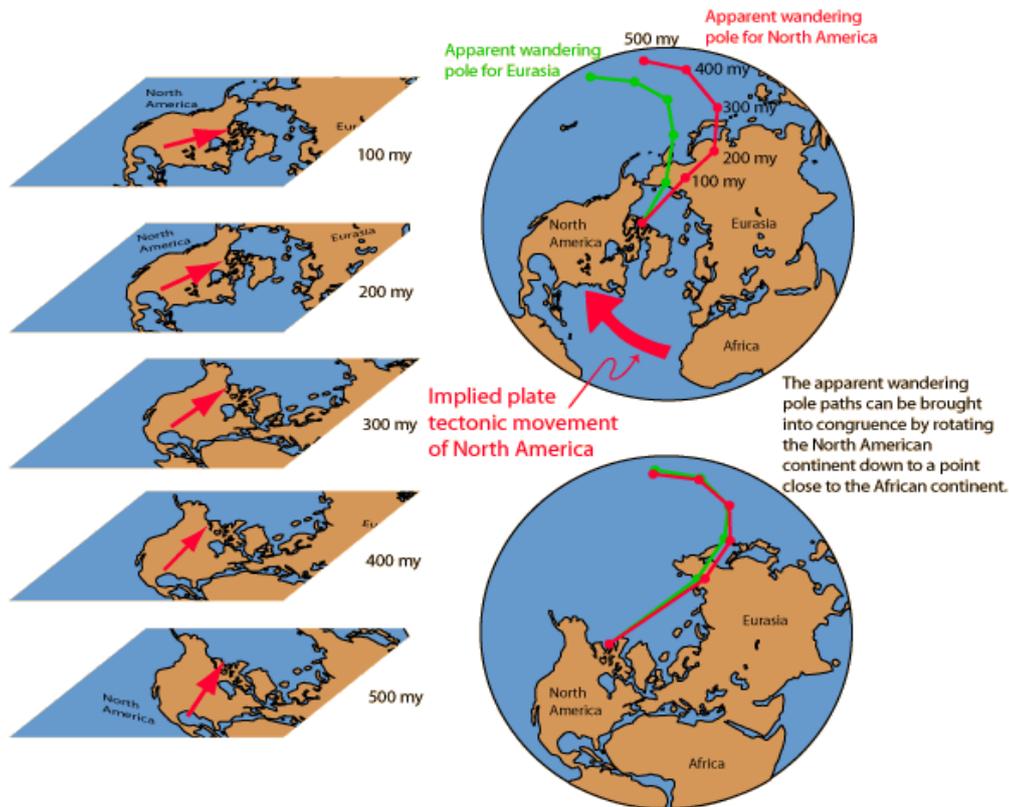
Semua bukti-bukti ilmiah tersebut meng-indikasikan bahwa posisi rata-rata dari kutub kutub magnet erat kaitannya dengan posisi kutub geografis bumi. Dengan demikian, jika posisi kutub-kutub magnet relatif tetap pada posisinya, maka kutub-kutub yang terlihat berpindah pindah dapat dijelaskan dengan hipotesa Pengapungan Benua. Beberapa tahun kemudian, suatu kurva dari kenampakan kutub-kutub magnet yang berpindah pindah juga dilakukan untuk benua Amerika Utara. Apabila diperbandingkan hasil dari kedua jalur perpindahan kutub magnet bumi, baik yang ada di Amerika Utara dan Eurasia memperlihatkan kesamaan dan kemiripan dari jalur perpindahan kutub kutub magnet bumi tersebut yang terpisah dengan sudut 30° . (gambar 2-11)



Gambar 2-11 Dua kurva Perpindahan Arah Kutub Utara Magnet Bumi (north magnetic pole wandering) hasil analisa batuan lava yang berasal dari dua benua, yaitu benua Amerika Utara dan benua Eropa.

Bagaimana para ahli geologi menjelaskan adanya 2 (dua) perbedaan dari kurva perpindahan kutub kutub magnet yang teramati tersebut. Apakah mungkin ada 2 kutub magnet? Penjelasan

yang lebih masuk akal adalah dengan menganggap bahwa kutub mempunyai posisi yang tetap, sementara benua-benua mengalami perpindahan. Data paleomagnetisme dari batuan batuan yang berumur 200 juta tahun di Amerika Utara dan Eurasia menunjukkan adanya 2 kutub magnet utara yang terletak pada jarak beberapa ribu kilometer dari kutub geografi saat ini. Dengan cara mengembalikan ke posisi semula melalui Pengapungan Benua, maka benua-benua tersebut akan menyatu sebagai bagian dari super-kontinen Pangaea pada 200 juta tahun yang lalu.



Gambar 2-12 Kurva dari perpindahan kutub utara magnet bumi berdasarkan hasil analisa arah kemagnetan purba yang terekam dalam batuan lava yang berasal dari hasil analisa batuan-batuan di benua Eropa dan Asia serta batuan-batuan yang berasal dari benua Amerika Utara. Kedua kurva perpindahan kutub utara magnet bumi membentuk sudut 30° dan apabila dianggap arah kutub utara bumi tetap ditempatnya, maka dengan cara menyatukan ke dua kurva tersebut dapat menjelaskan adanya perpindahan / pemisahan benua-benua seperti posisi saat ini.

2.6.2. Hipotesa Pemekaran Lantai Samudra (Sea Floor Spreading Hypothesis)

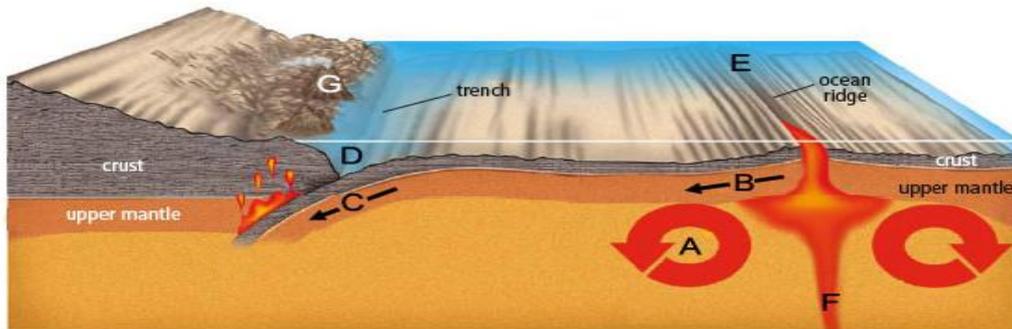


Harry Hammond Hess (24 Mei 1906 - 25 Agustus 1969) adalah seorang ahli geologi laut yang bekerja sebagai perwira angkatan laut Amerika pada perang dunia ke 2. Pada tahun 1934 bergabung dengan Universitas Princeton yang kemudian menjadi ketua departemen geologi.

Pada tahun 1960 Harry Hess mengemukakan hipotesa pemekaran lantai samudra dalam tulisannya yang berjudul “*Essay in geopoetry describing evidence for sea-floor spreading*”. Dalam tulisannya diuraikan mengenai bukti-bukti adanya pemekaran lantai samudra yang terjadi di pematang tengah samudra (*mid oceanic ridges*), *Guyots*, serta umur kerak samudra yang lebih muda dari 180 juta tahun.

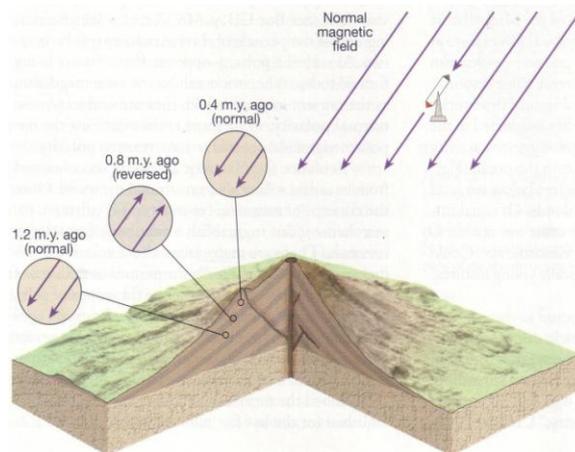
Hipotesa pemekaran lantai samudra pada dasarnya adalah suatu hipotesa yang menganggap bahwa bagian kulit bumi yang ada didasar samudra Atlantik tepatnya di Pematang Tengah Samudra mengalami pemekaran yang diakibatkan oleh gaya tarikan (tensional force) yang digerakan oleh

arus konveksi yang berada di bagian mantel bumi (astenosfir). Akibat dari pemekaran yang terjadi disepanjang sumbu Pematang Tengah Samudra, maka magma yang berasal dari astenosfir kemudian naik dan membeku. Pergerakan lantai samudra (litosfir) ke arah kiri dan kanan di sepanjang sumbu pemekaran Pematang Tengah Samudra lebih disebabkan oleh arus konveksi yang berasal dari lapisan mantel bumi (astenosfir). Arus konveksi inilah yang menggerakkan kerak samudra (lempeng samudra) yang berfungsi sebagai ban berjalan (conveyor-belt). Gambar 2-13 memperlihatkan ilustrasi dari pemekaran lantai samudra oleh arus konveksi yang adadi lapisan astenosfir.



Gambar 2-13 Arus konveksi yang menggerakkan lantai samudra (litosfir), pembentukan material baru di Pematang Tengah Samudra (Midoceanic ridge) dan penyusupan lantai samudra kedalam interior bumi (astenosfir) pada zona subduksi.

Hipotesa pemekaran lantai samudra didukung juga oleh bukti-bukti dari data-data hasil pengukuran kemagnetan purba (paleomagnetism) dan penentuan umur batuan (rock-dating). Kemagnetan purba adalah studi tentang polaritas arah magnet bumi yang terekam oleh mineral yang ada dalam batuan saat batuan tersebut membeku (gambar 2-14).



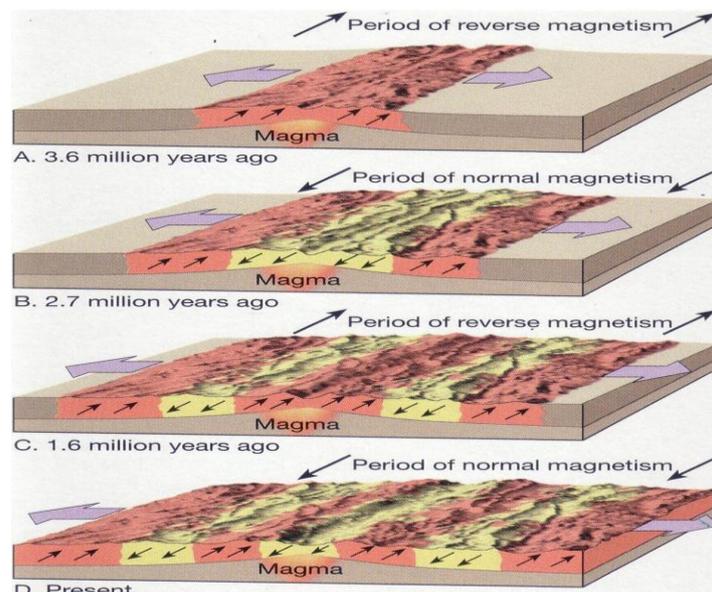
Gambar 2-14 Perekaman arah magnet pada batuan lava ketika pembentukan lava dengan selang waktu 400.000 tahun

Sebagaimana diketahui bahwa mineral-mineral yang menyusun batuan, seperti mineral magnetit akan merekam arah magnet-bumi saat mineral tersebut terbentuk, yaitu pada temperatur lebih kurang 580⁰ Celcius (temperatur Currie). Hasil studi kemagnetan purba yang dilakukan terhadap sampel batuan yang diambil di bagian Pematang Tengah Samudra hingga ke bagian tepi benua menunjukkan terjadinya polaritas arah magnet bumi yang berubah rubah (normal dan reverse) dalam selang waktu setiap 400.000 tahun sekali (gambar 2-15 dan gambar 2-16). Polaritas arah magnet bumi yang terekam pada batuan punggung tengah samudra dapat dipakai untuk merekontruksi posisi dan proses pemisahan antara benua Amerika dan Afrika yang semula berimpit dan data ini didukung oleh hasil penentuan umur batuan yang menunjukkan umur yang semakin muda ke arah pematang tengah samudra. Hal lain yang perlu diketahui dari hipotesa pemekaran lantai samudra adalah bahwa ternyata volume bumi tetap dan tidak semakin besar dengan bertambah luasnya lantai samudra dan

hal ini berarti bahwa harus ada di bagian lain dari kulit bumi dimana kerak samudra mengalami penyusupan kembali ke dalam perut bumi.



Gambar 2-15 Kenampakan Pematang Tengah Samudra (Mid Oceanic Ridge) yang berada di Samudra Atlantik



Gambar 2-16 Proses pembentukan material baru dan periode polaritas arah magnet bumi yang terekam pada batuan dasar lantai samudra sejak 3.6 milyar tahun lalu (atas) hingga saat ini (bawah)

2.6.3. Teori Tektonik Lempeng

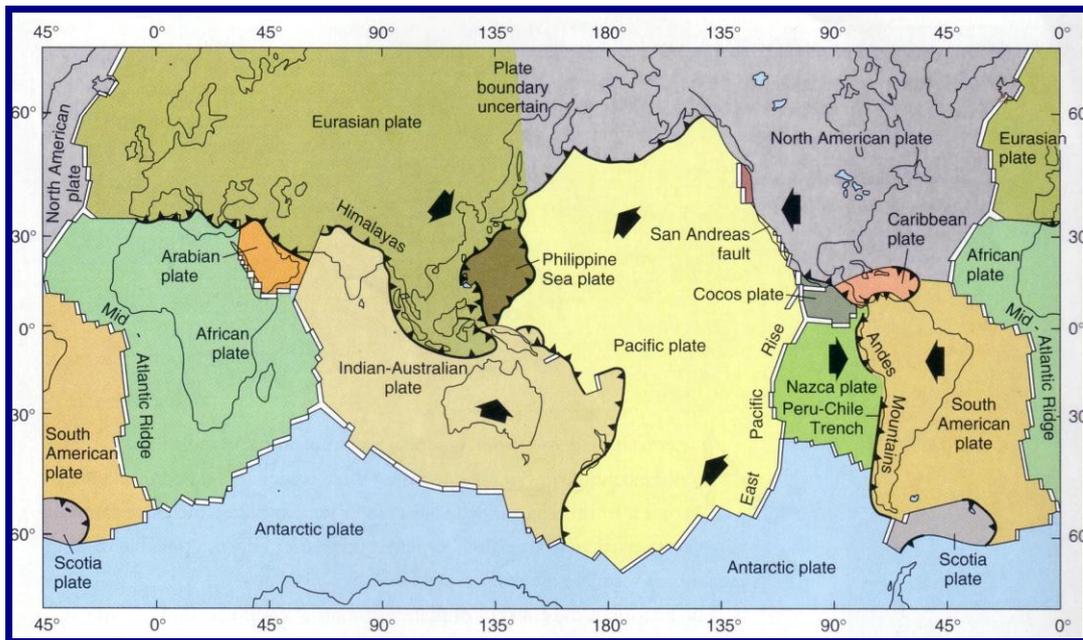
Teori tektonik lempeng adalah suatu teori yang menjelaskan mengenai sifat-sifat bumi yang mobil/dinamis yang disebabkan oleh gaya endogen yang berasal dari dalam bumi. Dalam teori tektonik lempeng dinyatakan bahwa pada dasarnya kerak-bumi (litosfir) terbagi dalam 13 lempeng besar dan kecil. Adapun lempeng-lempeng tersebut terlihat pada gambar 2-17 sebagai berikut:

- 1). Lempeng Pasific (*Pasific plate*),
- 2). Lempeng Euroasia (*Eurasian plate*),
- 3). Lempeng India-Australia (*Indian-Australian plate*),
- 4). Lempeng Afrika (*African plate*),

- 5). Lempeng Amerika Utara (*North American plate*),
- 6). Lempeng Amerika Selatan (*South American plate*),
- 7). Lempeng Antartika (*Antartic plate*)

serta beberapa lempeng kecil seperti :

- 1). Lempeng Nasca (*Nasca plate*),
- 2). Lempeng Arab (*Arabian plate*), dan
- 3). Lempeng Karibia (*Caribbean plate*).
- 4). Lempeng Philippines (Phillippines plate)
- 5). Lempeng Scotia (Scotia plate)
- 6). Lempeng Cocos (Cocos plate)

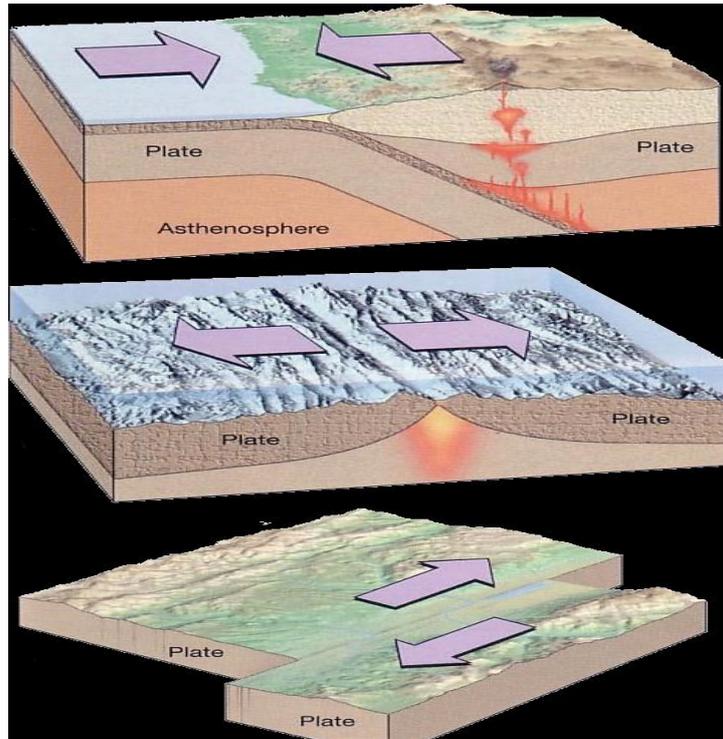


Gambar 2-17 Lempeng-lempeng utama litosfir

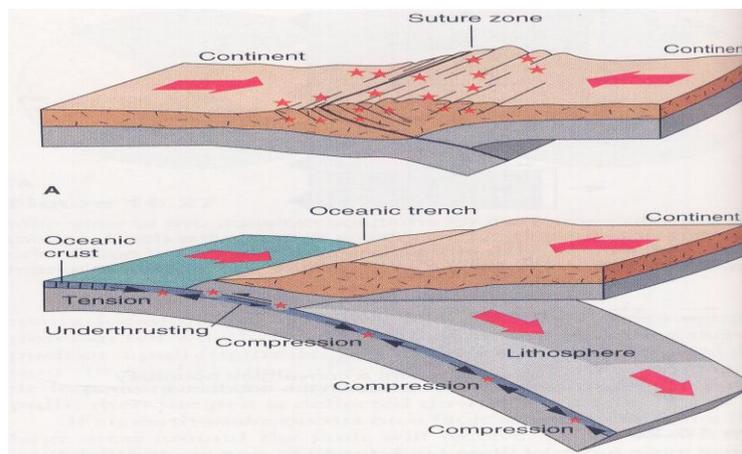
Batas-batas dari ke 13 lempeng tersebut diatas dapat dibedakan berdasarkan interaksi antara lempengnya sebagai berikut (gambar 2-18):

- (1). **Batas Konvergen:** Batas konvergen adalah batas antar lempeng yang saling bertumbukan. Batas lempeng konvergen dapat berupa batas Subduksi (*Subduction*) atau Obduksi (*Obduction*). Batas subduksi adalah batas lempeng yang berupa tumbukan lempeng dimana salah satu lempeng menyusup ke dalam perut bumi dan lempeng lainnya terangkat ke permukaan (gambar 2-19 bawah). Contoh batas lempeng konvergen dengan tipe subduksi adalah Kepulauan Indonesia sebagai bagian dari lempeng benua Asia Tenggara dengan lempeng samudra Hindia–Australia di sebelah selatan Sumatra-Jawa-NTB dan NTT. Batas kedua lempeng ini berupa suatu zona subduksi yang terletak di laut yang berbentuk palung (*trench*) yang memanjang dari Sumatra, Jawa, hingga ke Nusa Tenggara Timur. Contoh lainnya adalah kepulauan Philipina, sebagai hasil subduksi antara lempeng samudra Philipina dengan lempeng samudra Pasifik.

Obduksi adalah batas lempeng yang merupakan hasil tumbukan lempeng benua dengan benua yang membentuk suatu rangkaian pegunungan (gambar 2-19 atas). Contoh batas lempeng tipe obduksi adalah pegunungan Himalaya yang merupakan hasil tumbukan lempeng benua India dengan lempeng benua Eurasia.



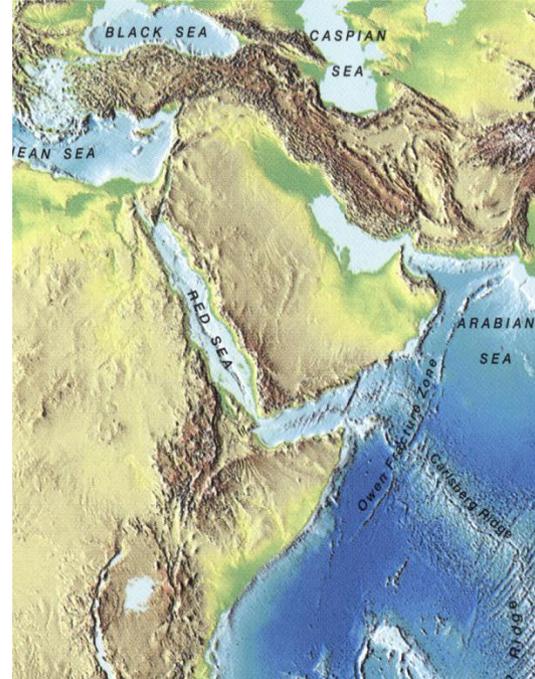
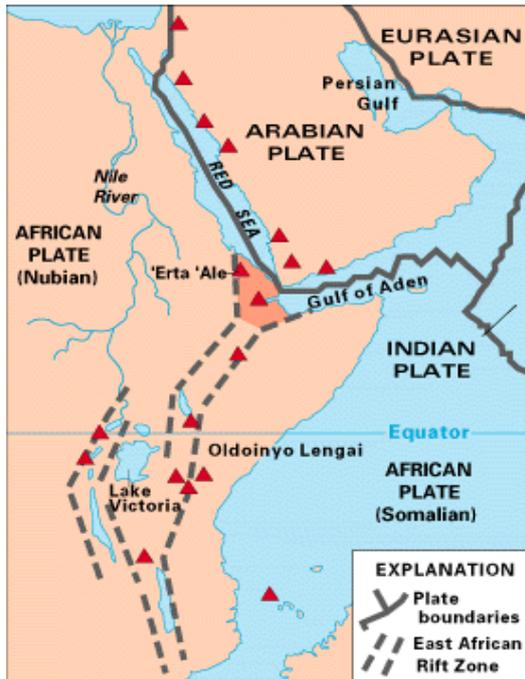
Gambar 2-18 Batas-batas lempeng: Konvergen (atas), Divergen (tengah) dan Transforms (bawah).



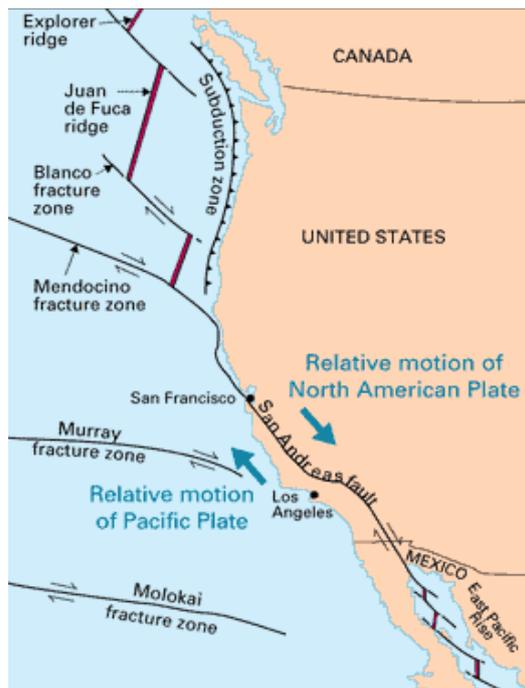
Gambar 2-19 Jenis Batas Konvergen: Obduction / Obduksi (atas) dan Subduction / Subduksi (bawah)

- (2). **Batas Divergen:** Batas divergen adalah batas antar lempeng yang saling menjauh satu dan lainnya. Pemisahan ini disebabkan karena adanya gaya tarik (tensional force) yang mengakibatkan naiknya magma ke permukaan dan membentuk material baru berupa lava yang kemudian berdampak pada lempeng yang saling menjauh. Contoh yang paling terkenal dari batas lempeng jenis divergen adalah Punggung Tengah Samudra (*Mid Oceanic Ridges*) yang berada di dasar samudra Atlantik, disamping itu contoh lainnya adalah rifting yang terjadi antara benua Afrika dengan Jazirah Arab yang membentuk laut merah (gambar 2-20).
- (3). **Batas Transform:** Batas transform adalah batas antar lempeng yang saling berpapasan dan saling bergeser satu dan lainnya menghasilkan suatu sesar mendatar jenis *Strike Slip Fault*. Contoh batas lempeng jenis transforms adalah patahan San Andreas di Amerika Serikat yang merupakan pergeseran lempeng samudra Pasifik dengan lempeng benua Amerika Utara.

Berdasarkan teori tektonik lempeng, lempeng-lempeng yang ada saling bergerak dan berinteraksi satu dengan lainnya. Pergerakan lempeng lempeng tersebut juga secara tidak langsung dipengaruhi oleh rotasi bumi pada sumbunya. Sebagaimana diketahui bahwa kecepatan rotasi yang terjadi bola bumi akan semakin cepat ke arah ekuator. Pada gambar 2-20 Interaksi antar lempeng dapat saling mendekat (konvergen), saling menjauh (divergen) dan saling berpapasan (transform).



Batas Lempeng Divergen (East African Rift dan Laut Merah)

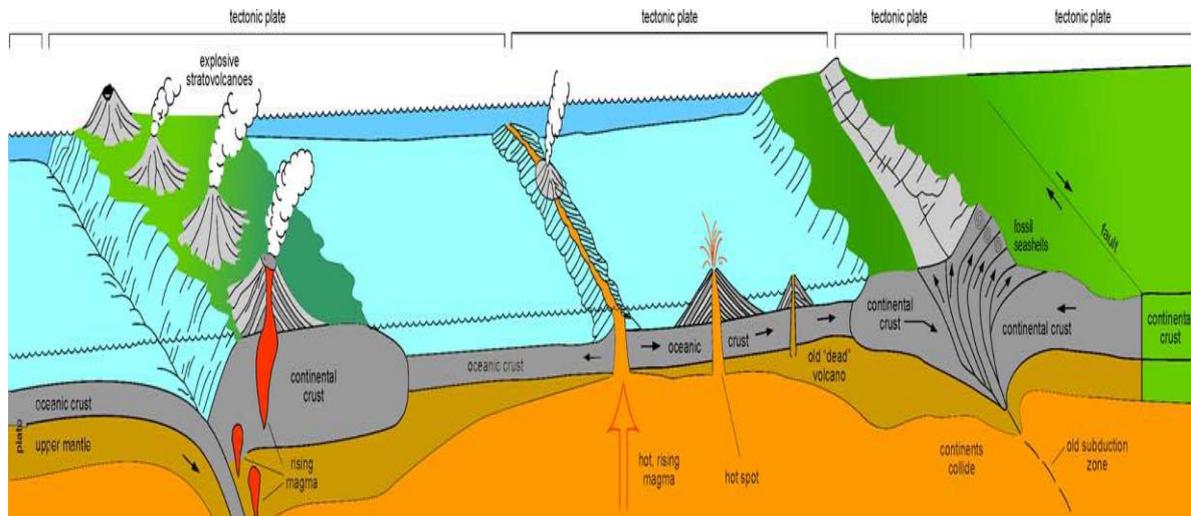


Batas Lempeng Transform Patahan San Andreas

Gambar 2-20 Batas Lempeng Divergen dan Batas Lempeng Transform

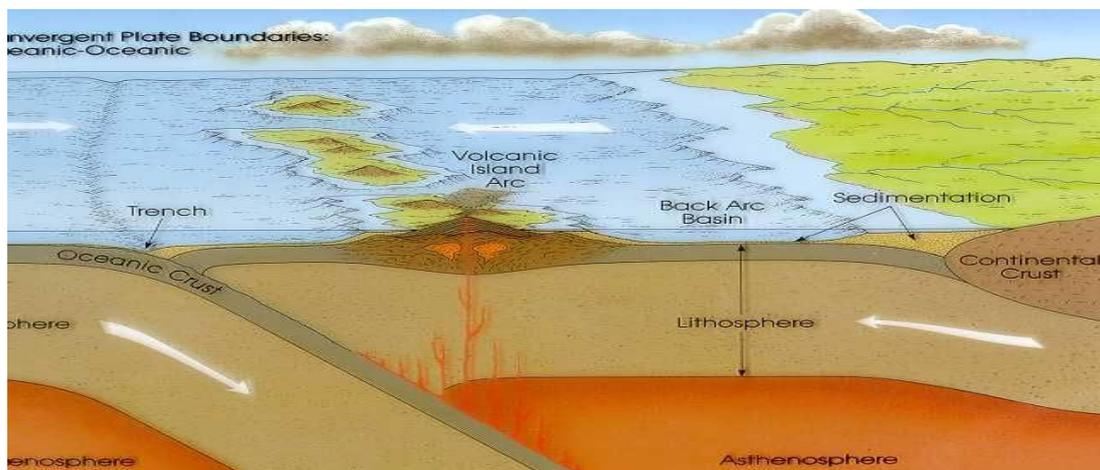
2.6.4. Tatanan Tektonik (Tectonic Setting)

Tatanan tektonik yang ada disuatu wilayah sangat dipengaruhi oleh posisi tektonik yang bekerja di wilayah tersebut. Sebagaimana sudah dijelaskan pada sub bab sebelumnya, interaksi antar lempeng yang terjadi pada batas-batas lempeng konvergen, divergen dan transform akan menghasilkan tatanan tektonik tertentu (gambar 2-21).



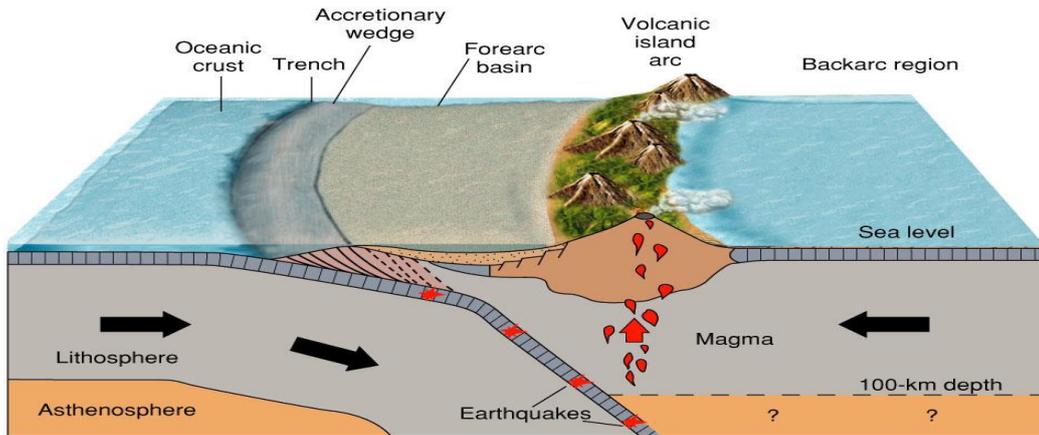
Gambar 2-21 Tatanan Tektonik pada Batas Lempeng Divergen, Batas Lempeng Konvergen, dan Batas Lempeng Transform

Tatanan tektonik yang terjadi pada batas lempeng konvergen, dimana lempeng samudra dan lempeng samudra saling bertemu akan menghasilkan suatu rangkaian busur gunungapi (volcanic arc) yang arahnya sejajar / simetri dengan arah palung (trench). Cekungan Busur Belakang (Back Arc Basin) berkembang dibagian belakang busur gunungapi (gambar 2-22). Contoh kasus dari model ini adalah rangkaian gunungapi di kepulauan Philipina yang merupakan hasil tumbukan lempeng laut Philipina dengan lempeng samudra Pasifik.



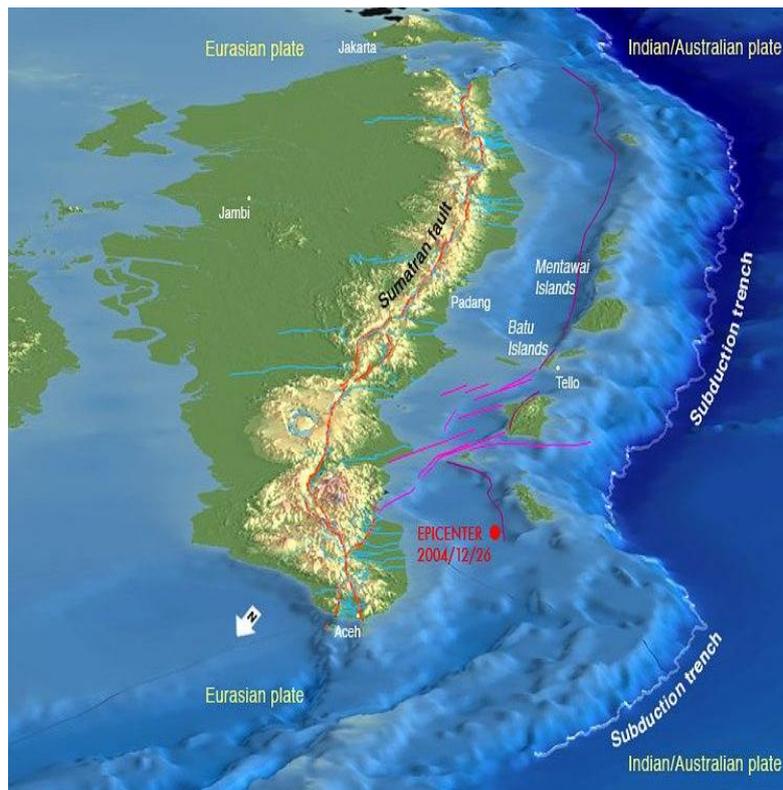
Gambar 2-22 Tatanan Tektonik pada Batas Lempeng Konvergen (lempeng samudra dan lempeng samudra)

Pada batas lempeng konvergen, dimana terjadi tumbukan antara lempeng samudra dan lempeng benua (gambar 2-23), maka tatanan tektoniknya dicirikan oleh Palung (Trench), Prisma Akresi (Accretion Prism), Cekungan Busur Muka (Forearc Basin), Busur Kepulauan Gunungapi (Volcanic Island Arc), dan Cekungan Busur Belakang (Backarc Basin).

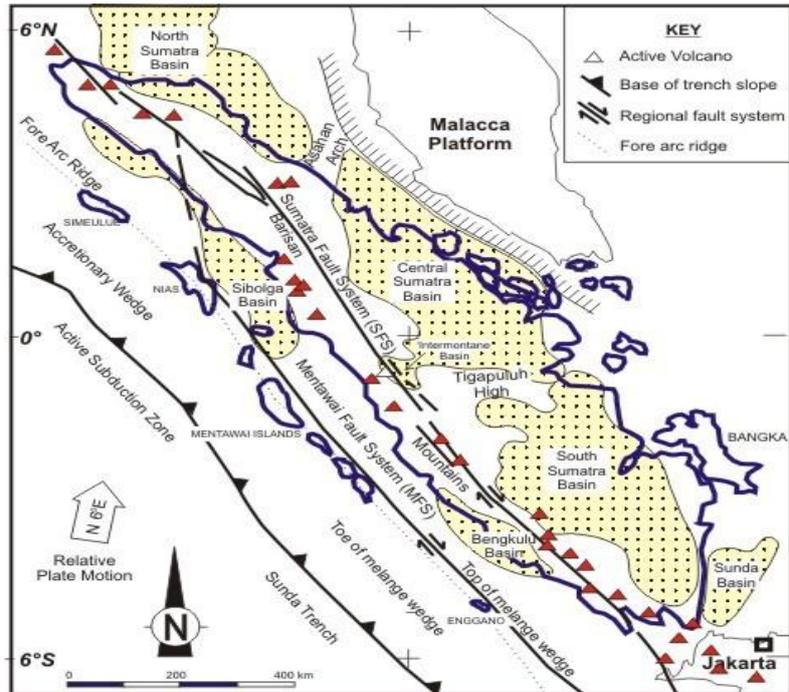


Gambar 2-23 Komponen komponen pada Zona Subduksi (lempeng samudra dan lempeng benua) : Palung (Trench), Struktur Tinggian / Prisma Akresi (Structural High); Cekungan Busur Muka (Forearc Basin), Jalur Busur Gunungapi (Volcanic Arc); dan Cekungan Busur Belakang (Backarc Basin).

Contoh klasik dari batas lempeng konvergen, dimana terjadi tumbukan antara lempeng samudra dan lempeng benua adalah kepulauan Indonesia, khususnya jalur pulau-pulau: Sumatra, Jawa, Bali, Nusa Tenggara Barat, Nusa Tenggara Timur, dan berakhir di kepulauan Banda. Pada gambar 2-24 diperlihatkan batas konvergensi antara lempeng India-Australia dan lempeng benua Eurasia (pulau Sumatra). Kedua lempeng dibatasi oleh suatu lajur yang dikenal sebagai Palung Laut Subduksi (Subduction Trench) yang merupakan hasil subduksi antara kedua lempeng tersebut diatas, sedangkan gambar 2-25 memperlihatkan tatanan tektonik pulau Sumatra yang tersusun dari Prisma Akresi/Accretionary Wedge (Pulau Siemelue, P.Nias, P. Telo, P.Engganau, P. Batu, P. Mentawai); Cekungan Busur Luar / Muka (Forearc Basin); Busur Gunungapi (Volcanic Arc) dan Cekungan Busur Belakang (Backarc Basin).



Gambar 2-24 Batas Lempeng Konvergen (Lempeng Benua India-Australia dan Lempeng Benua Eurasia diwakili oleh pulau Sumatra)



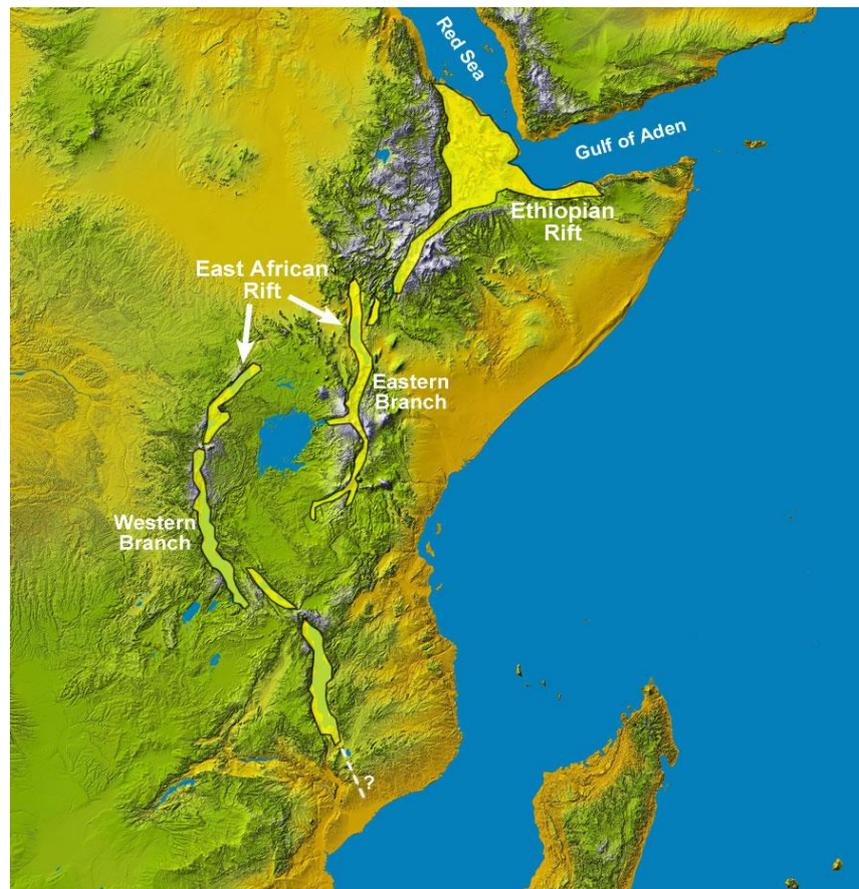
Gambar 2-25 Tatanan Tektonik Pulau Sumatra: Palung Sunda (Sunda Trench), Jalur Prisma Akresi (P.Simelue, P. Nias, P. Nias, P. Enggano), Cekungan Busur Muka (Forearc Basin), Jalur Gunungapi (Volcanic Arc), dan Cekungan Busur Belakang (Backarc Basin).

Batas lempeng konvergen yang berupa batas suture dapat kita lihat antara pertemuan lempeng benua India dengan lempeng benua Eurasia. Kedua lempeng tersebut dibatasi oleh suatu jalur pegunungan yang dikenal dengan pegunungan Himalaya. Pada gambar 2-26 ditandai oleh garis warna biru.



Gambar 2-26 Zona Suture sebagai batas lempeng konvergen (Lempeng Benua India dan Lempeng Benua Eurasia)

Tatanan tektonik pada batas lempeng Divergen, dimana lempeng benua mengalami pemekaran (continental rifting) dengan terbentuknya laut baru dapat kita lihat terutama di Pematang Tengah Samudra (Pemisahan Benua Amerika dan Afrika), Laut Merah (Benua Afrika dan Semenanjung Sinai / Jazirah Arab) serta Rifting yang terjadi di Afrika Timur Bagian Utara (gambar 2-27).



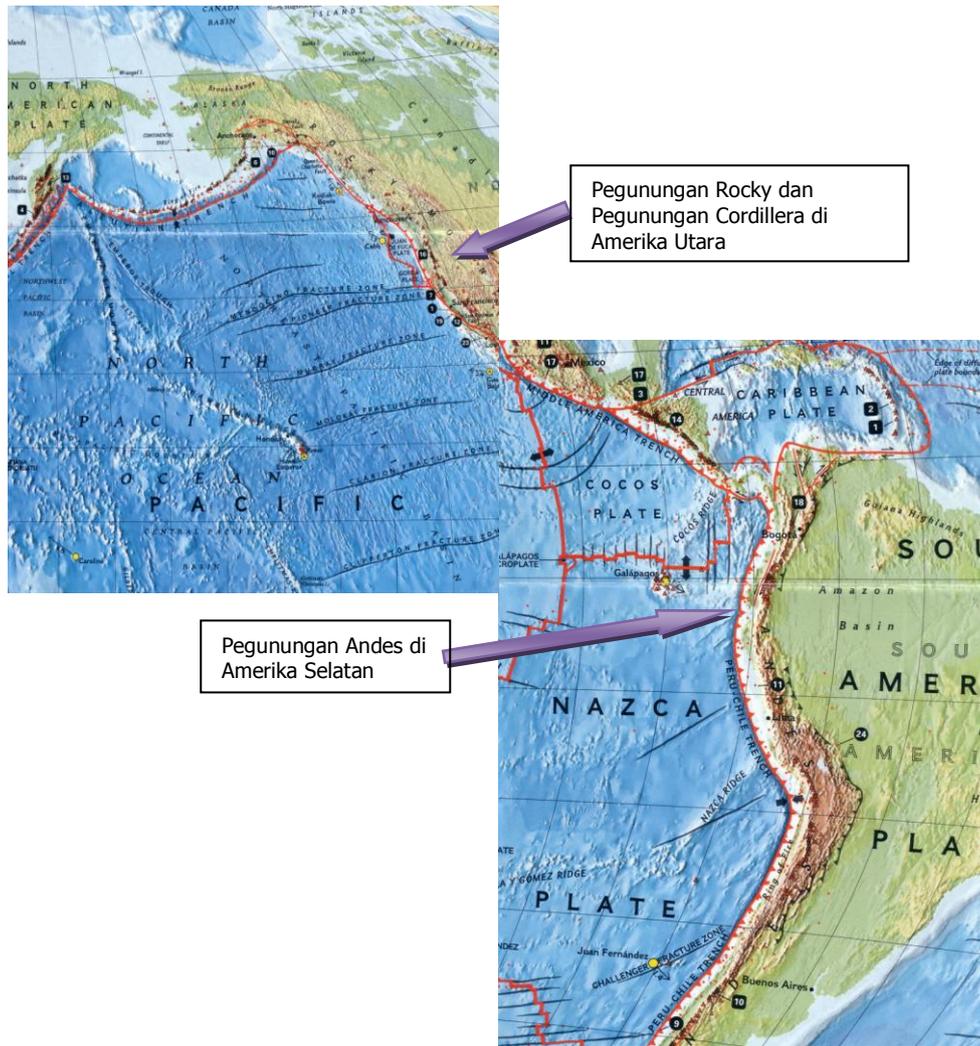
Gambar 2-27 Pembentukan rift di benua Afrika Timur Bagian Utara (Ethiopian Rift; East African Rift)

2.7. Orogenesa

Sebagaimana diketahui bahwa sifat bumi yang dinamis digerakan oleh energi yang berasal dari dalam bumi (gaya endogen) yang merubah struktur kulit bumi melalui proses deformasi, yaitu melalui gempa bumi, vulkanisme, orogenesis, dan epirogenesa.

Bentuk-bentuk bentangalam yang nampak mencuat tinggi secara tiba-tiba dari dataran rendah disekitarnya tidak lain merupakan hasil dari proses orogenesis. Kata orogenesis sendiri berasal dari bahasa latin, yaitu *Oros* = Pegunungan dan *Gennao* = menghasilkan. Dengan demikian orogenesis berarti pembentukan pegunungan. Sebagaimana diketahui bahwa deformasi kerak bumi (batuan) dan pembentukan pegunungan umumnya terjadi pada wilayah wilayah yang berada pada batas interaksi lempeng.

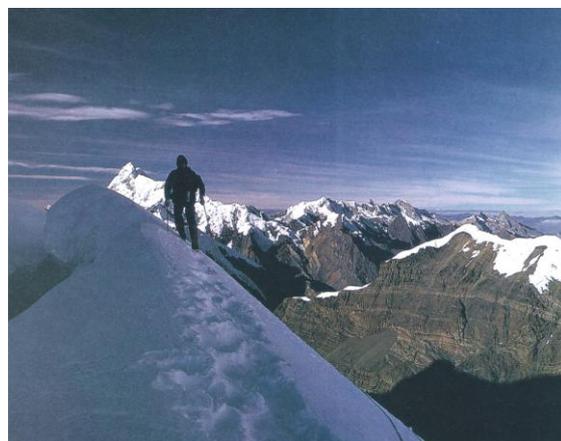
Menurut Gilbert (1890) orogenesis adalah pergeseran pergeseran yang berlangsung dalam kerak bumi yang menghasilkan rangkaian pegunungan. Sebagai contoh, pegunungan “Rocky Mountain” dan pegunungan “Cordillera” di Amerika Utara, sebagai hasil interaksi konvergen antara lempeng Pasifik dan Lempeng Amerika Utara, dan pegunungan “Andes” di Amerika Selatan sebagai hasil interaksi antara lempeng Pasifik (Nazca) dengan lempeng Amerika Selatan (Gambar 2-28 dan 2-29).



Gambar 2-28 Pembentukan pegunungan di Amerika Utara dan Amerika Selatan sebagai hasil konvergensi lempeng



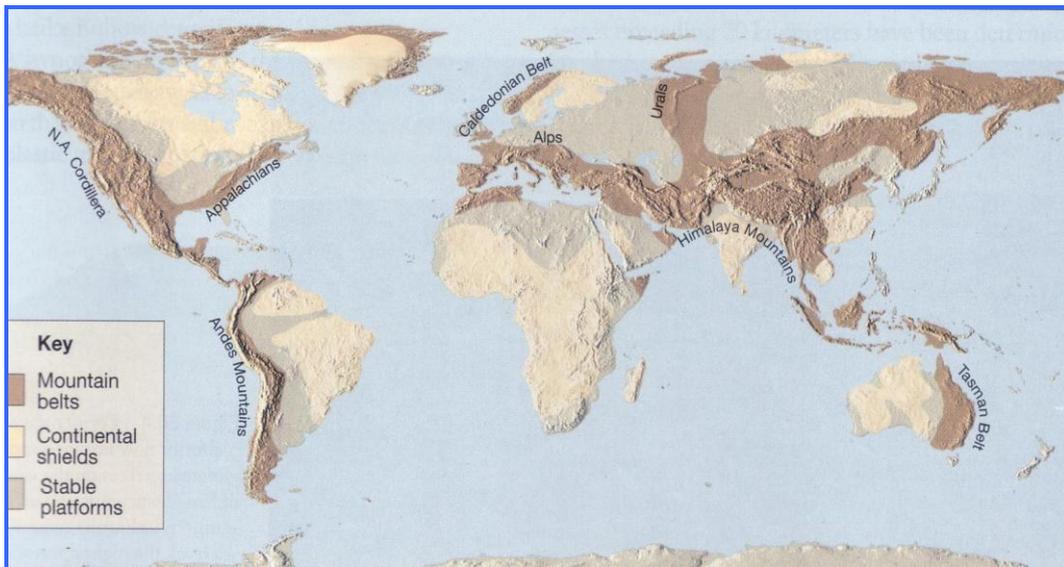
Pegunungan Rocky. Colorado,



Pegunungan Andes, Chili

Gambar 2-29 Pegunungan Rocky Mountains sebagai produk konvergensi lempeng Pasifik dan lempeng Amerika Utara sedangkan pegunungan Andes merupakan hasil konvergensi lempeng Pasifik (Nazca) dengan lempeng Amerika Selatan.

Apabila kita perhatikan sebaran dari rangkaian pegunungan yang terdapat di permukaan bumi, maka akan terlihat suatu rangkaian pegunungan yang mengitari laut Pasifik yang dikenal dengan sirkum Pasifik dan yang tersebar disepanjang Mediterania. Pada gambar 2-34 terlihat sebaran jalur orogen di dunia (warna coklat).



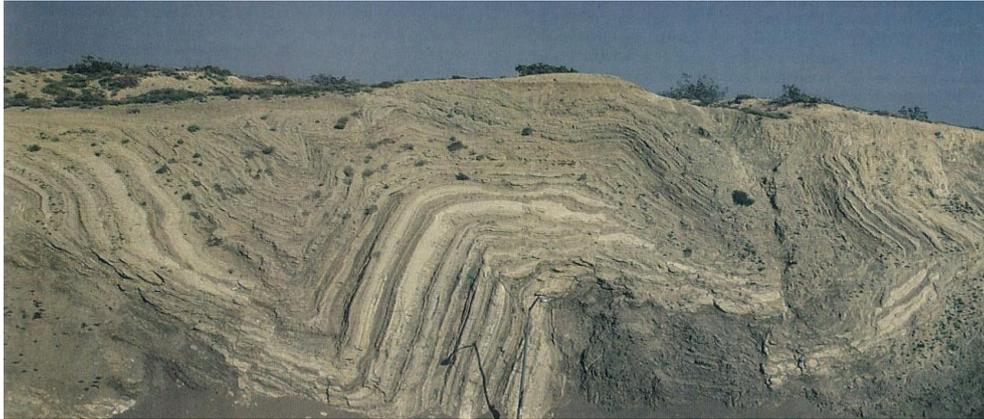
Gambar 2-30 Jalur Orogen di Dunia (warna coklat) : Sirkum Pasifik (Peg. Andes-Peg. Cordillera-Alaska-Semenanjung-Kamsatka-Korea-Jepang-Filipina-Tasmania) dan Rangkaian Pegunungan Mediterania (Peg. Appalachian - Peg. Caledonia - Peg. Alpen - Peg. Himalaya - Kep. Busur Gunungapi Indonesia-Laut Banda).

Sifat sifat umum dari suatu jalur orogen adalah:

1. Terdiri dari lapisan lapisan sedimen tebal yang terlipat dengan arah sumbu lipatan yang berbeda beda (gambar 2-31).
2. Dicitrakan oleh proses deformasi yang berlangsung berkali kali
3. Merupakan pengaruh dari berbagai proses yang berbeda-beda, termasuk intrusi dan gejala pelengseran gaya berat, yang bekerja pada suatu bahan yang berlainan sifat dan kedalamannya (gambar 2-32).

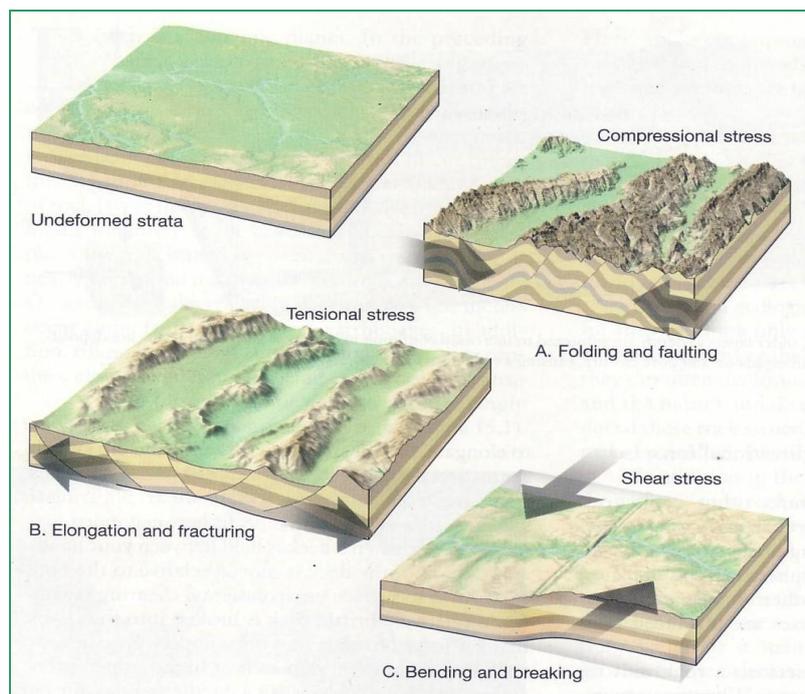


Gambar 2-31 Sumbu perlipatan yang berbeda beda dan ketidak selarasan.



Gambar 2-32 Pelengseran gaya berat, perlipatan dan pensesaran

Menurut Stille (1920), orogenesis adalah perubahan yang terjadi secara episodik pada pola batuan. Disini secara jelas dinyatakan adanya suatu faktor waktu kejadian atau peristiwa, disamping juga berlangsungnya suatu proses. Haarmann (1930) menyatakan bahwa pembentukan pegunungan sebagai pembentukan bentuk tinggian tentang alam di permukaan bumi, sedangkan Upham (1984) menekankan peran proses pembentukan pegunungan oleh gejala perlipatan, patahan dan pensesaran yang menyebabkan terbentuknya punggung gunung yang sempit yang terangkat. Dengan kata lain bahwa setiap pembahasan tentang orogenesis, harus dijelaskan dengan menerapkan konsep tegasan pada kerak bumi untuk proses fisiknya, serta perubahan perubahan fisiografi yang ditimbulkannya (gambar 2-33).



Gambar 2-33 Peran dari proses pembentukan pegunungan yang disebabkan oleh konsep tegasan.

Setiap gejala orogenesis akan ditandai oleh suatu proses perlipatan atau pengangkatan yang menghasilkan gejala ketidak-selarasan bersudut. Sifat umum suatu jalur orogen ditandai oleh poros lipatan yang berbeda beda dan ketidak selarasan. Orogen yang telah diketahui lokasi dan waktu terjadinya, lazimnya akan diberi nama. Ada beberapa cara yang diterapkan untuk menentukan umur

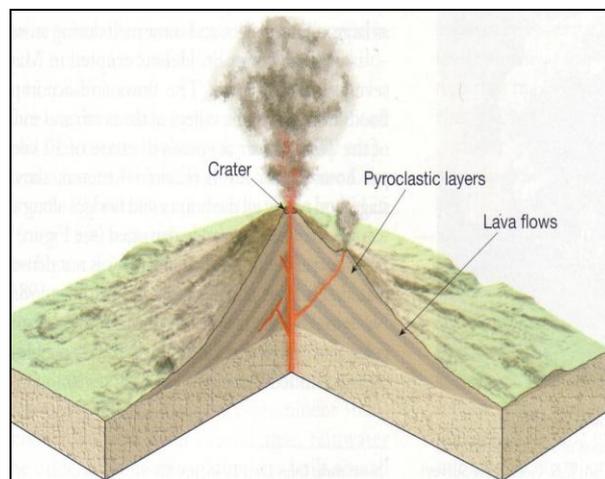
atau waktu berlangsungnya suatu orogen, antara lain: (1). Dengan cara menentukan umur gejala ketidak selarasan; (b). Umur Radiometrik; (c). Umur Batuan Metamorfis; dan (d). Endapan-endapan produk orogen (sedimen flysch atau mollase).

Zona dimana telah berlangsung terjadinya gejala orogenesis adalah suatu wilayah yang sebelumnya merupakan suatu cekungan panjang, sempit yang mempunyai endapan sedimen yang tebal. Geosinklin adalah suatu struktur lekukan yang sangat sangat panjang dimana di dalamnya diendapkan sedimen yang sangat tebal.

2.8. Vulkanisme

Istilah vulkanisme berasal dari kata latin **vulkanismus** nama dari sebuah pulau yang legendaris di Yunani. Tidak ada yang lebih menakjubkan diatas muka bumi ini dibandingkan dengan gejala vulkanisme dan produknya, yang pemunculannya kerap kali menimbulkan kesan-kesan religius. Letusannya yang dahsyat dengan semburan bara dan debu yang menjulang tinggi, atau keluar dan mengalirnya bahan pijar dari lubang dipermukaan, kemudian bentuk kerucutnya yang sangat mempesona, tidak mengherankan apabila dimasa lampau dan mungkin juga sekarang masih ada sekelompok masyarakat yang memuja atau mengkeramatkannya seperti halnya di pegunungan Tengger (Gn.berapi Bromo) di Jawa Timur.

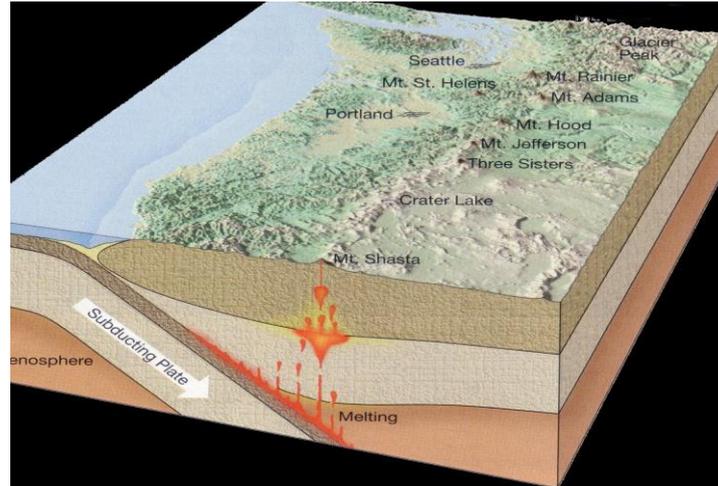
Vulkanisme dapat didefinisikan sebagai tempat atau lubang diatas muka Bumi dimana daripadanya dikeluarkan bahan atau bebatuan yang pijar atau gas yang berasal dari bagian dalam bumi ke permukaan, yang kemudian produknya akan disusun dan membentuk sebuah kerucut atau gunung (gambar 2-34).



Gambar 2-34 Kerucut gunungapi yang disusun oleh perselingan pyroclastic dan aliran lava

Adapun sejumlah bahan-bahan yang dikeluarkan melalui lubang, yang kemudian dikenal sebagai pipa kepundan, terdiri dari pecahan-pecahan batuan yang tua yang telah ada sebelumnya yang membentuk tubuh gunung-berapi, maupun bebatuan yang baru samasekali yang bersumber dari magma di bagian yang dalam dari litosfir yang selanjutnya disemburkan oleh gas yang terbebas. Magma tersebut akan dapat keluar mencapai permukaan bumi apabila gerakannya cukup cepat melalui rekahan atau patahan dalam litosfir sehingga tidak ada waktu baginya untuk mendingin dan membeku.

Terdapat dua sifat dari magma yang dapat memberikan potensi untuk bertindak demikian, dan itu adalah pertama kadar gas yang ada didalam magma dan yang kedua adalah kekentalannya. Sebab sebab terjadinya vulkanisme adalah diawali dengan proses pembentukan magma dalam litosfir akibat peleburan dari batuan yang sudah ada, kemudian magma naik kepermukaan melalui rekahan, patahan dan bukaan lainnya dalam litosfir menuju dan mencapai permukaan bumi (gambar 2-35).



Gambar 2-35 Proses terjadinya vulkanisme melalui tumbukan lempeng yang menghasilkan magma dan kemudian naik ke permukaan bumi melalui rekahan, patahan atau bukaan

Wilayah-wilayah sepanjang batas lempeng dimana dua lempeng litosfir saling berinteraksi akan merupakan tempat yang berpotensi untuk terjadinya gejala vulkanisma. Gejala vulkanisma juga dapat terjadi ditempat-tempat dimana astenosfir melalui pola rekahan dalam litosfir naik dengan cepat dan mencapai permukaan. Tempat-tempat seperti itu dapat diamati pada batas lempeng litosfir yang saling memisah-diri seperti pada punggung tengah samudra, atau pada litosfir yang membentuk rantai samudra.

Tidak semua gunung-berapi yang sekarang ada dimuka Bumi ini, memperlihatkan kegiatannya dengan cara mengeluarkan bahan-bahan dari dalam Bumi. Untuk itu gunungapi dikelompokkan menjadi gunung berapi aktif, hampir berhenti dan gunung-berapi yang telah mati. Gunung-berapi yang digolongkan kedalam yang hampir mati, adalah gunung-gunung-berapi yang tidak memperlihatkan kegiatannya saat ini, tetapi diduga bahwa gunungapi itu kemungkinan besar masih akan aktif dimasa mendatang. Biasanya gunung-berapi ini memperlihatkan indikasi-indikasi kearah banggunya kembali, seperti adanya sumber panas dekat permukaan yang menyebabkan timbulnya sumber dan uap air panas, dll. Gunung-berapi yang telah mati atau punah adalah gunung-berapi yang telah lama sekali tidak menunjukkan kegiatan dan juga tidak memperlihatkan tanda-tanda kearah itu.

2.8.1. Erupsi Gunungapi.

Gunung berapi disamping merupakan gejala geologi yang berupa keluarnya bahan-bahan yang bersumber dari magma, baik itu yang berwujud sebagai gas, lelehan maupun benda padat berupa fragmen-fragmen batuan ke permukaan Bumi, dinamakan erupsi atau erupsi gunung-berapi. Erupsi dapat dikelompokkan berdasarkan :

1. Jenis bahan yang dikeluarkan melalui lubang kepundan, atau lokasi dari tempat keluarnya bahan-bahan dari magma. Berdasarkan jenis bahan yang dikeluarkan, kita mengenal sebutan erupsi efusif apabila bahan yang dikeluarkan hampir seluruhnya terdiri dari lelehan magma yang disebut lava. Sedangkan sebutan erupsi piroklastik, apabila bahan yang dikeluarkan sebagian besar terdiri dari fragmen-fragmen batuan, abu dan gas.
2. Erupsi juga dapat dikelompokkan berdasarkan lokasi atau letak serta bentuk dari tempat keluarnya bahan-bahan magma dari dalam Bumi. Keluarnya bahan-bahan tersebut dapat melalui suatu lubang dipermukaan Bumi yang dihubungkan dengan pipa kedalam magma, atau suatu rekahan yang mencapai tempat berhimpunnya magma.

Untuk ini dikenali adanya 2 (dua) tipe erupsi, yaitu: (1). Erupsi sentral, apabila tempat keluarnya bahan-bahan itu berupa lubang yang dihubungkan dengan pipa, atau kepundan, dan berada di bagian tengah dari tubuh gunung-berapi; (2). Erupsi rekahan, apabila bahan-bahan berasal dari magma dikeluarkan melalui rekahan dalam kerak bumi yang bentuknya memanjang.

Rekahan seperti itu terjadi sebagai akibat dari gejala regangan pada kerak yang sedang memisah diri. Bahan yang dikeluarkan melalui erupsi seperti ini umumnya berupa lelehan pijar dari magma atau lava. Meskipun pada umumnya bentuk erupsi sentral yang terdapat pada gunung-berapi terutama didarat berbentuk lubang yang dihubungkan dengan pipa, namun tidak tertutup kemungkinan juga dapat berupa rekahan. Umumnya lokasi erupsi berlangsung pada bagian tengah puncak gunung-berapi, tetapi kadang-kadang juga terjadi pada bagian lereng. Dan apabila ini yang terjadi, maka gejala tersebut dinamakan “flank” atau “lateral eruption”.

Adapula erupsi gunung-berapi terjadi pada bagian kaki gunung-berapi, maka erupsi seperti itu dinamakan erupsi eksentrik atau erupsi parasitik. Erupsi yang berlangsung pada bagian puncak dinamakan juga erupsi terminal, sedangkan yang terjadi pada bagian lereng disebut sub-terminal. Keduanya selalu dianggap sebagai erupsi puncak, dimana yang sub-terminal merupakan pemisahan saja dari erupsi terminal. Erupsi puncak tidak akan menyebabkan penurunan terhadap kedudukan dari dapur magma, sedangkan erupsi eksentrik justru akan menyebabkan peningkatan kegiatan gas dibagian puncaknya.

2.8.2. Gerak dari Bahan Piroklastika

Bahan piroklastika yang dikeluarkan saat terjadinya erupsi gunung-berapi, selanjutnya dapat dialirkan dari pusatnya kewilayah sekitar gunung-berapi dengan media gas yang keluar bersama piroklastik, atau melalui media air meteorik. Dengan bantuan media gas : Awan panas atau “glowing avalance” atau “nu’ee ardente”. Sifat-sifat fisik dan karakteristik dari awan panas ini dipelajari dari erupsi gunungapi Mt.Pele’e di Kepulauan Martinique yang terjadi pada bulan Mei 1902, yang telah menghancurkan kota pantai St.Pierre dan menewaskan hampir 30.000 penduduknya. Karena bentuk awannya yang saat itu sangat menonjol, maka fenomena tersebut diberi nama “awan pijar”, yang sebenarnya adalah terdiri dari fragmen-fragmen pijar yang mengalir dengan kecepatan tinggi melalui lembah sebagaimana halnya aliran lava atau air.

Awan yang terlihat sebenarnya adalah hanya debu yang naik keudara dari aliran tersebut. Karena itu istilah awan akhir-akhir ini cenderung untuk dirubah menjadi “glowing avalance”. Kecepatan laju awan panas yang menghampiri kota St.Pierre, diperkirakan mencapai 150 Km per jam. Di Indonesia gunung-berapi yang juga dilaporkan menyemburkan awan panas adalah G. Merapi di Jawa-Tengah. Disini awan panas karena warnanya yang putih dan turun mengikuti lereng, dinamakan “wedus gembel”. Berdasarkan penelitian-penelitian yang dilakukan setelah kejadian tersebut, yang juga melibatkan gunung-gunungapi lainnya yang memperlihatkan erupsi seperti itu. Letusan dari Gunung-berapi Soufriere yang terletak berdekatan dengan Pulau St.Vincent, juga memperlihatkan fenomena yang sama seperti di Mt.Pele’e. Kemudian Neumann van Padang (1933) juga melaporkan kejadian yang sama pada letusan Gunung Merapi di P.Jawa tahun 1930.

Berdasarkan penelitian terhadap bahan yang diendapkan oleh awan panas, ternyata sebagian besar fragmen-fragmennya ternyata terdiri dari batuan yang baru membeku dari magma. Hanya sedikit sekali, kurang dari 5% yang diperkirakan berasal dari batuan yang telah ada dari dinding atau pipa kepundannya. Dari pengamatan tersebut kemudian disimpulkan bahwa pada saat terjadi erupsi, sejumlah gas yang berada dalam magma membebaskan diri dan mengembang menyelimuti setiap bagian dari fragmen padat dan sebagian lagi mungkin magma yang masih cair dan pijar, sehingga dapat bergerak dengan kecepatan tinggi dan dengan suhu yang tinggi pula. Agak berbeda dengan yang digambarkan oleh NEUMANN van PADANG mengenai hasil letusan awan panas di Gunung-berapi Merapi di Jawa-Tengah pada tahun 1930. Menurutnya, sebahagian besar fragmen yang ada didalam awan panas adalah berasal dari batuan tua, dan hanya sedikit sekali merupakan yang merupakan lava yang baru. Demikian pula yang terjadi pada letusan gunung-berapi Stromboli pada

tahun 1930, dimana seluruh massa awanpanas adalah bebatuan pijar berasal dari dinding kepundan. Didasarkan kepada cara-cara mekanisma keluarnya awan panas dari kepundan, dapat dibedakan adanya tiga tipe, yaitu : (a) Tipe Pele'e, (b) Tipe Soufriere, dan (c) Tipe Merapi

a. Tipe Pele'e:

LACROAIX (orang yang memberi nama "nue ardente"), melihat adanya bukti bahwa semburan awal dari bahan dari awan panas itu arahnya horisontal yang juga memberikan tekanan terhadap awan panas yang terjadi. Selanjutnya dari laporan tertulis yang dibuat oleh F.A.PERRET (1930) pada letusan Gunung-berapi Pe'lee yang terjadi pada tahun 1930 meskipun awan panasnya lebih kecil dari letusan tahun 1902, dia menemukan bukti-bukti baru yang dapat mengungkapkan bagaimana mekanisma gerak awan panas yang dihasilkan gunung-berapi tersebut. Dia yakin bahwa pembentukannya diawali oleh suatu letusan yang menyemburkan bahannya melalui suatu sudut yang kecil. Menurut pengamatannya, "nue ardente" yang terjadi adalah letusan dari lava itu sendiri yang terarah. Sumber lava yang terkumpul dibawah kubah secara-diam-diam akan menghimpun energi. Apabila kemudian meletus, maka ia akan menyembur melalui bagian yang lemah dibawah kubah dan mengarah horisontal menyapu lembah, bukit, menuruni lereng dan menyebar seperti kipas.

b. Tipe Soufriere :

Letusan yang terjadi pada gunung-berapi Soufriere yang melanda St.Vincent sifatnya agak berbeda dengan yang terlihat di gunung-berapi Pe'lee. Seperti halnya di St.Pierre, awan panas juga keluar dari lubang kepundan dan menuju ke lembah-lembah disekitarnya. Sebelum terjadi letusan, pada bagian puncak gunung-berapi ini terdapat kepundan dimana dasarnya ditutupi oleh danau yang dalamnya lebih dari 150 meter. Lereng gunung-berapi ini agak landai dengan rata-rata sudut 15 °. Sifat letusannya agak berbeda dengan yang teramati di gunung-berapi Pe'lee. Suhunya lebih rendah dan letusannya juga agak lemah. Kemudian awan yang disemburkan menuju kesegala arah (tidak pada arah tertentu seperti di St.Pierre), dan bahkan keatas kaldera. Bahan yang dibawanya sebhagian besar berukuran pasir dengan sedikit sekali yang berukuran lebih besar apabila dibandingkan dengan gunung-berapi Pe'lee. Disimpulkan bahwa bahan-bahan panas disemburkan vertikal keatas dan awan panas yang jatuh kemudian menuruni lereng gunung-berapi.

c. Tipe Merapi

Para pakar gunung-berapi di Pulau Jawa, berdasarkan pengamatan-2 yang dilakukan terhadap pola letusan gunung Merapi, ternyata telah menunjukkan adanya jenis mekanisma pembentukan awan panas lainnya selain dari yang dua diatas. Kubah pada kepundannya terus tumbuh dan lerengnya menjadi tidak mantap dan mulai runtuh serta menghasilkan guguran-guguran fragmen pijar melalui lereng gunung-berapi tersebut. Gunung-gunung-berapi yang mempunyai ciri-ciri yang sama seperti di Merapi, antara lain yang terjadi pada gunung-berapi Fuego di Guetamala, dan gunung-berapi Izalco di El Savador. Awan panas pada dasarnya sedikit sekali atau hampir tidak mengendapkan bahannya di bagian lereng gunung-api tersebut. Namun mereka mempunyai daya pengikisan yang kuat dan mampu menoreh lembah-lembah. Pada dinding lembah akan dapat dijumpai goresan-goresan sebagai akibat dari torehannya. Awan panas umumnya akan mengendapkan bahan-bahannya di bagian yang landai dibawah setelah kehilangan energinya. Endapannya terdiri dari pencampuran yang sangat lekat berupa bahan berukuran halus (debu) dan bongkah-bongkah menyudut dengan garis tengah beberapa meter serta kadang juga terdapat batu-apung didalamnya.

2.8.3. Tipe-tipe Erupsi Gunungapi

1. **Erupsi efusip:** Erupsi efusip berjalan tenang, tidak disertai letusan-letusan yang dahsyat dan melibatkan lava yang bersifat basaltis. Umumnya tidak menghasilkan piroklastik dalam jumlah besar.
2. **Erupsi sentral:** Melalui satu lubang utama yang terletak ditengah, lava basaltis akan mengalir kesegala arah dalam jumlah yang hampir sama. Erupsi-erupsi yang terjadi berulang kali kemudian akan membangun sebuah gunungapi yang berbentuk perisai. Gunung-berapi yang terjadi dengan cara seperti ini disebut gunung-berapi perisai. Gunung-berapi ini mempunyai lereng yang sangat landai karena lava basaltis yang encer yang mampu mengalir dalam jarak yang jauh dari sumbernya, sehingga tidak mampu membangun kerucut yang tinggi. Contoh klasik gunungapi tipe ini dan yang paling banyak dipelajari adalah gunung-berapi yang membentuk Pulau Hawaii yang terletak di Samudra Pasifik. Pulau Hawaii sendiri terdiri dari 5 buah gunung-berapi perisai, dimana yang terbesar adalah Mauna Kea dan Mauna Loa dengan ketinggian puncaknya masing-masing 4205 dan 4170 meter. Dasarnya terletak pada dasar samudra yang dalamnya 5000 meter, sehingga dengan demikian apabila diukur dari kakinya, maka ketinggiannya mencapai ± 9000 meter. Dan ini adalah lebih tinggi dari gunung tertinggi di darat yaitu Mt.Everest di Pegunungan Himalaya. Mauna Loa dengan ketinggian seperti itu merupakan tumpukan lava dari berulang kali erupsi sejak 750.000 tahun yang lalu.
3. **Erupsi rekahan:** Tipe erupsi ini banyak dijumpai di wilayah lantai samudra. Rekahan terjadi sebagai akibat dari proses pemisahan pada litosfir, atau interaksi divergen lempeng litosfir, dengan ukuran panjang hingga beberapa puluh kilometer. Contoh klasik erupsi rekahan seperti ini dijumpai di Iceland yang terletak tepat diatas punggung-tengah-Samudra Atlantik. Lava yang keluar dari rekahan seperti ini bersifat sangat encer, akan menyebar ke-kedua arah dari rekahan dengan laju kecepatan hampir 20 kilometer/jam. Urut-urutan keluarnya lava akan membentuk suatu dataran yang kadang tinggi dan disebut dataran basalt (plateau basalt) , atau “flood basalt”.



Erupsi Sentral



Erupsi Rekahan

Gambar 2-36 Tipe erupsi sentral (kiri) dan tipe erupsi rekahan (kanan)

Sepanjang sejarah geologi barangkali erupsi rekahan yang berlangsung secara berulang-ulang dan menghasilkan aliran basalt dalam jumlah yang sangat banyak mungkin hanya terjadi ditempat-tempat tertentu di muka Bumi. Sebagai contoh adalah “Dataran Deccan” yang terdapat di bagian Baratlaut Jazirah India. Kemudian di wilayah dataran Columbia di Negara Bagian Washington dan Oregon hingga ke Idaho. Dalam ukuran yang agak kecil dataran basalt juga dijumpai di selatan Vietnam, di utara Columbia Inggris dan Patagonia. Demikian pula dalam ukuran yang lebih kecil dan berumur lebih muda adalah di Afrika Selatan, Siberia Tengah, Abyssinia, beberapa tempat di amerika Utara dan Selatan. Di Amerika Keweenawan Basalt,

mengandung endapan tembaga dalam jumlah besar. Erupsi rekahan yang pernah tercatat dalam sejarah sekarang adalah yang terjadi di wilayah Iceland, yang terletak tepat diatas punggung-tengah Samudra Atlantik. Erupsi terjadi pada tanggal 8 Juni 1783 melalui rekahan sepanjang 32 kilometer.

4. Erupsi dibawah permukaan laut

Erupsi efusif yang terjadi 300-1000 meter dibawah permukaan laut atau disebut juga "submarine", umumnya berlangsung tenang. Lava yang dikeluarkan akan membeku dan membentuk lava bantal. Tipe erupsi ini sedikit sekali mendapat perhatian karena terjadinya jauh dibawah pengamatan. Lava yang membeku membentuk akan membentuk lava "bantal" (pillow lava). Bentuknya melonjong dengan ukuran kurang dari 1.5 meter dan penampang ± 30 Cm, dengan dasar yang mendatar dan bagian atasnya membulat.

5. Erupsi piroklastik atau erupsi eksplosip

Erupsi piroklastik terjadi pada magma yang kental, mengandung banyak gas dan mempunyai sifat letusan berkisar antara sedang dan sangat dahsyat. Erupsi eksplosip umumnya banyak menghasilkan piroklastika dan sedikit lava. Karena sifat magmanya yang kental maka lava yang mengalir tidak akan dapat menempuh jarak yang jauh dari sumbernya, lubang kepundan.

RINGKASAN

- **Teori KANT, LAPLACE, dan HELMHOLTZ** adalah teori yang beranggapan bahwa bumi berasal dari suatu bintang yang berbentuk kabut raksasa bersuhu tidak terlalu panas dan penyebarannya terpecah dalam kondisi berputar dan dikenal sebagai awal-mula dari matahari. Akibat perputaran tersebut menyebabkan matahari ini kehilangan daya energinya dan akhirnya mengerut. Sebagai akibat dari proses pengerutan tersebut, maka ia akan berputar lebih cepat lagi. Dalam keadaan seperti ini, maka pada bagian ekuator kecepatannya akan semakin meningkat dan menimbulkan terjadinya gaya sentrifugal. Gaya ini akhirnya akan melampaui tarikan dari gaya beratnya, yang semula berfungsi sebagai penyeimbang, dan menyebabkan sebagian dari bahan yang berasal dari matahari tersebut terlempar. Bahan-bahan yang terlempar ini kemudian dalam perjalanannya juga berputar mengikuti induknya, juga akan mengerut dan membentuk sejumlah planet-planet, salah satunya adalah planet bumi.
- **Teori PLANETESIMAL** dari CHAMBERLIN dan MOULTON. Teori ini mengemukakan adanya suatu Bintang yang besar yang menyusup dan mendekati MATAHARI. Akibat dari gejala ini, maka sebagian dari bahan yang membentuk MATAHARI akan terkoyak dan direnggut dari peredarannya. Mereka berpendapat bahwa bumi kita ini terbentuk dari bahan-bahan yang direnggut tersebut yang kemudian memisahkan diri dari MATAHARI.
- **ASTRONOMI** adalah ilmu yang mempelajari keadaan Tata Surya, dan mungkin merupakan ilmu yang tertua di Bumi. Kaitannya terhadap bumi hanya terbatas kepada aspek bahwa bumi merupakan bagian dari Tata Surya. Dari segi ilmu astronomi, bumi kita ini hanya merupakan suatu titik yang tidak penting dalam Tata Surya dibandingkan dengan benda-benda lainnya.
- **Susunan Interior Bumi:** (1) Inti, yang terdiri dari dua bagian. Inti bagian dalam yang bersifat padat, dan ditafsirkan sebagai terdiri terutama dari unsur besi, dengan jari-jari 1216 Km., Inti bagian luar, berupa lelehan (cair), dengan unsur-unsur metal mempunyai ketebalan 2270 Km; (2) Mantel Bumi setebal 2885 Km; terdiri dari batuan padat, dan berikutnya (3) Kerak Bumi, yang relatif ringan dan merupakan “kulit luar” dari Bumi, dengan ketebalan berkisar antara 5 hingga 40 Km.
- **Kerak Bumi** tersusun dari selaput batuan (litosfir), selaput udara (atmosfir), dan selaput air (hidrosfir).
- **Hipotesa “Continental Drift”** : Hipotesa pengapungan benua dikemukakan oleh Alfred Wegener pada tahun 1915 dalam bukunya yang berjudul “*Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*”. Pada hakekatnya hipotesa pengapungan benua adalah suatu anggapan bahwa benua-benua yang kita kenal saat ini dahulunya bersatu dan dikenal sebagai super-kontinen yang bernama Pangea . Super-kontinen Pangea ini diduga terbentuk pada 180 juta tahun yang lalu yang kemudian terpecah-pecah menjadi beberapa bagian yang lebih kecil yang kita kenal sebagai benua-benua yang ada saat ini.
- **Hipotesa “Sea Floor Spreading”** : Hipotesa pemekaran lantai samudra dikemukakan pertama kalinya oleh Harry Hess (1960) dalam tulisannya yang berjudul “*Essay in geopoetry describing evidence for sea-floor spreading*”. Hipotesa pemekaran lantai samudra adalah suatu hipotesa yang menganggap bahwa bagian kulit bumi yang berada didasar samudra Atlantik tepatnya di Pematang Tengah Samudra mengalami pemekaran yang diakibatkan oleh gaya tarikan (tensional force) yang berasal dari arus konveksi yang berada di bagian mantel bumi (astenosfir).
- **Paleomagnetisme** adalah kajian tentang arah-arah magnet bumi pada masa lalu yang terekam dalam batuan ketika batuan tersebut terbentuk. Arah magnet bumi akan terekam oleh mineral dalam batuan ketika melewati temperatur 580° Celcius (Temperatur Curie).

- **Teori Plate Tectonic** adalah teori yang membahas tentang kerak bumi (litosfir) yang bersifat mobil / dinamis. Dalam teori ini, kerak bumi tersusun dari 7 lempeng utama dan 6 lempeng yang lebih kecil dimana batas-batas lempeng berada pada batas divergen, batas konvergen, dan batas transform.
- **Orogenesa** adalah pembentukan pegunungan yang dipengaruhi oleh konsep tegasan yang dicirikan oleh lapisan lapisan sedimen tebal yang terlipat dengan arah sumbu lipatan yang berbeda beda, serta dicirikan oleh proses deformasi yang berlangsung berkali kali dan merupakan pengaruh dari berbagai proses yang berbeda-beda, termasuk intrusi dan gejala pelengseran gaya berat, yang bekerja pada suatu bahan yang berlainan sifat dan kedalamannya.
- **Vulkanisma** didefinisikan sebagai tempat atau lubang diatas muka Bumi dimana daripadanya dikeluarkan bahan atau bebatuan yang pijar atau gas yang berasal dari bagian dalam bumi ke permukaan, yang kemudian produknya akan disusun dan membentuk sebuah kerucut atau gunung.

PERTANYAAN ULANGAN

1. Jelaskan salah satu teori dari pembentukan planit Bumi ?
2. Apa yang saudara ketahui tentang Bintang dan Planit ?
3. Sebutkan unsur-unsur dari Alam Semesta ?
4. Terangkan bagaimana cara menentukan susunan interior bumi ?
5. Sebutkan unsur-unsur dominan yang menyusun kulit bumi ?
6. Jelaskan apa yang dimaksud dengan air permukaan dan sebutkan fungsi dari air permukaan dalam geologi ?
7. Jelaskan apa yang dimaksud dengan air tanah ?
8. Jelaskan apa yang dimaksud dengan akuifer bebas dan akuifer tertekan ?
9. Sebutkan bukti-bukti yang mendukung hipotesa Pengapungan Benua ?
10. Jelaskan apa yang dimaksud dengan Paleomagnetisme ?
11. Jelaskan apa yang dimaksud dengan "Pole Magnetic Wandering" ?
12. Sebutkan lempeng-lempeng utama dari kerak bumi ?
13. Jelaskan apa yang dimaksud dengan batas-batas Divergen, Konvergen, dan Transform ?
14. Gambarkan penampang tektonik pulau Jawa dan sebutkan bagian-bagiannya ?
15. Jelaskan pengertian dari Orogenesa ?
16. Jelaskan pengertian tentang Vulkanisme ?

3

Mineral dan Batuan

3.1. Mineral

3.1.1. Definisi dan Klasifikasi Mineral

Mineral dapat kita definisikan sebagai bahan padat anorganik yang terdapat secara alamiah, yang terdiri dari unsur-unsur kimiawi dalam perbandingan tertentu, dimana atom-atom didalamnya tersusun mengikuti suatu pola yang sistimatis. Mineral dapat kita jumpai dimana-mana disekitar kita, dapat berwujud sebagai batuan, tanah, atau pasir yang diendapkan pada dasar sungai. Beberapa daripada mineral tersebut dapat mempunyai nilai ekonomis karena didapatkan dalam jumlah yang besar, sehingga memungkinkan untuk ditambang seperti emas dan perak. Mineral, kecuali beberapa jenis, memiliki sifat, bentuk tertentu dalam keadaan padatnya, sebagai perwujudan dari susunan yang teratur didalamnya. Apabila kondisinya memungkinkan, mereka akan dibatasi oleh bidang-bidang rata, dan diasumsikan sebagai bentuk-bentuk yang teratur yang dikenal sebagai “kristal”. Dengan demikian, kristal secara umum dapat di-definisikan sebagai bahan padat yang homogen yang memiliki pola internal susunan tiga dimensi yang teratur. Studi yang khusus mempelajari sifat-sifat, bentuk susunan dan cara-cara terjadinya bahan padat tersebut dinamakan kristalografi.

Pengetahuan tentang “mineral” merupakan syarat mutlak untuk dapat mempelajari bagian yang padat dari Bumi ini, yang terdiri dari batuan. Bagian luar yang padat dari Bumi ini disebut litosfir, yang berarti selaput yang terdiri dari batuan, dengan mengambil “lithos” dari bahasa latin yang berarti batu, dan “sphere” yang berarti selaput. Tidak kurang dari 2000 jenis mineral yang kita ketahui sekarang. Beberapa daripadanya merupakan benda padat dengan ikatan unsur yang sederhana. Contohnya adalah mineral intan yang hanya terdiri dari satu jenis unsur saja yaitu “Karbon”. Garam dapur yang disebut mineral halit, terdiri dari senyawa dua unsur “Natrium” dan “Chlorit” dengan simbol NaCl. Setiap mineral mempunyai susunan unsur-unsur yang tetap dengan perbandingan tertentu. Studi yang mempelajari segala sesuatunya tentang mineral disebut “Mineralogi”, didalamnya juga mencakup pengetahuan tentang “Kristal”, yang merupakan unsur utama dalam susunan mineral. Pengetahuan dan pengenalan mineral secara benar sebaiknya dikuasai terlebih dahulu sebelum mempelajari dasar-dasar geologi atau “Geologi Fisik”, dimana batuan, yang terdiri dari mineral, merupakan topik utama yang akan dibahas. Diatas telah dijelaskan bahwa salah satu syarat utama untuk dapat mengenal jenis-jenis batuan sebagai bahan yang membentuk litosfir ini, adalah dengan cara mengenal mineral-mineral yang membentuk batuan tersebut. Dengan anggapan bahwa pengguna buku ini telah mengenal dan memahami “mineralogi”, maka untuk selanjutnya akan diulas secara garis besar tentang mineral sebagai penyegaran saja.

3.1.2. Sifat Fisik Mineral

Terdapat dua cara untuk dapat mengenal suatu mineral, yang pertama adalah dengan cara mengenal sifat fisiknya. Yang termasuk dalam sifat fisik mineral adalah (1) bentuk kristalnya, (2) berat jenis, (3) bidang belah, (4) warna, (5) kekerasan, (6) goresan, dan (7) kilap. Adapun cara yang kedua adalah melalui analisa kimiawi atau analisa difraksi sinar X, cara ini pada umumnya

sangat mahal dan memakan waktu yang lama. Berikut ini adalah sifat-sifat fisik mineral yang dapat dipakai untuk mengenal mineral secara cepat, yaitu:

1. Bentuk kristal (crystal form): Apabila suatu mineral mendapat kesempatan untuk berkembang tanpa mendapat hambatan, maka ia akan mempunyai bentuk kristalnya yang khas. Tetapi apabila dalam perkembangannya ia mendapat hambatan, maka bentuk kristalnya juga akan terganggu. Setiap mineral akan mempunyai sifat bentuk kristalnya yang khas, yang merupakan perwujudan kenampakan luar, yang terjadi sebagai akibat dari susunan kristalnya didalam. Untuk dapat memberikan gambaran bagaimana suatu bahan padat yang terdiri dari mineral dengan bentuk kristalnya yang khas dapat terjadi, kita contohkan suatu cairan panas yang terdiri dari unsur-unsur Natrium dan Chlorit. Selama suhunya tetap dalam keadaan tinggi, maka ion-ion tetap akan bergerak bebas dan tidak terikat satu dengan lainnya. Namun begitu suhu cairan tersebut turun, maka kebebasan Bergeraknya akan berkurang dan hilang, selanjutnya mereka mulai terikat dan berkelompok untuk membentuk persenyawaan “Natrium Chlorida”. Dengan semakin menurunnya suhu serta cairan mulai mendingin, kelompok tersebut semakin tumbuh membesar dan membentuk mineral “Halit” yang padat.

Mineral “kuarsa”, dapat kita jumpai hampir disemua batuan, namun umumnya pertumbuhannya terbatas. Meskipun demikian, bentuknya yang tidak teratur tersebut masih tetap dapat memperlihatkan susunan ion-ionnya yang ditentukan oleh struktur kristalnya yang khas, yaitu bentuknya yang berupa prisma bersisi enam. Tidak peduli apakah ukurannya sangat kecil atau besar karena pertumbuhannya yang sempurna, bagian dari prisma segi enam dan besarnya sudut antara bidang-bidangnya akan tetap dapat dikenali. Kristal mineral intan, dapat dikenali dari bentuknya yang segi-delapan atau “oktahedron” dan mineral grafit dengan segi-enamnya yang pipih, meskipun keduanya mempunyai susunan kimiawi yang sama, yaitu keduanya terdiri dari unsur Karbon (C). Perbedaan bentuk kristal tersebut terjadi karena susunan atom karbonnya yang berbeda. Pada gambar 3-1 diperlihatkan bentuk bentuk kristal “Isometrik” dan “Non-Isometrik”.

Bentuk Bentuk Kristal Isometrik			
Nama	Jumlah Bidang	Nama	Jumlah Bidang
 (1) Cube	6	 (9)Tristetrahedron	12
 (2) Octahedron	8	 (10) Hextetrahedron	24
 (3) Dodecahedron	12	 (11) Deltoid dodecahedron	24
 (4) Tetrahexahedron	24	 (12) Gyroid	24
 (5) Trapezohedron	24	 (13) Pyritohedron	12
 (6) Trisoctahedron	24	 (14) Diploid	24
 (7) Hexoctahedron	48	 (15) Tetartoid	12
 (8) Tetrahedron	4		

Bentuk Bentuk Kristal Non-Isometrik			
Nama	Jumlah Bidang	Nama	Jumlah Bidang
 (16) Pedion*	1	 (32) Dihexagonal pyramid	12
 (17) Pinacoid**	2	 (33) Rhombic dipyrmaid	8
 (18) Dome or Sphenoid	2	 (34) Trigonal dipyrmaid	6
 (19) Rhombic prism	4	 (35) Ditrigonal dipyrmaid	12
 (20) Trigonal prism	3	 (36) Tetragonal dipyrmaid	8
 (21) Ditrigonal prism	6	 (37) Ditetragonal dipyrmaid	16
 (22) Tetragonal prism	4	 (38) Hexagonal dipyrmaid	12
 (23) Ditetragonal prism	8	 (39) Dihexagonal dipyrmaid	24
 (24) Hexagonal prism	6	 (40) Trigonal trapezohedron	6
 (25) Dihexagonal prism	12	 (41) Tetragonal trapezohedron	8
 (26) Rhombic pyramid	4	 (42) Hexagonal trapezohedron	12
 (27) Trigonal pyramid	3	 (43) Tetragonal scalenohedron	8
 (28) Ditrigonal pyramid	6	 (44) Hexagonal scalenohedron	12
 (29) Tetragonal pyramid	4	 (45) Rhombohedron	6
 (30) Ditetragonal pyramid	8	 (46) Rhombic disphenoid	4
 (31) Hexagonal pyramid	6	 (47) Tetragonal disphenoid	4

Gambar 3-1 Bentuk kristal Isometrik dan Non-Isometrik

Kristal mineral intan, dapat dikenali dari bentuknya yang segi-delapan atau “oktahedron” dan mineral grafit dengan segi-enamnya yang pipih, meskipun keduanya mempunyai susunan kimiawi yang sama, yaitu keduanya terdiri dari unsur Karbon (C). Perbedaan bentuk kristal tersebut terjadi karena susunan atom karbonnya yang berbeda.

- Berat jenis (specific gravity):** Setiap mineral mempunyai berat jenis tertentu. Besarnya ditentukan oleh unsur-unsur pembentuknya serta kepadatan dari ikatan unsur-unsur tersebut dalam susunan kristalnya. Umumnya “mineral-mineral pembentuk batuan”,

- mempunyai berat jenis sekitar 2.7, meskipun berat jenis rata-rata unsur metal didalamnya berkisar antara 5. Emas murni umpamanya, mempunyai berat jenis 19.3.
3. **Bidang belah (fracture):** Mineral mempunyai kecenderungan untuk pecah melalui suatu bidang yang mempunyai arah tertentu. Arah tersebut ditentukan oleh susunan dalam dari atom-atomnya. Dapat dikatakan bahwa bidang tersebut merupakan bidang “lemah” yang dimiliki oleh suatu mineral.
 4. **Warna (color):** Warna mineral memang bukan merupakan penciri utama untuk dapat membedakan antara mineral yang satu dengan lainnya. Namun paling tidak ada warna-warna yang khas yang dapat digunakan untuk mengenali adanya unsur tertentu didalamnya. Sebagai contoh warna gelap dipunyai mineral, mengindikasikan terdapatnya unsur besi. Disisi lain mineral dengan warna terang, diindikasikan banyak mengandung aluminium.
 5. **Kekerasan (hardness):** Salah satu kegunaan dalam mendiagnosa sifat mineral adalah dengan mengetahui kekerasan mineral. Kekerasan adalah sifat resistensi dari suatu mineral terhadap kemudahan mengalami abrasi (*abrasive*) atau mudah tergores (*scratching*). Kekerasan suatu mineral bersifat relatif, artinya apabila dua mineral saling digoreskan satu dengan lainnya, maka mineral yang tergores adalah mineral yang relatif lebih lunak dibandingkan dengan mineral lawannya. Skala kekerasan mineral mulai dari yang terluak (skala 1) hingga yang terkeras (skala 10) diajukan oleh Mohs dan dikenal sebagai Skala Kekerasan Mohs.

Tabel 3-1
Skala Kekerasan Relatif Mineral (Mohs)

Kekerasan (Hardness)	Mineral	Rumus Kimia
1	Talc	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
2	Gypsum	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
3	Calcite	$CaCO_3$
4	Fluorite	CaF_2
5	Apatite	$Ca_5(PO_4)_3(OH,Cl,F)$
6	Orthoclase	$KAlSi_3O_8$
7	Quartz	SiO_2
8	Topaz	$Al_2SiO_4(OH,F)_2$
9	Corundum	Al_2O_3
10	Diamond	C

6. **Goresan pada bidang (streak):** Beberapa jenis mineral mempunyai goresan pada bidangnya, seperti pada mineral kuarsa dan pyrit, yang sangat jelas dan khas.
7. **Kilap (luster):** Kilap adalah kenampakan atau kualitas pantulan cahaya dari permukaan suatu mineral. Kilap pada mineral ada 2 (dua) jenis, yaitu Kilap Logam dan Kilap Non-Logam. Kilap Non-logam antara lain, yaitu: kilap mutiara, kilap gelas, kilap sutera, kelap resin, dan kilap tanah.

3.1.3. Sifat Kimiawi Mineral

Berdasarkan senyawa kimiawinya, mineral dapat dikelompokkan menjadi mineral Silikat dan mineral Non-silikat. Terdapat 8 (delapan) kelompok mineral Non-silikat, yaitu kelompok Oksida, Sulfida, Sulfat, Native elemen, Halid, Karbonat, Hidroksida, dan Phospat (lihat tabel 3-3). Adapun mineral silikat (mengandung unsur SiO) yang umum dijumpai dalam batuan adalah seperti terlihat pada tabel 3-2. Di depan telah dikemukakan bahwa tidak kurang dari 2000 jenis mineral yang dikenal hingga sekarang. Namun ternyata hanya beberapa jenis saja yang terlibat dalam pembentukan batuan. Mineral-mineral tersebut dinamakan “Mineral pembentuk batuan”, atau “Rock-forming minerals”, yang merupakan penyusun utama batuan dari kerak dan mantel Bumi.

Mineral pembentuk batuan dikelompokkan menjadi empat: (1) Silikat, (2) Oksida, (3) Sulfida dan (4) Karbonat dan Sulfat.

1. Mineral Silikat

Hampir 90 % mineral pembentuk batuan adalah dari kelompok ini, yang merupakan persenyawaan antara silikon dan oksigen dengan beberapa unsur metal. Karena jumlahnya yang besar, maka hampir 90 % dari berat kerak-Bumi terdiri dari mineral silikat, dan hampir 100 % dari mantel Bumi (sampai kedalaman 2900 Km dari kerak Bumi). Silikat merupakan bagian utama yang membentuk batuan baik itu sedimen, batuan beku maupun batuan malihan. Silikat pembentuk batuan yang umum adalah dibagi menjadi dua kelompok, yaitu kelompok ferromagnesium dan non-ferromagnesium.

Berikut adalah Mineral Silikat: 1. Kuarsa (SiO_2); 2. Felspar Alkali (KAlSi_3O_8); 3. Felspar Plagiklas ($(\text{Ca,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$); 4. Mika Muskovit ($\text{K}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20})(\text{OH,F})_2$); 5. Mika Biotit ($\text{K}_2(\text{Mg,Fe})_6\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$); 6. Amfibol ($(\text{Na,Ca})_2(\text{Mg,Fe,Al})_3(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})$); 7. Pyroksen ($(\text{Mg,Fe,Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})\text{Si}_2\text{O}_6$); 8. Olivin ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$). Nomor 1 sampai 4 adalah mineral non-ferromagnesium dan 5 hingga 8 adalah mineral ferromagnesium.

Tabel 3-2 Kelompok Mineral Silikat

MINERAL		RUMUS KIMIA
Olivine		$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
Pyroxene		$(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$
Amphibole		$(\text{Ca}_2\text{Mg}_5)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Mica	Muscovite	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
	Biotite	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Feldspar	Orthoclase	$\text{K Al Si}_3 \text{O}_8$
	Plagioclase	$(\text{Ca,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
Quartz		SiO_2

2. Mineral ferromagnesium:

Umumnya mempunyai warna gelap atau hitam dan berat jenis yang besar.

- **Olivine:** dikenal karena warnanya yang “olive”. Berat jenis berkisar antara 3.27 – 3.37, tumbuh sebagai mineral yang mempunyai bidang belah yang kurang sempurna.
- **Augite:** warnanya sangat gelap hijau hingga hitam. BD berkisar antara 3.2 – 3.4 dengan bidang belah yang berpotongan hampir tegak lurus. Bidang belah ini sangat penting untuk membedakannya dengan mineral hornblende.
- **Hornblende:** warnanya hijau hingga hitam; BD. 3.2 dan mempunyai bidang belah yang berpotongan dengan sudut kira-kira 56° dan 124° yang sangat membantu dalam cara mengenalnya.
- **Biotite:** adalah mineral “mika” bentuknya pipih yang dengan mudah dapat dikelupas. Dalam keadaan tebal, warnanya hijau tua hingga coklat-hitam; BD 2.8 – 3.2.

3. Mineral non-ferromagnesium.

- **Muskovit:** Disebut mika putih karena warnanya yang terang, kuning muda, coklat , hijau atau merah. BD. berkisar antara 2.8 – 3.1.
- **Felspar:** Merupakan mineral pembentuk batuan yang paling banyak . Namanya juga mencerminkan bahwa mineral ini dijumpai hampir disetiap lapangan. “Feld” dalam bahasa Jerman adalah lapangan (Field). Jumlahnya didalam kerak Bumi hampir 54 %. Nama-nama yang diberikan kepada felspar adalah “plagioklas” dan “orthoklas”. Plagioklas kemudian juga dapat dibagi dua, “albit” dan “anorthit”. Orthoklas adalah yang mengandung Kalium, albit mengandung Natrium dan Anorthit mengandung Kalsium.

- **Orthoklas:** mempunyai warna yang khas yakni putih abu-abu atau merah jambu. BD. 2.57.
- **Kuarsa:** Kadang disebut “silika”. Adalah satu-satunya mineral pembentuk batuan yang terdiri dari persenyawaan silikon dan oksigen. Umumnya muncul dengan warna seperti asap atau “smooky”, disebut juga “smooky quartz”. Kadang-kadang juga dengan warna ungu atau merah-lembayung (violet). Nama kuarsa yang demikian disebut “amethyst”, merah massip atau merah-muda, kuning hingga coklat. Warna yang bermacam-macam ini disebabkan karena adanya unsur-unsur lain yang tidak bersih.



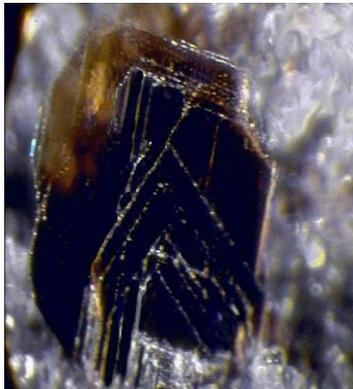
Olivine
(Mg,Fe)₂SiO₄



Pyroxene
(Mg,Fe)SiO₃



Hornblende
Ca₂(Mg,Fe)₄Al(Si₇Al)O₂₂(OH,F)₂



Biotite
K(Mg,Fe)₃Si₃O₁₀(OH)₂



Plagioclase
(Ca,Na)AlSi₃O₈



Orthoclase
(K Al Si₃ O₈)



Muscovite
KAl₃Si₃O₁₀(OH)₂



Quartz
(SiO₂)



Feldspar
(K Al Si₃ O₈)

Gambar 3-2 Kelompok Mineral Silikat

Tabel 3-3 Kelompok Mineral Non-Silikat

KELOMPOK	ANGGOTA	SENYAWA KIMIA
Oxides	Hematite Magnetite Corrundum Chromite Ilmenite	Fe_2O_3 Fe_3O_4 Al_2O_3 $FeCr_2O_4$ $FeTiO_3$
Sulfides	Galena Sphalerite Pyrite Chalcopyrite Bornite Cinnabar	PbS ZnS FeS_2 $CuFeS_2$ Cu_5FeS_4 HgS
Sulfates	Gypsum Anhydrite Barite	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$ $CaSO_4$ $BaSO_4$
Native Elements	Gold Cooper Diamond Sulfur Graphite Silver Platinum	Au Cu C S C Ag Pt
Halides	Halite Flourite Sylvite	NaCl CaF_2 KCl
Carbonates	Calcite Dolomite Malachite Azurite	$CaCO_3$ $CaMg(CO_3)_2$ $Cu_2(OH)_2CO_3$ $Cu_3(OH)_2(CO_3)_2$
Hydroxides	Limonite Bauxite	$FeO(OH) \cdot nH_2O$ $Al(OH)_3 \cdot nH_2O$
Phosphates	Apatite Turquoise	$Ca_5(F,Cl,OH)PO_4$ $CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8$

- Mineral oksida.** Terbentuk sebagai akibat perseyawaan langsung antara oksigen dan unsur tertentu. Susunannya lebih sederhana dibanding silikat. Mineral oksida umumnya lebih keras dibanding mineral lainnya kecuali silikat. Mereka juga lebih berat kecuali sulfida. Unsur yang paling utama dalam oksida adalah besi, Chroom, mangan, timah dan aluminium. Beberapa mineral oksida yang paling umum adalah “es” (H_2O), korondum (Al_2O_3), hematit (Fe_2O_3) dan kassiterit (SnO_2).
- Mineral Sulfida.** Merupakan mineral hasil persenyawaan langsung antara unsur tertentu dengan sulfur (belerang), seperti besi, perak, tembaga, timbal, seng dan merkuri. Beberapa dari mineral sulfida ini terdapat sebagai bahan yang mempunyai nilai ekonomis, atau bijih, seperti “pirit” (FeS_3), “chalcocite” (Cu_2S), “galena” (PbS), dan “sphalerit” (ZnS).
- Mineral-mineral Karbonat dan Sulfat.** Merupakan persenyawaan dengan ion $(CO_3)_2^-$, dan disebut “karbonat”, umpamanya persenyawaan dengan Ca dinamakan “kalsium karbonat”, $CaCO_3$ dikenal sebagai mineral “kalsit”. Mineral ini merupakan susunan utama yang membentuk batuan sedimen.

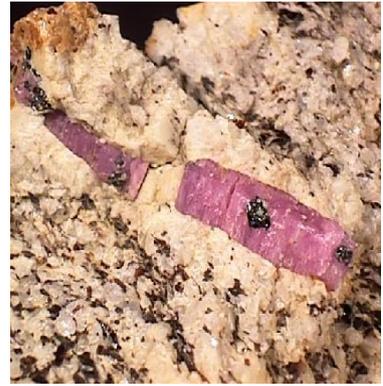
Gambar 3-3 adalah kelompok dari mineral-mineral non-silikat, yaitu: 1. Mineral Golongan Oksida; 2. Mineral Golongan Sulfida; 3. Mineral Golongan Sulfat; 4. Mineral Golongan Native; 5. Mineral Golongan Halida; 6. Mineral Golongan Karbonat; 7. Mineral Golongan Hidroksida; dan 8. Mineral Golongan Fosfat.



Hematite (Fe₂O₃)



Magnetite (Fe₃O₄)



Corundum (Al₂O₃)



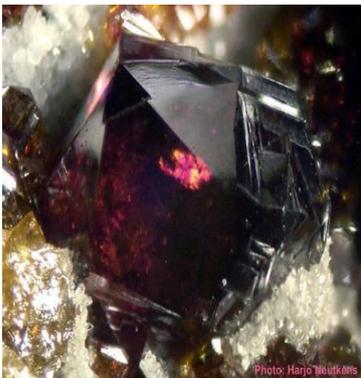
Chromites (FeCr₂O₄)



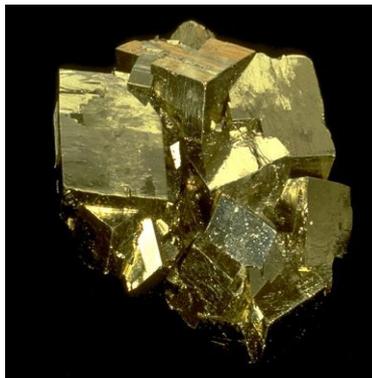
Ilmenite (FeTiO₃)



Galena (PbS)



Sphalerite (ZnS)



Pyrite (FeS₂)



Chalcopyrite (CuFeS₂)



Bornite (Cu₅FeS₄)



Cinnabar (HgS)



Gypsum (CaSO₄·2H₂O)



Anhydrite (CaSO₄)



Barite (BaSO₄)



Gold Nugget (Au)



Cooper (Cu)



Diamond (C)



Sulfur (S)



Graphite (C)



Silver (Ag)



Platinum (Pt)



Halite (NaCl)



Fluorite (CaF₂)



Sylvite (KCl)



Calcite
(Ca CO_3)



Dolomite
($\text{CaMg (CO}_3)_2$)



Malachite
($\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$)



Azurite
($\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$)



Limonite
($\text{FeO}(\text{OH}).n\text{H}_2\text{O}$)



Bauxite
($\text{Al}(\text{OH})_3.n\text{H}_2\text{O}$)



Apatite
($\text{Ca}_5(\text{F,Cl,OH})\text{PO}_4$)



Turquoise
($\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8$)



Cassiterite
(SnO_2)

Gambar 3-3 Kelompok Mineral Non Silikat

Pada gambar 3-4 diperlihatkan mineral-mineral yang umum dijumpai pada batuan beku, yaitu plagioclase feldspar, K-feldspar, quartz, muscovite mica, biotite mica, amphibole, olivine, pyroxene dan calcite. Mineral mineral tersebut mudah dikenali, baik secara megaskopis maupun mikroskopis berdasarkan dari sifat sifat fisik mineral masing-masing. Adapun ciri dari mineral mineral tersebut dapat dilihat pada gambar dibawah.



Gambar 3-4 Berbagai jenis mineral yang umum dijumpai sebagai penyusun batuan: Olivine, Pyroxene, Hornblende, Biotite, Plagioklas, Orthoklas, Mika (Muskovite), Kuarsa, dan Kalsit



Olivine $(Mg,Fe)_2SiO_4$

Olivine adalah kelompok mineral silikat yang tersusun dari unsur besi (Fe) dan magnesium (Mg). Mineral olivine berwarna hijau, dengan kilap gelas, terbentuk pada temperatur yang tinggi. Mineral ini umumnya dijumpai pada batuan basalt dan ultramafic. Batuan yang keseluruhan mineralnya terdiri dari mineral olivine dikenal dengan batuan Dunite.



Pyroxene $(Mg,Fe)SiO_3$

Pyroxene adalah kelompok mineral silikat yang dari unsur besi (Fe) dan magnesium (Mg). Mineral pyroxene umumnya berwarna sangat gelap hijau hingga hitam. BD berkisar antara 3.2-3.4 dengan bidang belah yang berpotongan hampir tegak lurus. Bidang belah ini sangat penting untuk membedakannya dengan mineral hornblende



Amphibole/Hornblende $Ca_2(Mg,Fe)_4Al(Si_7Al)O_{22}(OH,F)_2$

Amphibole adalah kelompok mineral silikat yang berbentuk prismatic atau kristal yang menyerupai jarum. Mineral amphibole umumnya mengandung besi (Fe), Magnesium (Mg), Kalsium (Ca), dan Alumunium (Al), Silika (Si), dan Oksigen (O). Hornblende tampak pada foto yang berwarna hijau tua kehitaman. Mineral ini banyak dijumpai pada berbagai jenis batuan beku dan batuan metamorf.



Biotite $K(Mg,Fe)_3Si_3O_{10}(OH)_2$

Semua mineral mika berbentuk pipih, bentuk kristal berlembar menyerupai buku dan merupakan bidang belahan (cleavage) dari mineral biotite. Mineral biotite umumnya berwarna gelap, hitam atau coklat sedangkan muscovite berwarna terang, abu-abu terang. Mineral mika mempunyai kekerasan yang lunak dan bisa digores dengan kuku.



Plagioclase feldspar $(Ca,Na)AlSi_3O_8$

Mineral Plagioclase adalah anggota dari kelompok mineral feldspar. Mineral ini mengandung unsur Calcium atau Natrium. Kristal feldspar berbentuk prismatik, umumnya berwarna putih hingga abu-abu, kilap gelas. Plagioklas yang mengandung Natrium dikenal dengan mineral Albite, sedangkan yang mengandung Ca disebut An-orthite.



Potassium feldspar $(K Al Si_3 O_8)$

Potassium feldspar adalah anggota dari mineral feldspar. Seperti halnya plagioclase feldspar, potassium feldspars adalah mineral silicate yang mengandung unsur Kalium dan bentuk kristalnya prismatik, umumnya berwarna merah daging hingga putih.



Mica $K(Mg,Fe)_3Si_3O_{10}(OH)_2$

Micas adalah kelompok mineral silicate minerals dengan komposisi yang bervariasi, dari potassium (K), magnesium (Mg), iron (Fe), aluminum (Al), silicon (Si) dan air (H₂O).



Quartz $(Si O_2)$

Quartz adalah satu dari mineral yang umum yang banyak dijumpai pada kerak bumi. Mineral ini tersusun dari Silika dioksida (SiO₂), berwarna putih, kilap kaca dan belahan (cleavage) tidak teratur (uneven) conchoidal.

3.2. Batuan

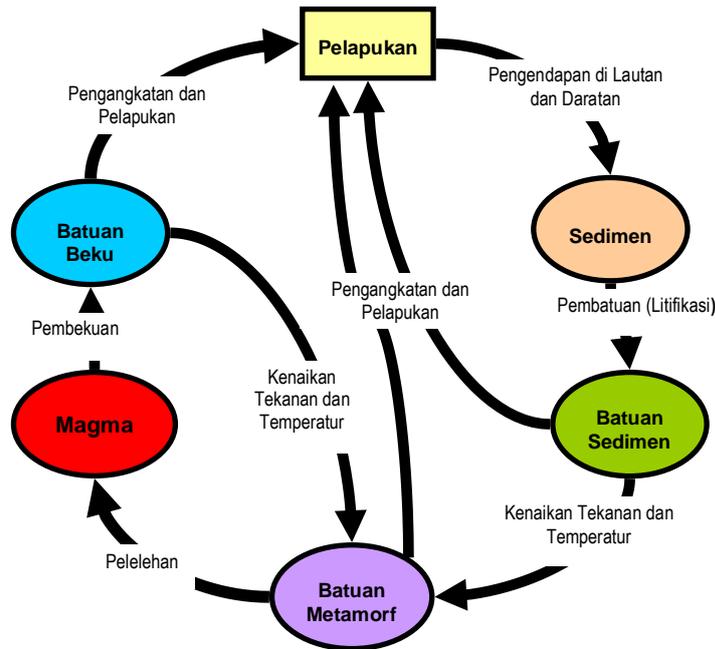
Pengetahuan atau Ilmu Geologi didasarkan kepada studi terhadap batuan. Diawali dengan mengetahui bagaimana batuan itu terbentuk, berubah, kemudian bagaimana hingga batuan itu sekarang menempati bagian dari pegunungan, dataran-dataran di benua hingga didalam cekungan dibawah permukaan laut. Kemanapun anda menoleh, maka anda selalu akan bertemu dengan benda yang dinamakan batu atau batuan. Sebut saja kerakal di halaman rumah, kemudian di jalan yang landasannya atau bagian tepinya dibuat dari batu. Di dasar atau tebing sungai, bahkan menengok bagian dari rumah anda mungkin sebagian besar terbuat dari batu. Batu atau batuan yang anda lihat dimana-mana itu, ada yang sama warna dan jenisnya, tetapi juga banyak yang berbeda. Tidak mengherankan apabila batuan merupakan bagian utama dari Bumi kita ini.

Berdasarkan persamaan dan perbedaan tadi, maka kita berupaya untuk mengelompokkannya. Dari hasil pengamatan terhadap jenis-jenis batuan tersebut, kita dapat mengelompokkannya menjadi tiga kelompok besar, yaitu (1) batuan beku, (2) batuan sedimen, dan (3) batuan malihan atau metamorfis. Penelitian-penelitian yang dilakukan oleh para ahli Geologi terhadap batuan, menyimpulkan bahwa antara ketiga kelompok tersebut terdapat hubungan yang erat satu dengan lainnya, dan batuan beku dianggap sebagai “nenek moyang” dari batuan lainnya. Dari sejarah pembentukan Bumi, diperoleh gambaran bahwa pada awalnya seluruh bagian luar dari Bumi ini terdiri dari batuan beku. Dengan perjalanan waktu serta perubahan keadaan, maka terjadilah perubahan-perubahan yang disertai dengan pembentukan kelompok-kelompok batuan yang lainnya. Proses perubahan dari satu kelompok batuan ke kelompok lainnya, merupakan suatu siklus yang dinamakan “daur batuan”.

Pada gambar 3-5 diperlihatkan bagaimana perjalanan daur tersebut. Melalui daur batuan ini, juga dapat diruntut proses-proses geologi yang bekerja dan mengubah kelompok batuan yang satu ke lainnya. Konsep daur batuan ini merupakan landasan utama dari Geologi Fisik yang diutarakan oleh JAMES HUTTON. Dalam daur tersebut, batuan beku terbentuk sebagai akibat dari pendinginan dan pembekuan magma. Pendinginan magma yang berupa lelehan silikat, akan diikuti oleh proses penghabluran yang dapat berlangsung dibawah atau diatas permukaan Bumi melalui erupsi gunung berapi.

Kelompok batuan beku tersebut, apabila kemudian tersingkap dipermukaan, maka ia akan bersentuhan dengan atmosfer dan hidrosfir, yang menyebabkan berlangsungnya proses pelapukan. Melalui proses ini batuan akan mengalami penghancuran. Selanjutnya, batuan yang telah dihancurkan ini akan dipindahkan/digerakkan dari tempatnya terkumpul oleh gaya berat, air yang mengalir diatas dan dibawah permukaan, angin yang bertiup, gelombang dipantai dan gletser dipegunungan-pegunungan yang tinggi. Media pengangkut tersebut juga dikenal sebagai alat pengikis, yang dalam bekerjanya berupaya untuk meratakan permukaan Bumi. Bahan-bahan yang diangkutnya baik itu berupa fragmen-fragmen atau bahan yang larut, kemudian akan diendapkan ditempat-tempat tertentu sebagai sedimen.

Proses berikutnya adalah terjadinya ubahan dari sedimen yang bersifat lepas, menjadi batuan yang keras, melalui pembebanan dan perekatan oleh senyawa mineral dalam larutan, dan kemudian disebut batuan sedimen. Apabila terhadap batuan sedimen ini terjadi peningkatan tekanan dan suhu sebagai akibat dari penimbunan dan atau terlibat dalam proses pembentukan pegunungan, maka batuan sedimen tersebut akan mengalami ubahan untuk menyesuaikan dengan lingkungan yang baru, dan terbentuk batuan malihan atau batuan metamorfis. Apabila batuan metamorfis ini masih mengalami peningkatan tekanan dan suhu, maka ia akan kembali leleh dan berubah menjadi magma. Panah-panah dalam gambar, menunjukkan bahwa jalannya siklus dapat terganggu dengan adanya jalan-jalan pintas yang dapat ditempuh, seperti dari batuan beku menjadi batuan metamorfis, atau batuan metamorfis menjadi sedimen tanpa melalui pembentukan magma dan batuan beku. Batuan sedimen dilain pihak dapat kembali menjadi sedimen akibat tersingkap ke permukaan dan mengalami proses pelapukan.



Gambar 3-5 Daur Batuan (Siklus Batuan)

3.3. Batuan Beku

3.3.1. Pengertian Batuan Beku

Batuan beku atau batuan igneus (dari Bahasa Latin: *ignis*, "api") adalah jenis batuan yang terbentuk dari magma yang mendingin dan mengeras, dengan atau tanpa proses kristalisasi, baik di bawah permukaan sebagai batuan intrusif (plutonik) maupun di atas permukaan sebagai batuan ekstrusif (vulkanik). Magma ini dapat berasal dari batuan setengah cair ataupun batuan yang sudah ada, baik di mantel ataupun kerak bumi. Umumnya, proses pelelehan terjadi oleh salah satu dari proses-proses berikut: kenaikan temperatur, penurunan tekanan, atau perubahan komposisi. Lebih dari 700 tipe batuan beku telah berhasil dideskripsikan, sebagian besar terbentuk di bawah permukaan kerak bumi.

3.3.2. Struktur Batuan Beku

Berdasarkan tempat pembekuannya batuan beku dibedakan menjadi batuan beku ekstrusif dan intrusif. Hal ini pada nantinya akan menyebabkan perbedaan pada tekstur masing masing batuan tersebut. Kenampakan dari batuan beku yang tersingkap merupakan hal pertama yang harus kita perhatikan. Kenampakan inilah yang disebut sebagai struktur batuan beku

1. Struktur batuan beku ekstrusif

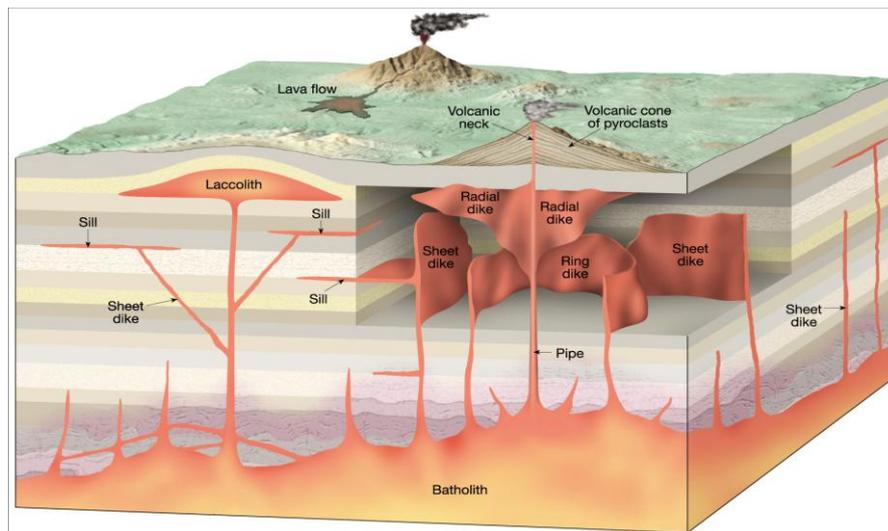
Batuan beku ekstrusif adalah batuan beku yang proses pembekuannya berlangsung dipermukaan bumi. Batuan beku ekstrusif ini yaitu lava yang memiliki berbagai struktur yang memberi petunjuk mengenai proses yang terjadi pada saat pembekuan lava tersebut. Struktur ini diantaranya:

- Masif, yaitu struktur yang memperlihatkan suatu masa batuan yang terlihat seragam.
- Sheeting joint, yaitu struktur batuan beku yang terlihat sebagai lapisan
- Columnar joint, yaitu struktur yang memperlihatkan batuan terpisah poligonal seperti batang pensil.
- Pillow lava, yaitu struktur yang menyerupai bantal yang bergumpal-gumpal. Hal ini diakibatkan proses pembekuan terjadi pada lingkungan air.

- e. Vesikular, yaitu struktur yang memperlihatkan lubang-lubang pada batuan beku. Lubang ini terbentuk akibat pelepasan gas pada saat pembekuan.
- f. Amigdaloidal, yaitu struktur vesikular yang kemudian terisi oleh mineral lain seperti kalsit, kuarsa atau zeolit
- g. Struktur aliran, yaitu struktur yang memperlihatkan adanya kesejajaran mineral pada arah tertentu akibat aliran

2. Struktur Batuan Beku Intrusif

Batuan beku ekstrusif adalah batuan beku yang proses pembekuannya berlangsung dibawah permukaan bumi. berdasarkan kedudukannya terhadap perlapisan batuan yang diterobosnya struktur tubuh batuan beku intrusif terbagi menjadi dua yaitu konkordan dan diskordan.



Gambar 3-6 Bagan Struktur Batuan Beku Intrusif

A. Konkordan

Tubuh batuan beku intrusif yang sejajar dengan perlapisan disekitarnya, jenis jenis dari tubuh batuan ini yaitu :

- a. Sill, tubuh batuan yang berupa lembaran dan sejajar dengan perlapisan batuan disekitarnya.
- b. Laccolith, tubuh batuan beku yang berbentuk kubah (dome), dimana perlapisan batuan yang asalnya datar menjadi melengkung akibat penerobosan tubuh batuan ini, sedangkan bagian dasarnya tetap datar. Diameter laccolith berkisar dari 2 sampai 4 mil dengan kedalaman ribuan meter.
- c. Lopolith, bentuk tubuh batuan yang merupakan kebalikan dari laccolith, yaitu bentuk tubuh batuan yang cembung ke bawah. Lopolith memiliki diameter yang lebih besar dari laccolith, yaitu puluhan sampai ratusan kilometer dengan kedalaman ribuan meter.
- d. Paccolith, tubuh batuan beku yang menempati sinklin atau antiklin yang telah terbentuk sebelumnya. Ketebalan paccolith berkisar antara ratusan sampai ribuan kilometer.

B. Diskordan

Tubuh batuan beku intrusif yang memotong perlapisan batuan disekitarnya. Jenis-jenis tubuh batuan ini yaitu:

- a. Dyke, yaitu tubuh batuan yang memotong perlapisan disekitarnya dan memiliki bentuk tabular atau memanjang. Ketebalannya dari beberapa sentimeter sampai puluhan kilometer dengan panjang ratusan meter.

- b. Batolith, yaitu tubuh batuan yang memiliki ukuran yang sangat besar yaitu $> 100 \text{ km}^2$ dan membeku pada kedalaman yang besar.
- c. Stock, yaitu tubuh batuan yang mirip dengan Batolith tetapi ukurannya lebih kecil

3.3.3. Tekstur Batuan Beku

Magma merupakan larutan yang kompleks. Karena terjadi penurunan temperatur, perubahan tekanan dan perubahan dalam komposisi, larutan magma ini mengalami kristalisasi. Perbedaan kombinasi hal-hal tersebut pada saat pembekuan magma mengakibatkan terbentuknya batuan yang memiliki tekstur yang berbeda. Ketika batuan beku membeku pada keadaan temperatur dan tekanan yang tinggi di bawah permukaan dengan waktu pembekuan cukup lama maka mineral-mineral penyusunnya memiliki waktu untuk membentuk sistem kristal tertentu dengan ukuran mineral yang relatif besar. Sedangkan pada kondisi pembekuan dengan temperatur dan tekanan permukaan yang rendah, mineral-mineral penyusun batuan beku tidak sempat membentuk sistem kristal tertentu, sehingga terbentuklah gelas (obsidian) yang tidak memiliki sistem kristal, dan mineral yang terbentuk biasanya berukuran relatif kecil. Berdasarkan hal di atas tekstur batuan beku dapat dibedakan berdasarkan:

1. Tingkat kristalisasi
 - a) Holokristalin, yaitu batuan beku yang hampir seluruhnya disusun oleh kristal
 - b) Hipokristalin, yaitu batuan beku yang tersusun oleh kristal dan gelas
 - c) Holohyalin, yaitu batuan beku yang hampir seluruhnya tersusun oleh gelas
2. Ukuran butir
 - a) Phaneritic, yaitu batuan beku yang hampir seluruhnya tersusun oleh mineral-mineral yang berukuran kasar.
 - b) Aphanitic, yaitu batuan beku yang hampir seluruhnya tersusun oleh mineral berukuran halus.
3. Bentuk kristal

Ketika pembekuan magma, mineral-mineral yang terbentuk pertama kali biasanya berbentuk sempurna sedangkan yang terbentuk terakhir biasanya mengisi ruang yang ada sehingga bentuknya tidak sempurna. Bentuk mineral yang terlihat melalui pengamatan mikroskop yaitu:

 - a) Euhedral, yaitu bentuk kristal yang sempurna
 - b) Subhedral, yaitu bentuk kristal yang kurang sempurna
 - c) Anhedral, yaitu bentuk kristal yang tidak sempurna.
4. Berdasarkan kombinasi bentuk kristalnya
 - a) Unidiomorf (Automorf), yaitu sebagian besar kristalnya dibatasi oleh bidang kristal atau bentuk kristal euhedral (sempurna)
 - b) Hypidiomorf (Hypautomorf), yaitu sebagian besar kristalnya berbentuk euhedral dan subhedral.
 - c) Allotriomorf (Xenomorf), sebagian besar penyusunnya merupakan kristal yang berbentuk anhedral.
5. Berdasarkan keseragaman antar butirnya
 - a) Equigranular, yaitu ukuran butir penyusun batuan hampir sama
 - b) Inequigranular, yaitu ukuran butir penyusun batuan tidak sama

3.3.4. Klasifikasi Batuan Beku

Batuan beku diklasifikasikan berdasarkan tempat terbentuknya, warna, kimia, tekstur, dan mineraloginya.

1. Berdasarkan tempat terbentuknya batuan beku dibedakan atas:
 - a) Batuan beku Plutonik, yaitu batuan beku yang terbentuk jauh di perut bumi.
 - b) Batuan beku Hypabisal, yaitu batuan beku yang terbentuk tidak jauh dari permukaan bumi
 - c) Batuan beku vulkanik, yaitu batuan beku yang terbentuk di permukaan bumi

Berdasarkan warnanya, mineral pembentuk batuan beku ada dua yaitu mineral mafic

- (gelap) seperti olivin, piroksen, amphibol dan biotit, dan mineral felsic (terang) seperti Feldspar, muskovit, kuarsa dan feldspatoid.
2. Klasifikasi batuan beku berdasarkan warnanya yaitu:
 - a. Leucocratic rock, kandungan mineral mafic < 30%
 - b. Mesocratic rock, kandungan mineral mafic 30% - 60%
 - c. Melanocratic rock, kandungan mineral mafic 60% - 90%
 - d. Hypermalanic rock, kandungan mineral mafic > 90%
 3. Berdasarkan kandungan kimianya yaitu kandungan SiO₂-nya batuan beku diklasifikasikan menjadi empat yaitu:
 - a) Batuan beku asam (acid), kandungan SiO₂ > 65%, contohnya Granit, Ryolit.
 - b) Batuan beku menengah (intermediat), kandungan SiO₂ 65% - 52%. Contohnya Diorit, Andesit
 - c) Batuan beku basa (basic), kandungan SiO₂ 52% - 45%, contohnya Gabbro, Basalt
 - d) Batuan beku ultra basa (ultra basic), kandungan SiO₂ < 30%

3.3.5. Pengelompokan Batuan Beku

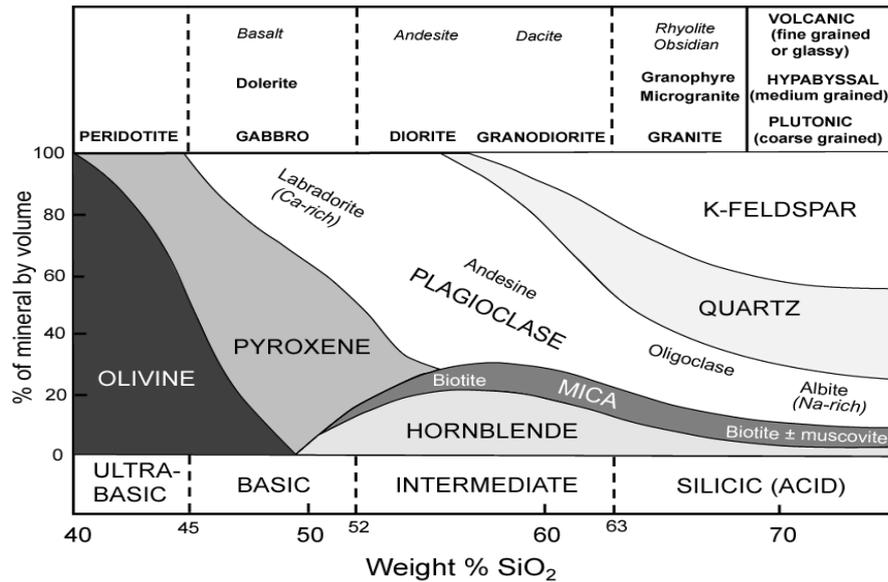
Untuk membedakan berbagai jenis batuan beku yang terdapat di Bumi, dilakukan berbagai cara pengelompokan terhadap batuan beku (gambar 3-7). Pengelompokan yang didasarkan kepada susunan kimia batuan, jarang dilakukan. Hal ini disebabkan disamping prosesnya lama dan mahal, karena harus dilakukan melalui analisa kimiawi. Dan yang sering digunakan adalah yang didasarkan kepada tekstur dipadukan dengan susunan mineral, dimana keduanya dapat dilihat dengan kasat mata.



Gambar 3-7 Dasar Klasifikasi Batuan Beku

Pada gambar 3-8 diperlihatkan pengelompokan batuan beku dalam bagan, berdasarkan susunan mineralogi. Gabro adalah batuan beku dalam dimana sebagian besar mineral-mineralnya adalah olivine dan piroksin. Sedangkan Felsparnya terdiri dari felspar Ca-plagioklas. Teksturnya kasar atau phanerik, karena mempunyai waktu pendinginan yang cukup lama didalam litosfir. Kalau dia membeku lebih cepat karena mencapai permukaan bumi, maka batuan beku yang terjadi adalah basalt dengan tekstur halus. Jadi Gabro dan Basalt keduanya mempunyai susunan mineral yang sama, tetapi teksturnya berbeda. Demikian pula dengan Granit dan Rhyolit, atau Diorit dan Andesit. Granit dan Diorit mempunyai tekstur yang kasar, sedangkan Rhyolit dan Andesit, halus. Basalt dan Andesit adalah batuan beku yang banyak dikeluarkan gunung-berapi, sebagai hasil pembekuan lava.

Batuan beku juga dapat dikelompokan berdasarkan bentuk-bentuknya didalam kerak Bumi. Pada saat magma menerobos litosfir dalam perjalanannya menuju permukaan Bumi, ia dapat menempati tempatnya didalam kerak dengan cara memotong struktur batuan yang telah ada, atau mengikuti arah dari struktur batuan. Yang memotong struktur disebut bentuk-bentuk diskordan, sedangkan yang mengikuti struktur disebut konkordan (gambar 3-9).



Gambar 3-8 Klasifikasi batuan beku berdasarkan Tekstur dan Komposisi Mineral

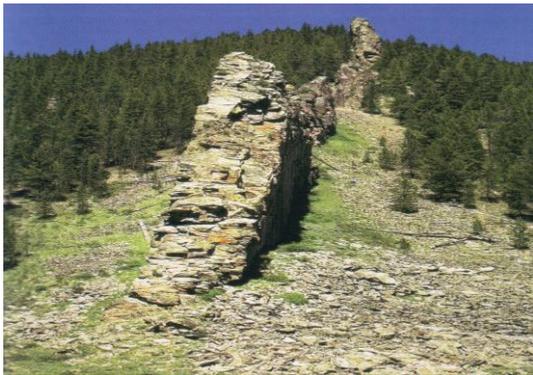
3.3.6. Magma

Dalam daur batuan dicantumkan bahwa batuan beku bersumber dari proses pendinginan dan penghabluran lelehan batuan didalam Bumi yang disebut magma. Magma adalah suatu lelehan silikat bersuhu tinggi berada didalam Litosfir, yang terdiri dari ion-ion yang bergerak bebas, hablur yang mengapung didalamnya, serta mengandung sejumlah bahan berwujud gas. Lelehan tersebut diperkirakan terbentuk pada kedalaman berkisar sekitar 200 kilometer dibawah permukaan Bumi, terdiri terutama dari unsur-unsur yang kemudian membentuk mineral-mineral silikat. Magma yang mempunyai berat-jenis lebih ringan dari batuan sekelilingnya, akan berusaha untuk naik melalui rekahan-rekahan yang ada dalam litosfir hingga akhirnya mampu mencapai permukaan Bumi.

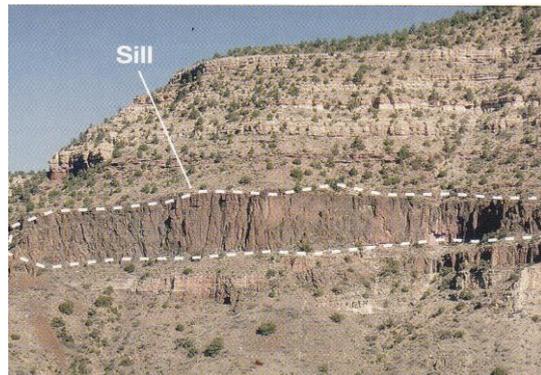
Apabila magma keluar, melalui kegiatan gunung-berapi dan mengalir diatas permukaan Bumi, ia akan dinamakan lava. Magma ketika dalam perjalanannya naik menuju ke permukaan, dapat juga mulai kehilangan mobilitasnya ketika masih berada didalam litosfir dan membentuk dapur-dapur magma sebelum mencapai permukaan. Dalam keadaan seperti itu, magma akan membeku ditempat, dimana ion-ion didalamnya akan mulai kehilangan gerak bebasnya kemudian menyusun diri, menghablur dan membentuk batuan beku. Namun dalam proses pembekuan tersebut, tidak seluruh bagian dari lelehan itu akan menghablur pada saat yang sama. Ada beberapa jenis mineral yang terbentuk lebih awal pada suhu yang tinggi dibanding dengan lainnya.

Dalam gambar 3-10 diperlihatkan urutan penghabluran (pembentukan mineral) dalam proses pendinginan dan penghabluran lelehan silikat. Mineral-mineral yang mempunyai berat-jenis tinggi karena kandungan Fe dan Mg seperti olivine, piroksen, akan menghablur paling awal dalam keadaan suhu tinggi, dan kemudian disusul oleh amphibole dan biotite. Disebelah kanannya kelompok mineral felspar, akan diawali dengan jenis felspar calcium (Ca-Felspar) dan diikuti oleh felspar kalium (K-Felspar). Akibatnya pada suatu keadaan tertentu, kita akan mendapatkan suatu bentuk dimana hablur-hablur padat dikelilingi oleh lelehan.

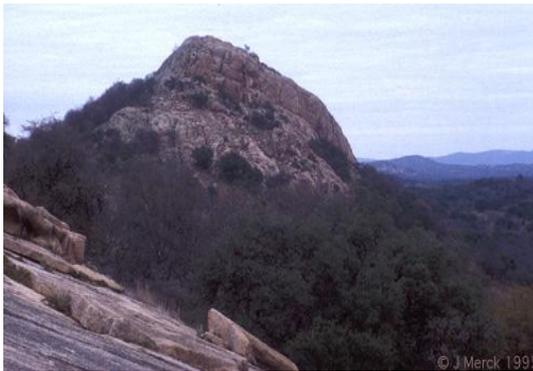
Bentuk-bentuk dan ukuran dari hablur yang terjadi, sangat ditentukan oleh derajat kecepatan dari pendinginan magma. Pada proses pendinginan yang lambat, hablur yang terbentuk akan mempunyai bentuk yang sempurna dengan ukuran yang besar-besar. Sebaliknya, apabila pendinginan itu berlangsung cepat, maka ion-ion didalamnya akan dengan segera menyusun diri dan membentuk hablur-hablur yang berukuran kecil-kecil, kadang berukuran mikroskopis. Bentuk pola susunan hablur-hablur mineral yang nampak pada batuan beku tersebut dinamakan tekstur batuan.



Bentuk Intrusi Dike



Bentuk Intrusi Sill



Bentuk Intrusi Stock



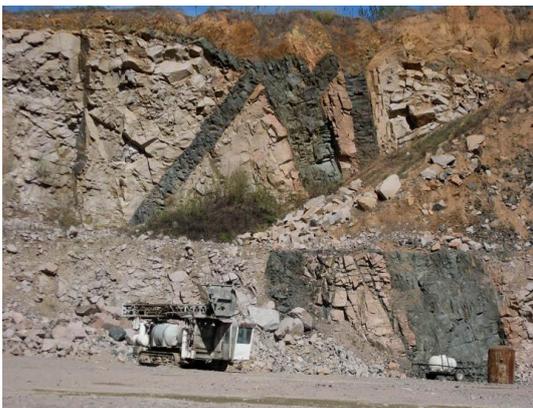
Bentuk Intrusi Laccolith



Bentuk Intrusi Lopolith



Bentuk Intrusi Roofpendant



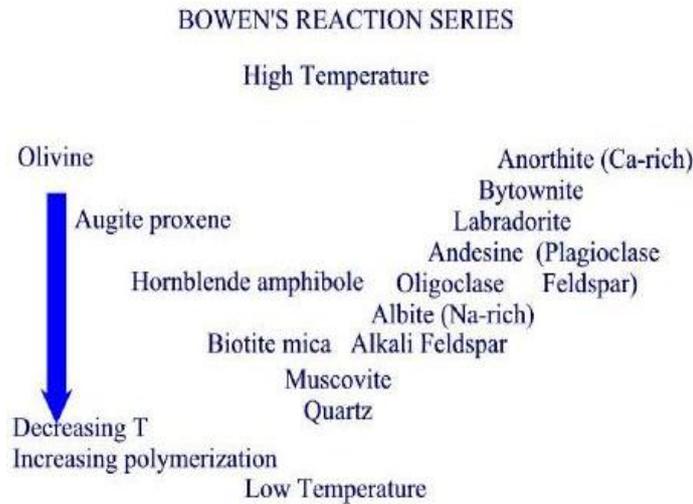
Bentuk Intrusi Pipe



Bentuk Intrusi Batholith

Gambar 3-9 Contoh-contoh bentuk intrusi batuan beku

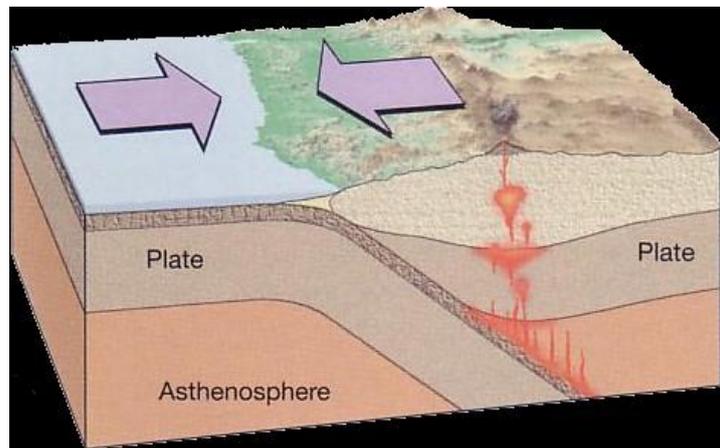
Disamping derajat kecepatan pendinginan, susunan mineralogi dari magma serta kadar gas yang dikandungnya, juga turut menentukan dalam proses penghablurannya. Mengingat magma dalam aspek-aspek tersebut diatas sangat berbeda, maka batuan beku yang terbentuk juga sangat beragam dalam susunan mineralogi dan kenampakan fisiknya. Meskipun demikian, batuan beku tetap dapat dikelompokkan berdasarkan cara-cara pembentukan seta susunan mineraloginya.



Gambar 3-10 Seri Reaksi Bowen (urutan pembentukan mineral pada proses pendinginan dan Penghabluran dari larutan silikat magma)

3.3.7. Proses Pembentukan Magma

Magma dalam kerak Bumi dapat terbentuk sebagai akibat dari perbenturan antara 2 (dua) lempeng litosfir, dimana salah satu dari lempeng yang berinteraksi itu menunjam dan menyusup kedalam astenosfir. Sebagai akibat dari gesekan yang berlangsung antara kedua lempeng litosfir tersebut, maka akan terjadi peningkatan suhu dan tekanan, ditambah dengan penambahan air berasal dari sedimen-sedimen samudra akan disusul oleh proses peleburan sebagian dari litosfir (gambar 3-11). Sumber magma yang terjadi sebagai akibat dari peleburan tersebut akan menghasilkan magma yang bersusunan asam (kandungan unsur SiO₂ lebih besar dari 55%). Magma yang bersusunan basa, adalah magma yang terjadi dan bersumber dari astenosfir. Magma seperti itu didapat di daerah-daerah yang mengalami gejala regangan yang dilanjutkan dengan pemisahan litosfir.



Gambar 3-11 Interaksi konvergen lempeng litosfir yang menghasilkan pembentukan magma

Berdasarkan sifat kimiawinya, batuan beku dapat dikelompokkan menjadi 4 (empat) kelompok, yaitu: (1) Kelompok batuan beku ultrabasa/ultramafic; (2) Kelompok batuan beku basa; (3) Kelompok batuan beku intermediate; dan (4) Kelompok batuan beku asam. Dengan demikian maka magma asal yang membentuk batuan-batuan tersebut diatas dapat dibagi menjadi 3 jenis, yaitu magma basa, magma intermediate, dan magma asam. Yang menjadi persoalan dari magma adalah :

- 1) Apakah benar bahwa magma terdiri dari 3 jenis (magma basa, intermediate, asam) ?
- 2) Apakah mungkin magma itu hanya ada satu jenis saja dan kalau mungkin bagaimana menjelaskan cara terbentuknya batuan-batuan yang komposisinya bersifat ultrabasa, basa, intermediate dan asam?

Berdasarkan pengelompokan batuan beku, maka pertanyaan pertama dapat dibenarkan dan masuk akal apabila magma terdiri dari 3 jenis, sedangkan pertanyaan kedua, apakah benar bahwa magma hanya ada satu jenis saja dan bagaimana caranya sehingga dapat membentuk batuan yang bersifat ultrabasa, basa, intermediate, dan asam?. Untuk menjawab pertanyaan ini, ada 2 cara untuk menjelaskan bagaimana batuan yang bersifat basa, intermediate, dan asam itu dapat terbentuk dari satu jenis magma saja? Jawabannya adalah melalui proses Diferensiasi Magma dan proses Asimilasi Magma.

DIFERENSIASI MAGMA adalah proses penurunan temperatur magma yang terjadi secara perlahan yang diikuti dengan terbentuknya mineral-mineral seperti yang ditunjukkan dalam deret reaksi Bowen. Pada penurunan temperatur magma maka mineral yang pertama kali yang akan terbentuk adalah mineral Olivine, kemudian dilanjutkan dengan Pyroxene, Hornblende, Biotite (Deret tidak kontinu). Pada deret yang kontinu, pembentukan mineral dimulai dengan terbentuknya mineral Ca-Plagioclase dan diakhiri dengan pembentukan Na-Plagioclase. Pada penurunan temperatur selanjutnya akan terbentuk mineral K-Feldspar(Orthoclase), kemudian dilanjutkan oleh Muscovite dan diakhiri dengan terbentuknya mineral Kuarsa (Quartz). Proses pembentukan mineral akibat proses diferensiasi magma dikenal juga sebagai Mineral Pembentuk Batuan (Rock Forming Minerals).

Pembentukan batuan yang berkomposisi ultrabasa, basa, intermediate, dan asam dapat terjadi melalui proses diferensiasi magma. Pada tahap awal penurunan temperatur magma, maka mineral-mineral yang akan terbentuk untuk pertama kalinya adalah Olivine, Pyroxene dan Ca-plagioklas dan sebagaimana diketahui bahwa mineral-mineral tersebut adalah merupakan mineral penyusun batuan ultra basa. Dengan terbentuknya mineral-mineral Olivine, pyroxene, dan Ca-Plagioklas maka konsentrasi larutan magma akan semakin bersifat basa hingga intermediate dan pada kondisi ini akan terbentuk mineral mineral Amphibol, Biotite dan Plagioklas yang intermediate (Labradorite – Andesine) yang merupakan mineral pembentuk batuan Gabro (basa) dan Diorite (intermediate). Dengan terbentuknya mineral-mineral tersebut diatas, maka sekarang konsentrasi magma menjadi semakin bersifat asam. Pada kondisi ini mulai terbentuk mineral-mineral K-Feldspar (Orthoclase), Na-Plagioklas (Albit), Muscovite, dan Kuarsa yang merupakan mineral-mineral penyusun batuan Granite dan Granodiorite (Proses diferensiasi magma ini dikenal dengan seri reaksi Bowen).

ASIMILASI MAGMA adalah proses meleburnya batuan samping (migling) akibat naiknya magma ke arah permukaan dan proses ini dapat menyebabkan magma yang tadinya bersifat basa berubah menjadi asam karena komposisi batuan sampingnya lebih bersifat asam. Apabila magma asalnya bersifat asam sedangkan batuan sampingnya bersifat basa, maka batuan yang terbentuk umumnya dicirikan oleh adanya Xenolite (Xenolite adalah fragment batuan yang bersifat basa yang terdapat dalam batuan asam). Pembentukan batuan yang berkomposisi ultrabasa, basa, intermediate, dan asam dapat juga terjadi apabila magma asal (magma basa) mengalami asimilasi dengan batuan sampingnya. Sebagai contoh suatu magma basa yang menerobos batuan samping yang berkomposisi asam maka akan terjadi asimilasi magma, dimana batuan samping akan melebur dengan larutan magma dan hal ini akan membuat konsentrasi magma menjadi bersifat intermediate hingga asam. Dengan demikian maka batuan-batuan yang berkomposisi mineral

intermediate maupun asam dapat terbentuk dari magma basa yang mengalami asimilasi dengan batuan sampingnya. Klasifikasi batuan beku dapat dilakukan berdasarkan kandungan mineralnya, kejadian / genesanya (plutonik, hypabysal, dan vulkanik), komposisi kimia batuan, dan indeks warnanya. Untuk berbagai keperluan klasifikasi, biasanya kandungan mineral dipakai untuk mengklasifikasi batuan dan merupakan cara yang paling mudah dalam menjelaskan batuan beku.

Berdasarkan kejadiannya (genesanya), batuan beku dapat dikelompokkan sebagai berikut:

- 1) Batuan Volcanic adalah batuan beku yang terbentuk dipermukaan atau sangat dekat permukaan bumi dan umumnya berbutir sangat halus hingga gelas.
- 2) Batuan Hypabysal adalah batuan beku intrusiv yang terbentuk dekat permukaan bumi dengan ciri umum bertekstur porphyritic.
- 3) Batuan Plutonic adalah batuan beku intrusiv yang terbentuk jauh dibawah permukaan bumi dan umumnya bertekstur sedang hingga kasar.
- 4) Batuan Extrusive adalah batuan beku, bersifat fragmental atau sebaliknya dan terbentuk sebagai hasil erupsi ke permukaan bumi.
- 5) Batuan Intrusive adalah batuan beku yang terbentuk dibawah permukaan bumi.

3.3.8. Penamaan Batuan Beku

Penamaan batuan beku ditentukan berdasarkan dari komposisi mineral-mineral utama (ditentukan berdasarkan persentase volumenya) dan apabila dalam penentuan komposisi mineralnya sulit ditentukan secara pasti, maka analisis kimia dapat dilakukan untuk memastikan komposisinya. Yang dimaksud dengan klasifikasi batuan beku disini adalah semua batuan beku yang terbentuk seperti yang diuraikan diatas (vulkanik, plutonik, extrusive, dan intrusiv). Dan batuan beku ini mungkin terbentuk oleh proses magmatik, metamorfosa, atau kristalisasi metasomatism.



Gambar 3-12 Tekstur Batuan Beku

Penamaan batuan beku didasarkan atas TEKSTUR BATUAN dan KOMPOSISI MINERAL. Tekstur batuan beku adalah hubungan antar mineral dan derajat kristalisasinya. Tekstur batuan beku terdiri dari 3 jenis (gambar 3-12), yaitu Aphanitics (bertekstur halus), Porphyritics (bertekstur halus dan kasar), dan Phanerics (bertekstur kasar). Pada batuan beku kita mengenal derajat kristalisasi batuan: Holohyaline (seluruhnya terdiri dari mineral amorf/gelas)), holocrystalline (seluruhnya terdiri dari kristal), dan hypocryalline (sebagian terdiri dari amorf dan sebagian kristal). Sedangkan bentuk mineral/butir dalam batuan beku dikenal dengan bentuk mineral: Anhedral, Euhedral, dan Glass/amorf. Komposisi mineral utama batuan adalah mineral penyusun batuan (Rock forming mineral) dari Bowen series, dapat terdiri dari satu atau lebih mineral. Komposisi mineral dalam batuan beku dapat terdiri dari mineral primer (mineral yang terbentuk pada saat pembentukan batuan / bersamaan pembekuan magma) dan mineral sekunder (mineral yang terbentuk setelah pembentukan batuan). Dalam Tabel 3-4 diperlihatkan jenis batuan beku

Intrusif dan batuan beku Ekstrusif dan batuan Ultramafik beserta komposisi mineral utama dan mineral sedikit yang menyusun pada setiap jenis batuan.

Tabel 3-4 Batuan beku berdasarkan kandungan mineral utama dan minor mineral

	GRANITIS	ANDESITIS	BASALTIS	ULTRAMAFIS
Intrusive	Granite	Diorite	Gabro	Peridotite
Extrusive	Rhyolite	Andesite	Basalt	
Komposisi Mineral Utama	Kuarsa, K-Feldspar Na-Plagioclase	K-Ca Plagioclase Amphibol, Biotite	Ca-Plagioclase Pyroxene	Olivine Pyroxene
Mineral Sedikit	Muscovite, Biotite Amphibole	Pyroxene	Olivine Amphibole	Ca-Plagioclase (Anorthite)

3.4. Batuan Gunungapi

Apabila akhirnya dalam perjalanan keatas magma dapat mencapai permukaan bumi, maka akan terjadi gejala vulkanisma dan membentuk sebuah gunungberapi. Istilah vulkanisma berasal dari kata latin “**vulkanismus**” nama dari sebuah pulau yang legendaris. Vulkanisma dapat didefinisikan sebagai tempat atau lubang diatas muka Bumi dimana daripadanya dikeluarkan bahan atau bebatuan yang pijar atau gas yang berasal dari bagian dalam bumi ke permukaan, yang kemudian produknya akan disusun dan membentuk sebuah kerucut atau gunung. Adapun sejumlah bahan-bahan yang dikeluarkan melalui lubang, yang kemudian dikenal sebagai pipa kepundan, terdiri dari pecahan-pecahan batuan yang tua yang telah ada sebelumnya yang membentuk tubuh gunung-berapi, maupun bebatuan yang baru samasekali yang bersumber dari magma di bagian yang dalam dari litosfir yang selanjutnya disebarkan oleh gas yang terbebas. Magma tersebut akan dapat keluar mencapai permukaan bumi apabila geraknya cukup cepat melalui rekahan atau patahan dalam litosfir sehingga tidak ada waktu baginya untuk mendingin dan membeku. Terdapat dua sifat dari magma yang dapat memberikan potensi untuk bertindak demikian, dan itu adalah pertama kadar gas yang ada didalam magma dan yang kedua adalah kekentalannya.

Wilayah-wilayah sepanjang batas lempeng dimana dua lempeng litosfir saling berinteraksi akan merupakan tempat yang berpotensi untuk terjadinya gejala vulkanisma. Gejala vulkanisma juga dapat terjadi ditempat-tempat dimana astenosfir melalui pola rekahan dalam litosfir naik dengan cepat dan mencapai permukaan. Tempat-tempat seperti itu dapat diamati pada batas lempeng litosfir yang saling memisah-diri seperti pada punggung tengah samudra, atau pada litosfir yang membentuk lantai samudra. Tidak semua gunung-berapi yang sekarang ada dimuka Bumi ini, memperlihatkan kegiatannya dengan cara mengeluarkan bahan-bahan dari dalam Bumi. Untuk itu gunungapi dikelompokkan menjadi gunung berapi aktif, hampir berhenti dan gunung-berapi yang telah mati. Gunung-berapi yang digolongkan kedalam yang hampir mati, adalah gunung-gunung-berapi yang tidak memperlihatkan kegiatannya saat ini, tetapi diduga bahwa gunungapi itu kemungkinan besar masih akan aktif dimasa mendatang. Biasanya gunung-berapi ini memperlihatkan indikasi-indikasi kearah banggunya kembali, seperti adanya sumber panas dekat permukaan yang menyebabkan timbulnya sumber dan uap air panas, dll. Gunung-berapi yang telah mati atau punah adalah gunung-berapi yang telah lama sekali tidak menunjukkan kegiatan dan juga tidak memperlihatkan tanda-tanda kearah itu.

3.4.1. Bahan Bahan Yang Dikeluarkan Pada Erupsi Gunungberapi

Kegiatan gunung-berapi dapat diikuti dengan keluarnya bahan yang bersifat encer pijar yang mengalir dari pusatnya dan dinamakan lava atau berupa fragmen-fragmen bebatuan berukuran bongkah hingga debu yang halus yang disebarkan dengan letusan. Disamping itu juga dikeluarkan sejumlah gas dan uap. Produk-produk kegiatan gunung-berapi dapat dikelompokkan menjadi 4 kelompok, yakni :(1). Aliran lava, (2). Gas dan uap, (3). Piroklastika atau rempah-rempah gunungapi dan (4). Lahar, yaitu rempah-rempah lepas yang tertimbun pada tubuh gunungapi yang kemudian diangkut oleh media air sebagai larutan pekat dengan densitas tinggi.



Rhyolite



Granite



Syenite



Granodiorit



Andesit



Diorit



Basalt



Gabro



Pyroxenite



Peridotit

Gambar 3-13 Batuan beku Extrusive dan Intrusive yang berkomposisi asam, intermediate, basa, dan ultrabasa.

Aliran Lava adalah lelehan pijar yang keluar ke permukaan berasal dari magma. Susunan dari lava dianggap sama dengan magma asalnya, kecuali hilangnya sejumlah gas kedalam atmosfer. Jenis lava yang paling banyak dijumpai di muka Bumi adalah jenis basalt, yang sumbernya berasal dari magma bersusunan mafis. Hal ini disebabkan karena sifat dari magma mafis disamping suhunya yang tinggi juga karena sifat fisiknya yang encer, sehingga akan lebih mudah mencapai permukaan dan mengawali kegiatan vulkanisma. Sedangkan magma yang asam karena suhunya yang relatif rendah, akan lebih mudah mendingin dan membeku, sehingga hanya dalam jumlah yang kecil saja yang dapat keluar mencapai permukaan dan mengalir. Kenyataan ini juga yang akan menjelaskan mengapa susunan kerak-benua lebih banyak dibangun dari batuan bersusunan granitis. Disisi lain andesit mempunyai susunan yang berada diantara basalt dan rhyolit. Karena itu vulkanisma yang mengeluarkan lava andesitis akan lebih sering terjadi dibandingkan yang rhyolititis, namun jauh lebih kurang apabila dibandingkan dengan yang basaltis.

3.4.2. Tipe Tipe Lava

Berdasarkan komposisi dan sifat fisik dari magma asalnya, sifat-sifat eksternal dari lava seperti cara-cara bergerak (mengalir), sebaran dan sifat internalnya seperti bentuk dan strukturnya setelah membeku, tipe lava dapat dibagi menjadi 3 (tiga) kelompok, yaitu : (1). lava basaltis. (2). Lava andesitis dan (3). Lava rhyolititis

1. Lava basaltis :

Merupakan lava yang paling banyak dikeluarkan berasal dari magma yang bersusunan mafis, bersuhu tinggi dan mempunyai viskositas yang rendah. Lava ini akan mudah mengalir mengikuti lembah yang ada dan mampu menyebar hingga mencapai jarak yang sangat jauh dari sumbernya apabila lerengnya cukup besar, tipis dan magma yang keluar cukup banyak. Di Hawaii lava basaltis mampu menempuh jarak ± 50 Km dari sumbernya dengan ketebalan rata-rata 5 meter. Di Iceland bahkan jaraknya dapat mencapai 100 Km lebih, dan di dataran Columbia lebih dari 150 Km.

Lava basaltis akan membeku menghasilkan 2 macam bentuk yang khas, yaitu bentuk Aa dan Pahoehoe (istilah Polynesia di Hawaii, dilafalkan : pa-hoy-hoy, yang artinya "tali"). Lava yang encer akan bergerak mengalir dengan kecepatan 30 Km/jam, menyebar sehingga mampu mencapai ketebalan 1 meter, dan membeku dengan permukaan yang masih elastis sehingga akan terseret dan membentuk lipatan-lipatan melingkar seperti tali (gambar 3-14). Semakin jauh dari pusatnya kekentalannya akan meningkat dan membeku dengan permukaan yang rapuh namun bagian dalamnya yang masih panas dan encer tetap bergerak dan menyeret bagian permukaannya yang membeku. Karena bagian dalamnya bergerak lebih cepat dari permukaannya, maka akibatnya akan membentuk permukaan lava yang kasar, dengan ujung-ujungnya yang runcing-runcing. Bentuk lava seperti itu disebut Aa (dilafalkan "ah-ah").

Block lava atau lava bongkah merupakan istilah yang diterapkan untuk segala jenis lava yang mempunyai permukaan yang kasar berbongkah-bongkah. Kedalamnya juga termasuk lava Aa. Bentuk bongkah terjadi karena permukaan lava yang lebih cepat membeku sedang dibagian dalamnya masih bergerak karena panas dan agak kental. Sifat khas lainnya yang terdapat pada beberapa jenis lava basaltis adalah kehadiran lubang-lubang dari bekas kandungan gas yang keluar pada saat lava membeku. Gas yang terlarut didalam magma akan naik ke bagian atas dari magma pada saat mendingin dan kemudian meninggalkan lubang-lubang ("vesicles") sebesar kacang pada bagian permukaan lava. Basalt yang mempunyai lubang-lubang dalam jumlah yang cukup banyak dinamakan scoria.

Lava basaltis pada saat membeku juga sering membentuk struktur seperti tiang (gambar 3-15), dengan penampang segi lima (columnar jointing). Apabila keluarnya lava basalt berlangsung dibawah laut (submarine), lava akan membeku membentuk struktur-struktur membulat lonjong dengan permukaan yang licin seperti permukaan gelas akibat dari pendinginan yang cepat, dan

cembung tetapi dengan dasar yang mendatar. Lava yang mengalir kemudian di atasnya, akan mengikuti permukaan membulat yang telah ada dibawahnya. Disamping bentuknya yang menyerupai tumpukan-tumpukan bentuk lonjong dengan permukaan membulat, juga penampangnya memperlihatkan struktur rekahan radial yang terbentuk sebagai akibat perenggangan. Ciri khas lainnya dari lava bantal adalah adanya sedimen yang mengisi ruang diantara bentuk lonjongnya, yaitu endapan laut yang terperangkap pada saat lava mengalir dan membeku.



Gambar 3-14 Lava berbentuk tali (Lava Pahoe-hoe)



Gambar 3-15 Lava berbentuk tiang (Columnar Joint)

2. Lava andesitis

Lava ini mempunyai susunan antara basaltis dan rhyolitit, atau intermediate. Lava andesitis yang mempunyai sifat fisik kental, tidak mampu mengalir jauh dari pusatnya. Pada saat membeku, seperti halnya lava basalti juga dapat membentuk struktur Aa, kekar tiang dan struktur bantal. Tetapi jarang sekali membentuk struktur Pahoe-hoe.

3. Lava rhyolitit

Karena magma jenis ini sifatnya sangat kental, jarang sekali dijumpai sebagai lava, karena sudah membeku dibawah permukaan sebelum terjadi erupsi.

Gas dan uap yang dikeluarkan oleh gunungapi beberapa daripadanya berasal dari permukaan bumi. Air yang berasal dari permukaan atau dekat permukaan Bumi, akan diubah menjadi uap pada saat ia bersentuhan dengan permukaan magma dan berkembang menjadi letusan yang hebat. Jumlah gas yang terdapat didalam magma, berkisar antara 1% hingga setinggi-tingginya 9%, dimana yang utama adalah uap air dan CO₂ dengan sedikit N, SO₂, Cl dan beberapa yang lainnya. Pada kedalaman beberapa puluh Km, gas-gas tersebut tetap berada dalam keadaan terlarut didalam magma yang berada dalam kondisi tertekan oleh batuan sekitarnya. Gas-gas tersebut kemudian akan terkumpul dibagian atas dari magma yang bergerak naik serta menekan batuan yang terdapat di atasnya. Apabila gas tersebut samasekali terhalang jalannya, umpamanya karena ada sumbat, maka ini akan meningkatkan tekanan terhadap batuan di atasnya dan akhirnya akan menghancurkannya. Demikian penghalang tersebut dapat disingkirkan, maka gas akan mengembang. Letusan awal akan menyeret serta bahan-bahan batuan yang ada dan kemudian diikuti oleh sempalan-sempalan lava keudara.

Piroklastika atau rempah-rempah gunung-berapi, "Pyro" berarti pijar, dan klastika adalah bentuk fragmental. Piroklastika terdiri dari fragmen-fragmen pijar berukuran halus (debu) hingga berukuran bongkah-bongkah besar yang disebarkan pada saat terjadi letusan. Fragmen-fragmen tersebut berasal dari batuan yang telah ada yang membentuk pipah tubuh gunung-berapi tersebut, dan yang berasal dari magma yang turut terseret ketika gas dengan tekanan yang kuat

menghembus keudara. Bongkah-bongkah berukuran besar-besar hingga mencapai 100 ton mampu dilempar sampai jarak 10Km dari pusatnya.

Piroklastika dapat diangkut oleh udara, yang kasar kemudian dijatuhkan disekitar tubuh gunung api, sedangkan yang halus akan dibawa angin ketempat yang lebih jauh bahkan dapat berada di udara hingga mencapai beberapa hari. Gunung-berapi Krakatau yang berada di Selat Sunda pada saat meletus pada tahun 1883, telah mengeluarkan awan piroklastika setinggi 80 Km keudara, menghalangi sinar matahari sehingga menimbulkan kegelapan sampai tiga hari berturut-turut. Fragmen debunya yang halus tertiaup angin dan menghambat radiasi sinar matahari secara global hampir sebanyak 10% dan berdampak terhadap suhu hingga turun 1° C. Debu yang halus tetap tinggal mengambang diudara dan menyebabkan warna yang memudar pada saat matahari tenggelam hingga beberapa tahun. Disamping oleh udara, piroklastik yang jatuh disekeliling tubuh gunung api, juga diangkut oleh media air hujan yang mengalir melalui lereng sebagai aliran lumpur yang pekat dan disebar ke dataran rendah.



Gambar 3-16 Aliran lava dan semburan material piroklastik

Piroklastika dikelompokkan berdasarkan (1) susunannya secara umum, (2) cara terjadinya, (3) ukuran fragmen, (4) keadaan pada saat disemburkan dan jatuh kepermukaan bumi, dan (5) berdasarkan tingkat konsolidasinya. Namun pengelompokan piroklastika yang paling banyak digunakan dan paling penting adalah yang didasarkan kepada ukuran dan bentuk fragmen dan tingkat konsolidasinya.

- **Bom vulkanik** adalah fragmen berukuran lebih besar dari 64 mm. Karena pada saat dilempar keudara keadaannya masih bersifat lelehan, maka pada saat membeku dan jatuh bentuknya ada yang terputar, dan ada pula yang setelah jatuh bagian dalamnya masih bersifat leleh pijar, dan setelah mendingin seluruhnya akan mempunyai permukaan rekah-rekah menyerupai “kerak roti”. Akumulasi bom-bom vulkanik (bentuknya agak membundar) yang memadat dan membentuk sekelompok batuan, dinamakan aglomerat. Sedangkan untuk fragmen-fragmen berukuran bongkah yang bentuknya menyudut akan memadat dan membentuk batuan sebagai breksi vulkanik.
- **Lapili** adalah fragmen yang berukuran antara 64 dan 2 mm dan apabila memadat akan membentuk batuan dinamakan lapili aglomerat atau lapili breksia, tergantung dari bentuk fragmennya.
- **Debu vulkanik** adalah fragmen yang berukuran kurang dari 2 mm hingga ukuran debu dan apabila memadat dan membatu dinamakan tufa. Tufa dapat juga mengandung beberapa fragmen berukuran besar (lapili atau breksi), maka kita juga mempunyai istilah-istilah tufa-lapili dan tufa-breksi. Dilapangan kedua istilah ini dapat diamati sebagai lapili atau breksi sebagai fragmen, dan tufa sebagai semennya.

3.4.3. Lahar

Lahar adalah istilah Indonesia yang digunakan terhadap produk gunungapi yang diangkut oleh media air meteorik (hujan) atau berasal dari danau kepundan. Istilah ini sudah menjadi internasional yang sebelumnya dikenal sebagai “mudflow” atau “fragmental flow”. Lahar bergerak mengalir sepertinya lava, dikendalikan oleh gaya berat dan topografi. Di Indonesia, terutama bagi orang awam, istilah lahar dan lava acapkali dikaburkan. Apa yang mereka sebut lahar, sebenarnya adalah lava yang keluar dari kepundan.

Tidak semua gunung-berapi di Indonesia menghasilkan aliran lahar. Lahar umumnya kita jumpai di wilayah sekitar gunung-berapi yang secara periodik memperlihatkan kegiatannya dan mengeluarkan bahan piroklastika. Gunung Merapi di Jawa Tengah atau G. Semeru di Jawa Timur, adalah gunung-berapi yang sering diberitakan terjadinya aliran lahar. Namun demikian endapan-endapan lahar yang mempunyai ciri-ciri khas, masih dapat dikenali di gunung-gunung-berapi yang sudah tidak memperlihatkan kegiatannya. Bahkan endapan lahar juga terlihat pada produk gunungapi Tersier. Berdasarkan cara terjadinya kita kenal adanya dua jenis lahar, yaitu : (1). lahar dingin dan (2) lahar panas.

1. Lahar dingin

Rempah-rempah gunung-berapi yang masih belum terkonsolidasi, yang terkumpul dibagian puncak dan lereng, pada saat atau beberapa saat setelah erupsi kemudian terjadi hujan, maka bahan-bahan piroklastika tersebut akan diangkut dan bergerak kebawah sebagai aliran pekat dengan densitas tinggi. Bahan-bahan piroklastika mulai dari bongkah, bom vulkanik, lapili dan debu akan bergerak kebawah melalui lembah-lembah pada lereng gunung-berapi. Karena densitasnya yang besar serta geraknya dikendalikan oleh tarikan gaya berat dan topografi, maka aliran lahar mampu mengangkut bongkah-bongkah ukuran besar (sebesar rumah sekalipun) hingga jarak yang sangat jauh. Endapan lahar dingin dicirikan oleh pemilahannya yang sangat buruk, meskipun masih nampak adanya kecenderungan bahwa fragmen yang besar-besar dan berat akan terkumpul dibagian bawah dari endapan. Kadang-kadang endapan lahar dingin sulit dibedakan dari endapan awan panas, terutama endapan yang sudah lama. Setelah perjalannya agak jauh dari sumbernya, lahar ini akan berangsur menjadi sungai dan mengendapkan bebannya sebagaimana sungai biasa.

2. Lahar panas

Beberapa gunung-berapi, dasar kepundannya bersifat kedap air sehingga sejumlah air hujan akan terkumpul sehingga akan terbentuk sebuah danau. Di Indonesia gunung-gunung berapi yang mempunyai danau di atasnya adalah G. Kelud di Jawa Timur, G. Galunggung di Jawa Barat dan G. Agung di Bali. Bahan lempung yang menyebabkan dasar kepundan kedap air itu berasal dari ubahan batuan yang membentuk dinding kepundan oleh gas-gas yang keluar dari pipa. Bahan yang halus ini akan diangkut oleh hujan yang turun dan diendapkan pada dasar kepundan.

Berdasarkan catatan pakar gunung-berapi di Indonesia, G. Galunggung di Jawa-Barat, pada tahun 1822 meletus dan memuntahkan seluruh danau beserta isinya yang sudah tercampur bahan-bahan dari magma. Akibat dari letusan tersebut, terjadi aliran lahar panas dan mampu menumpuh jarak 60 Km. G. Kelud di Jawa-Timur yang mempunyai danau pada kepundannya, pada letusan yang terjadi pada tahun 1919 telah menimbulkan terjadinya aliran lahar panas yang merusak 130 Km² lahan pertanian dan menghilangkan hampir 5000 jiwa. Karena gunung-berapi ini memperlihatkan kegiatannya secara teratur, maka untuk menghindari terjadinya malapetaka seperti yang berlangsung pada tahun 1919, pemerintah Hindia Belanda waktu itu membangun terowonga-terowongan. Tujuan dari pembangunan terowongan tersebut

adalah untuk mengurangi volume air yang terkumpul dalam kepundan sehingga apabila terjadi letusan, tidak akan terlalu banyak mengeluarkan lahar.

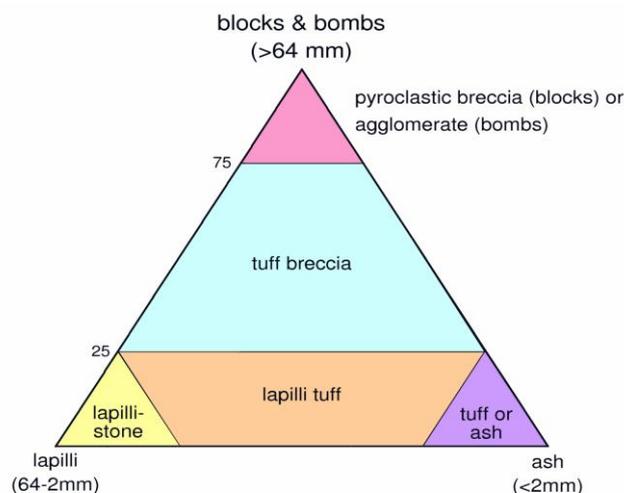
3.4.4. Batuan Piroklastik

Batuan piroklastik adalah batuan beku ekstrusif yang terbentuk dari hasil erupsi gunungapi (volkanisme). Erupsi gunungapi pada umumnya mengeluarkan magma yang dilemparkan (explosive) ke udara melalui lubang kepundan dan membeku dalam berbagai ukuran mulai dari debu (ash) hingga bongkah (boulder). Tuff adalah batuan gunungapi yang terbentuk dari suatu campuran fragmen fragmen mineral batuan gunungapi dalam matrik debu gunungapi. Tuff terbentuk dari kombinasi debu, batuan dan fragmen mineral (piroklastik atau tephra) yang dilemparkan ke udara dan kemudian jatuh ke permukaan bumi sebagai suatu endapan campuran. Kebanyakan dari fragmen batuan cenderung merupakan batuan gunungapi yang terkonsolidasi dari hasil erupsi gunungapi. Kadangkala material erupsi yang masih panas mencapai permukaan bumi dan kemudian membeku menjadi “welded tuff”. Batuan piroklastik secara umum dikelompokkan berdasarkan pada ukuran butir seperti halnya dengan batuan klastik lainnya / batuan terrigenous lainnya.

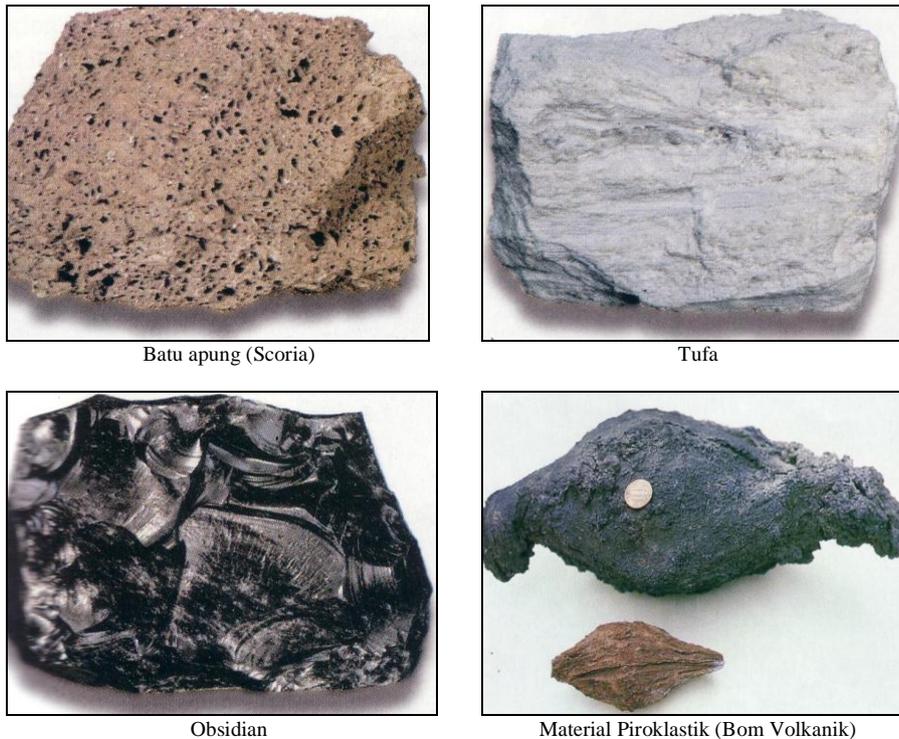
1. **Batupasir Tuf** : Batuan tuf merupakan batuan volkaniklastik berukuran kurang dari 2mm. Berdasarkan kehadiran hablur (crystal), litik (lithic) atau kaca/gelas (vitrik), tuf ini dapat dikelaskan menjadi: a). Tuf hablur; b).Tuf vitrik; dan c). Tuf litik
2. **Agglomerat** : Agglomerat adalah batuan volkaniklastik (piroklastik) yang berukuran lebih besar daripada 64mm. Agglomerat terbentuk akibat dari letupan gunung api, dan terbentuk berdekatan dengan kawah gunung berapi.

Tabel 3-5 Klasifikasi Batuan Gunungapi

Ukuran Butir	Butiran Volkanoklastik	Batuan Piroklastik
> 64mm	Bombs - ejected fluid Blok - ejected solid	Agglomerat volcanik breksia
2mm - 64mm	Lapilli	Batu lapilli (<i>lapillistone</i>)
0.06mm - 2mm	Debu (<i>Ash</i>)	Tuff
<0.06mm	<i>Dust</i>	Tuff



Gambar 3-17 Klasifikasi batuan piroklastik



Gambar 3-18 Berbagai jenis batuan piroklastik

3.5. Sedimen dan Batuan Sedimen

Sedimen adalah setiap partikel yang dapat ditransport oleh aliran fluida yang kemudian diendapkan sebagai sedimen. Pada umumnya, sedimen diangkut dan dipindahkan oleh air (proses fluvial), oleh angin (proses aeolian) dan oleh es (glacier). Endapan pasir pantai dan endapan pada saluran sungai adalah contoh-contoh dari pengangkutan dan pengendapan fluvial, meskipun sedimen dapat juga mengendap pada aliran yang sangat lambat atau pada air yang relatif diam seperti di danau atau di lautan. Endapan “sand dunes” dan endapan “loess” yang terdapat di gurun merupakan contoh dari pengangkutan dan pengendapan yang disebabkan oleh proses angin, sedangkan endapan “moraine” yang terdapat di daerah yang beriklim dingin merupakan contoh dari pengangkutan dan pengendapan proses gletser.

Sedimen merupakan bahan atau partikel yang terdapat di permukaan bumi (di daratan ataupun lautan), yang telah mengalami proses pengangkutan (transportasi) dari satu tempat (kawasan) ke tempat lainnya. Sedimen ini apabila mengeras (membatu) akan menjadi batuan sedimen. Ilmu yang mempelajari batuan sedimen disebut dengan sedimentologi. Faktor-faktor yang mengontrol terbentuknya sedimen adalah iklim, topografi, vegetasi dan juga susunan yang ada dari batuan. Sedangkan faktor yang mengontrol pengangkutan sedimen adalah air, angin, dan juga gaya gravitasi. Sedimen dapat terangkut baik oleh air, angin, dan bahkan salju/gletser. Mekanisme pengangkutan sedimen oleh air dan angin sangatlah berbeda. Pertama, karena berat jenis angin relatif lebih kecil dari air maka angin sangat susah mengangkut sedimen yang ukurannya sangat besar. Besar maksimum dari ukuran sedimen yang mampu terangkut oleh angin umumnya sebesar ukuran pasir. Kedua, karena sistem yang ada pada angin bukanlah sistem yang terbatas (confined) seperti layaknya channel atau sungai maka sedimen cenderung tersebar di daerah yang sangat luas bahkan sampai menuju atmosfer.

Sedimen-sedimen yang ada terangkut sampai di suatu tempat yang disebut cekungan. Di tempat tersebut sedimen sangat besar kemungkinan terendapkan karena daerah tersebut relatif lebih rendah dari daerah sekitarnya dan karena bentuknya yang cekung ditambah akibat gaya gravitasi dari sedimen tersebut maka susah sekali sedimen tersebut akan bergerak melewati cekungan

tersebut. Dengan semakin banyaknya sedimen yang diendapkan, maka cekungan akan mengalami penurunan dan membuat cekungan tersebut semakin dalam sehingga semakin banyak sedimen yang terendapkan. Penurunan cekungan sendiri banyak disebabkan oleh penambahan berat dari sedimen yang ada dan kadang dipengaruhi juga struktur yang terjadi di sekitar cekungan seperti adanya patahan.

Sedimen dapat diangkut dengan tiga cara, yaitu:

1. Suspension: ini umumnya terjadi pada sedimen-sedimen yang sangat kecil ukurannya (seperti lempung) sehingga mampu diangkut oleh aliran air atau angin yang ada.
2. Bed load: ini terjadi pada sedimen yang relatif lebih besar (seperti pasir, kerikil, kerakal, bongkah) sehingga gaya yang ada pada aliran yang bergerak dapat berfungsi memindahkan partikel-partikel yang besar di dasar. Pergerakan dari butiran pasir dimulai pada saat kekuatan gaya aliran melebihi kekuatan inersia butiran pasir tersebut pada saat diam. Gerakan-gerakan sedimen tersebut bisa menggelundung, menggeser, atau bahkan bisa mendorong sedimen yang satu dengan lainnya.
3. Saltation yang dalam bahasa latin artinya meloncat umumnya terjadi pada sedimen berukuran pasir dimana aliran fluida yang ada mampu menghisap dan mengangkat sedimen pasir sampai akhirnya karena gaya grafitasi yang ada mampu mengembalikan sedimen pasir tersebut ke dasar.

Pada saat kekuatan untuk mengangkat sedimen tidak cukup besar dalam membawa sedimen-sedimen yang ada maka sedimen tersebut akan jatuh atau mungkin tertahan akibat gaya grafitasi yang ada. Setelah itu proses sedimentasi dapat berlangsung sehingga mampu mengubah sedimen-sedimen tersebut menjadi suatu batuan sedimen. Material yang menyusun batuan sedimen adalah lumpur, pasir, kelikir, kerakal, dan sebagainya. Sedimen ini akan menjadi batuan sedimen apabila mengalami proses pengerasan. Sedimen akan menjadi batuan sedimen melalui proses pengerasan atau pembatuan (lithifikasi) yang melibatkan proses pemadatan (compaction), sementasi (cementation) dan diagenesa dan lithifikasi. Ciri-ciri batuan sedimen adalah: 1). Berlapis (stratification); 2) Umumnya mengandung fosil; 3) Memiliki struktur sedimen; dan 4). Tersusun dari fragmen butiran hasil transportasi.

Secara umumnya, sedimen atau batuan sedimen terbentuk dengan dua cara, yaitu:

1. Batuan sedimen yang terbentuk dalam cekungan pengendapan atau dengan kata lain tidak mengalami proses pengangkutan. Sedimen ini dikenal sebagai sedimen *autochthonous*. Yang termasuk dalam kelompok batuan autochthonous antara lain adalah batuan evaporit (halit) dan batugamping.
2. Batuan sedimen yang mengalami proses transportasi, atau dengan kata lain, sedimen yang berasal dari luar cekungan yang ditransport dan diendapkan di dalam cekungan. Sedimen ini dikenal dengan sedimen *allochthonous*. Yang termasuk dalam kelompok sedimen ini adalah Batupasir, Konglomerat, Breksi, Batuan Epiklastik.

3.5.1. Klasifikasi batuan sedimen

Sedimen dapat diklasifikasikan berdasarkan atas **ukuran butir** dan atau **komposisinya**.

1. Ukuran Butir

Ukuran butir atau ukuran partikel diukur dengan mengacu pada diameter dari butiran material, seperti sedimen atau partikel yang telah mengalami pembatuan pada batuan klastik. Material yang berbutir dapat berukuran mulai dari ukuran koloid, lempung, lanau, pasir, kerakal hingga bongkah (boulder). Sebaliknya, ukuran kristal adalah ukuran dari satu Kristal, sedangkan didalam butiran dapat tersusun dari beberapa kristal. Ukuran butir sedimen diukur berdasarkan atas 2 skala logaritma, yang dikenal dengan skala "Phi", dimana ukuran partikel dibagi mulai dari "colloid" hingga "boulder". Skala Wentworth dipakai di Amerika Serikat, dimana ukuran butir diukur

dengan satuan inci. Modifikasi dari skala Wentworth dibuat oleh W.C Krumbein, yaitu dengan nama skala phi, yaitu suatu skala logaritma yang didasarkan atas rumus :

$$D = D_0 2^{-\phi}$$

dimana:

- D = adalah diameter partikel
- D_0 = adalah suatu diameter rujukan yang setara dengan 1 mm
- ϕ = adalah skala phi

Tabel 3.1 dibawah memperlihatkan hubungan antara skala “Phi” dengan ukuran butir dalam metrik dan kelas agregat menurut Wentworth sebagai berikut:

Tabel 3-6 Kesebandingan antara Skala Φ dalam satuan metrik, inci dan kelas agregat Wentworth.

Skala ϕ	Ukuran Partikel (metrik)	Kelas Agregat (Wentworth)
< -8	> 256 mm	Boulder
-6 to -8	64–256 mm	Cobble
-5 to -6	32–64 mm	Very coarse gravel
-4 to -5	16–32 mm	Coarse gravel
-3 to -4	8–16 mm	Medium gravel
-2 to -3	4–8 mm	Fine gravel
-1 to -2	2–4 mm	Very fine gravel
0 to -1	1–2 mm	Very coarse sand
1 to 0	0.5–1 mm	Coarse sand
2 to 1	0.25–0.5 mm	Medium sand
3 to 2	125–250 μm	Fine sand
4 to 3	62.5–125 μm	Very fine sand
8 to 4	3.9–62.5 μm	Silt
> 8	< 3.9 μm	Clay
>10	< 0.1 μm	Colloid

2. Komposisi

Pada dasarnya, komposisi sedimen dapat diketahui dari litologi batuan asalnya, komposisi mineral dan susunan kimiawinya. Kondisi ini menjadikan lempung dapat bermakna dua, yaitu disatu sisi lempung dipakai sebagai ukuran besar butir dan disisi lain digunakan sebagai komposisi mineral penyusun batuan.

3.5.2. Pengangkutan Sedimen

1. Pergerakan Partikel. Sedimen dapat terangkut oleh kekuatan dari alirannya dan hal ini sangat tergantung pada ukuran butir, volume, densitas dan bentuknya. Aliran air yang lebih kuat akan meningkatkan dalam mengangkat dan menyeret partikel partikel sehingga menyebabkan partikel-partikel terangkat terutama partikel yang ukurannya lebih besar dan lebih berat dan terangkut mengikuti gerakan aliran. Kekuatan aliran akan meningkatkan daya angkat dan daya dorong terhadap partikel partikel yang dapat mengakibatkan partikel-partikel tersebut terangkat, sedangkan partikel yang lebih besar atau partikel yang lebih berat akan terlihat seperti bergerak kearah bagian bawah disepanjang aliran.

Sungai dan saluran air mengangkut sedimen didalam alirannya. Sedimen ini dapat berada di berbagai lokasi dimana aliran tersebut berada, pengangkutan sedimen sangat tergantung pada keseimbangan antara kecepatan pergangkutan partikel-partikel (daya angkat dan daya seret), dan

kecepatan pengendapan (settling) dari partikel-partikel sedimen yang diangkutnya. Hubungan keseimbangan ini dikenal sebagai bilangan Rouse, yaitu perbandingan antara kecepatan pengendapan dengan kecepatan pengangkatan. Bilangan Rouse adalah suatu bilangan non-dimensional yang ada didalam suatu aliran fluida yang bergerak (dinamis), dan Bilangan Rouse dipakai untuk menentukan bagaimana sedimen dapat ditransport di dalam suatu aliran fluida. Perbandingan antara kecepatan pengendapan (w_s) dan kecepatan pengangkatan butiran sebagai hasil dari konstanta von Kármán (κ) dan kecepatan geser (u^*).

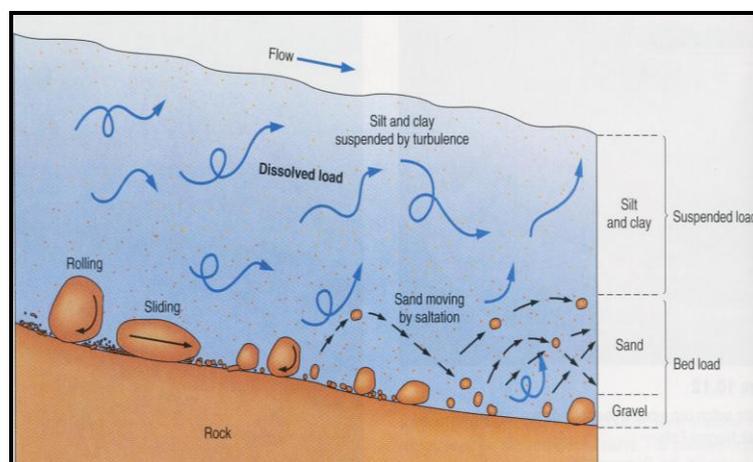
$$\text{Rouse} = \frac{\text{Kecepatan Pematatan}}{\text{Kecepatan gerakan keatas dari pengangkatan dan seretan}} = \frac{w_s}{\kappa u^*}$$

dimana :

- w_s adalah kecepatan penurunan partikel
- κ adalah konstanta von Karman
- u^* adalah kecepatan geser (shear velocity)

Bentuk Pengangkutan Sedimen	Bilangan Rouse
Bed load	> 2.5
Suspended load: 50% Suspended	>1.2 <2.5
Suspended load: 100% Suspended	>0.8 <1.2
Wash load	< 0.8

Apabila kecepatan gerakan partikel keatas hampir sama dengan kecepatan pengendapan, maka sedimen akan terangkut kearah hilir sungai sebagai “**suspended load**”. Jika kecepatan dari gerakan partikel keatas lebih kecil dibandingkan dengan kecepatan pengendapan (pematatan), akan tetapi masih cukup kuat untuk sedimen berpindah, maka partikel akan berpindah disepanjang lapisan sebagai “**bed load**” yaitu dengan cara menggelinding, meluncur dan saltasi (meloncat masuk kedalam aliran, sehingga terangkut pada jarak dekat kemudian mengendap kembali). Jika kecepatan gerakan keatas lebih besar dibandingkan dengan kecepatan pengendapan, sedimen akan tertransport dalam aliran sebagai *wash load*. Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa ukuran partikel yang berbeda beda dapat berpindah disetiap lokasi dimana air mengalir.



Gambar 3-19 Sifat pergerakan partikel partikel dalam media air, pada partikel lempung dan lanau (suspended-load) serta partikel pasir dan kerikil (bed-load): menggelinding, meluncur, saltasi.

2. Pembentukan perlapisan sungai (Fluvial bedforms). Pergerakan sedimen dapat membentuk struktur yang teratur dengan sendirinya seperti struktur-struktur riak (ripple), gumpuk (dunes), antidunes pada sungai atau perlapisan sungai. Bentuk perlapisan seringkali terawatkan dalam batuan sedimen dan dapat dipakai untuk memperkirakan arah dan besarnya aliran saat sedimen diendapkan. Bentuk lapisan (bedform) adalah kenampakan suatu endapan diatas lapisan suatu sungai (proses fluviatil) atau masa aliran air yang terbentuk oleh perpindahan dari material yang disebabkan oleh aliran. Bentuk lapisan dicirikan oleh parameter aliran dan terutama terhadap kedalaman aliran dan kecepatan, yang dinyatakan sebagai bilangan *Froude*.

3. Pembentukan perlapisan Vs Aliran. Jenis jenis keseragaman arah dari bentuk perlapisan dapat merepresentasikan dari kecepatan aliran, anggapan bahwa jenis-jenis sedimen (pasir dan lanau) dan kedalaman air, diperlihatkan dalam tabel dibawah dan dapat dipakai untuk menafsirkan lingkungan pengendapan seiring dengan meningkatnya kecepatan aliran. Tabel dibawah dapat dipakai secara umum, karena perubahan didalam ukuran butir dan kedalaman aliran dapat merubah bentuk lapisan dalam skenario tertentu. Lingkungan dua arah seperti tidal flat (dataran pasang surut) akan menghasilkan bentuk lapisan yang sama, tetapi hasil kerja sedimen dan arah yang berlawanan dari struktur aliran yang kompleks.

Tabel 3-7 Regim Aliran, Bentuk Lapisan dan Potensi Terawatkan

Regim Aliran	Bentuk Lapisan	Potensi Terawatkan	Identifikasi
Bawah	Lapisan bidang bawah	Tinggi	Laminasi datar, hampir tidak ada arus
	riak gelombang (Ripple marks)	Tinggi	Kecil, skala undulasi dalam cm.
	Gelombang pasir (Sand waves)	Rendah sampai sedang	Jarang, gelombang lebih panjang dibandingkan dengan gelembur gelombang ripples
	Dunes/Megaripples	Rendah	Besar, gelembur gelombang dalam skala meter
Atas	Lapisan bidang atas	Tinggi	Laminasi datar, +/- penjajaran butiran (sebagian laminasi)
	Antidunes	Rendah	Fasa air berbentuk lapisan, sudut rendah, laminasi bersifat lentur
	Pool and chute	Sangat Rendah	Hampir semuanya ter erosi

3.5.3. Aliran permukaan (Surface runoff)

Aliran yang mengalir didaratn dapat mengerosi partikel-partikel tanah dan mengangkutnya kebagian bawah lereng. Erosi yang terjadi pada aliran yang mengalir di daratan kemungkinan terjadi secara berbeda-beda melalui cara/metoda yang berbeda tergantung pada iklim dan kondisi alirannya.

1. Erosi “rainsplash” akan terjadi sebagai dampak awal dari jatuhnya butiran-butiran air hujan yang mengenai permukaan tanah.
2. Erosi berlembar “sheet erosion” akan terjadi apabila air mengalir di daratan dan secara langsung juga berperan sebagai pembawa sedimen tetapi aliran ini tidak akan membentuk “gullies”.
3. Erosi “gully” akan terjadi apabila aliran yang membawa material sedimen mengalir dalam suatu saluran.

3.5.4. Pembentukan Batuan Sedimen

Batuan sedimen terbentuk ketika sedimen diendapkan melalui air, angin, gayaberat, atau es/glasial yang mengalir membawa partikel-partikel dalam bentuk suspensi. Sedimen sedimen ini seringkali berasal dari proses pelapukan dan erosi hasil penghancuran batuan menjadi partikel-partikel lepas. Partikel-partikel ini kemudian diangkut dari sumbernya ketempat tempat pengendapannya. Jenis sedimen yang terangkut kesuatu tempat tergantung pada kondisi geologi yang ada di daerah sumber sedimennya. Beberapa batuan sedimen, seperti batuan evaporit, tersusun dari material yang berasal dimana sedimen diendapkan. Batuan sedimen secara alami tidak hanya tergantung pada pasokan sedimen, tetapi juga pada lingkungan sedimen dimana sedimen terbentuk.

1. Lingkungan Pengendapan/Sedimentasi

Tempat dimana batuan sedimen terbentuk dikenal sebagai lingkungan pengendapan. Setiap lingkungan pengendapan mempunyai karakteristik masing-masing yang dipengaruhi oleh kombinasi antara proses proses geologi dengan lingkungan sekitarnya. Jenis jenis sedimen yang diendapkan tidak hanya tergantung pada sedimen yang diangkut akan tetapi juga tergantung pada lingkungan dimana sedimen itu diendapkan.

Batuan yang diendapkan di dalam laut dikenal sebagai lingkungan pengendapan laut. Seringkali lingkungan laut dibedakan antara lingkungan pengendapan laut dangkal dan lingkungan pengendapan laut dalam. Biasanya lingkungan pengendapan laut dalam berada pada kedalaman diatas 200 meter dibawah muka air laut, sedangkan lingkungan pengendapan laut dangkal berada pada garis pantai dan berlanjut hingga ke batas tepi benua. Pada lingkungan ini biasanya air berada dalam kondisi energi yang lebih besar dibandingkan dengan lingkungan laut dalam, karena aktifitas gelombang. Oleh karena energi yang besar maka partikel partikel sedimen yang kasar dapat diangkut sehingga endapan sedimennya dapat lebih kasar dibandingkan yang berada di lingkungan laut dalam.

Ketika ketersediaan sedimen di daratan diangkut kelingkungan laut maka perselingan pasir, lempung dan lanau akan diendapkan. Apabila daratannya berada jauh, maka jumlah sedimen yang diangkut kemungkinan hanya sedikit dan proses biokimia akan mendominasi dari jenis batuan yang akan terbentuk. Terutama di daerah yang beriklim hangat, pada lingkungan laut dangkal yang jauh dari lepas pantai akan dijumpai endapan batuan karbonat. Air yang hangat dan dangkal merupakan tempat yang ideal bagi habitat dari organisme kecil yang membangun cangkangnya dengan karbonat. Ketika organisme ini mati maka cangkangnya akan tenggelam ke dasar laut membentuk lapisan lumpur karbonat yang apabila mengalami pembatuan (litifikasi) akan berubah menjadi batugamping. Lingkungan laut dangkal yang hangat juga merupakan tempat ideal bagi terumbu karang dan apabila mati dan mengendap akan berubah menjadi sedimen yang kaya akan cangkang dari organisme besar.

Pada lingkungan laut dalam, arus air biasanya kecil. Hanya partikel-partikel halus yang dapat diangkut ke tempat semacam ini. Jenis sedimen yang diendapkan didasar laut adalah lempung atau cangkang-cangkang kecil dari mikro-organisme. Pada kedalaman 4 kilometer dibawah laut, solubilitas dari karbonat meningkat secara signifikan. Sedimen karbonat yang tenggelam pada kedalaman ini tidak akan membentuk batugamping. Cangkang cangkang mikro-organisme membentuk silika, seperti radiolarite. Apabila dasar dari lautannya membentuk sudut, seperti di lereng benua, maka sedimen yang berada pada lereng benua dapat mengalami longsoran kearah bagian dasar samudra membentuk arus turbidit. Sekuen dari batuan sedimen yang terbentuk oleh arus turbidit disebut sebagai endapan turbidit.

Pantai adalah suatu lingkungan yang didominasi oleh kerja gelombang. Di pantai, pengendapan umumnya didominasi oleh sedimen berbutir kasar seperti pasir, kerikil dan sering bercampur dengan fragmen frgamen cangkang. Daerah pasangsurut merupakan tempat dimana kadang-

kadang kering dan kadang-kadang berair sebagai akibat dari pasang-surut air laut. Daerah ini seringkali terpotong oleh alur-alur, ketika arus sangat kuat dan ukuran butiran dari endapan sedimen sangat luas. Aliran sungai yang masuk ke laut akan mengendapkan sedimen disekitar pantai membentuk endapan delta. Dengan demikian endapan delta didominasi oleh sedimen klastik.

Batuan sedimen yang terbentuk di daratan dikenal dengan lingkungan pengendapan daratan (benua). Contoh dari lingkungan pengendapan benua adalah laguna, danau, dataran banjir, dan kipas aluvial sungai. Pada air yang tenang di daerah rawa, danau, dan laguna endapan sedimen umumnya berbutir halus biasanya bercampur dengan material organik yang berasal dari tanaman atau binatang yang telah mati. Disamping pengangkutan oleh air, sedimen di daratan dapat diangkut oleh angin atau glasial. Sedimen yang diangkut oleh angin umumnya pemilahannya baik sedangkan yang diangkut oleh es dicirikan oleh pemilahan yang buruk.

2. Cekungan Sedimentasi

Cekungan sedimentasi adalah suatu tempat yang sangat luas dimana sedimen terakumulasi. Jumlah sedimen yang dapat diendapkan dalam suatu cekungan sangat tergantung pada kedalaman cekungan tersebut, dan tempat ini disebut juga sebagai ruang akomodasi sedimen. Kedalaman, bentuk dan ukuran suatu cekungan ditentukan oleh posisi tektoniknya. Apabila litosfir bergerak ke arah atas (tectonic uplift) maka daratan akan naik melewati ketinggian muka air laut, maka erosi akan mulai bekerja dan daerah tersebut akan menjadi sumber material dari sedimen yang baru. Tempat tempat dimana litosfir bergerak turun, maka akan terbentuk suatu cekungan dimana sedimentasi akan terjadi ditempat ini dan ketika litosfir tetap mengalami penurunan, maka ruang akomodasi yang baru akan terus terbentuk.

Pada dasarnya pembentukan cekungan sedimen erat hubungannya dengan batas-batas lempeng, yaitu pada batas lempeng divergen yaitu pembentukan cekungan akibat berpisahannya 2 benua yang membentuk rift kemudian diisi oleh air laut yang kemudian membentuk rift basin. Cekungan juga dapat terjadi apabila sebagian litosfir terpanaskan dan kemudian mengalami pendinginan kembali sehingga menyebabkan densitasnya meningkat yang menyebabkan amblesan isostatik (isostatic subsidence). Apabila amblesan ini berlanjut maka akan terbentuk cekungan yang dikenal dengan cekungan kantong (sag basin). Contoh cekungan kantong adalah daerah tepi benua yang pasif, tetapi cekungan kantong dapat juga dijumpai di bagian dalam benua. Total ketebalan sedimen yang dapat mengisi cekungan kantong dapat mencapai 10 km.

Cekungan sedimen juga terjadi pada batas lempeng konvergen, dimana kedua lempeng yang saling bertabrakan menghasilkan cekungan busur depan (fore-arc basin) sebagai hasil pembubungan lempeng yang berbentuk cekungan memanjang asimetri yang dalam. Cekungan busur muka diisi oleh endapan laut dalam dengan sekuen turbidit yang tebal. Pengisian sedimen ini dikenal sebagai flysch. Cekungan dapat terbentuk juga dibagian belakang dari busur gunungapi yang dikenal sebagai cekungan belakang busur (back-arc basin). Cekungan belakang busur biasanya diisi oleh sedimen laut dangkal dan molasse.

3. Pengaruh Siklus Astronomi

Dalam banyak kasus perubahan facies dan kenampakan sekuen batuan dari suatu siklus batuan sedimen akan terlihat secara alami. Siklus ini disebabkan oleh perubahan dalam pasokan sedimen dan lingkungan pengendapannya. Kebanyakan dari perubahan siklus disebabkan oleh siklus astronomi. Siklus astronomi yang pendek dapat terjadi antara pasang-surut atau pasang setiap 2 minggu. Dalam skala yang lebih besar, perubahan pada iklim dan muka air laut yang disebabkan oleh berubahnya orientasi dan atau posisi rotasi bumi dan orbit bumi mengelilingi matahari. Terdapat sejumlah siklus dari rotasi bumi yang diketahui terakhir antara 10000 dan 200000 tahun.

Perubahan kecil dalam orientasi sumbu bumi atau lamanya musim merupakan faktor utama yang berpengaruh terhadap perubahan iklim di muka bumi. Sebagai contoh umur es 2,6 juta tahun yang lalu (Jaman Kuarter), diasumsikan sebagai pengaruh dari siklus astronomi. Perubahan iklim dapat mempengaruhi kenaikan muka air laut dan akan menambah ruang akomodasi pada cekungan sedimen serta pasokan sedimen dari wilayah tertentu. Begitu juga, perubahan yang kecil dapat menyebabkan perubahan yang besar dalam lingkungan pengendapan dan sedimentasi.

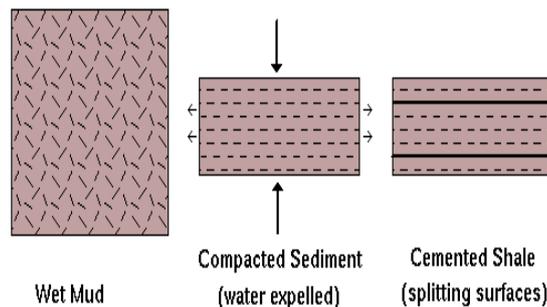
4. Kecepatan Sedimentasi

Pada hakekatnya kecepatan pengendapan sedimen berbeda-beda tergantung lokasi dimana sedimen itu diendapkan. Suatu saluran yang berada pada dataran pasang-surut akan mengendapkan sedimen dengan ketebalan hingga beberapa meter dalam satu hari, sedangkan di dasar lautan yang sangat dalam setiap tahunnya hanya beberapa milimeter saja sedimen yang terakumulasi. Suatu perbedaan yang sangat jelas antara pengendapan yang normal dengan pengendapan yang disebabkan oleh proses katatrofisme. Proses pengendapan katatrofis dapat terjadi karena proses yang bersifat tiba-tiba seperti gerakan tanah (longsoran tanah), luncuran batuan atau banjir bandang. Pada proses katatrofis dapat disaksikan pengendapan dari sejumlah besar sedimen dan terjadi secara tiba-tiba dalam satu satuan waktu yang cepat. Pada beberapa lingkungan pengendapan, kebanyakan dari total kolom batuan sedimen yang terbentuk oleh proses katatrofis, meskipun lingkungannya seringkali merupakan lingkungan yang tenang. Lingkungan pengendapan yang lainnya adalah lingkungan pengendapan yang didominasi oleh lingkungan yang normal serta pengendapan yang sedang berlangsung hingga saat ini.

Pada beberapa lingkungan pengendapan, sedimentasi hanya terjadi pada beberapa tempat. Sebagai contoh, di daerah gurun angin akan mengendapkan material silisiklastik (lanau atau pasir) di beberapa lokasi secara setempat-setempat, atau banjir akibat katatrofis di suatu Wadi dapat memperlihatkan pengendapan secara tiba-tiba dari sejumlah besar material detritus, tetapi di kebanyakan tempat erosi yang didominasi oleh angin sangat dominan. Jumlah batuan sedimen yang terbentuk tidak saja tergantung pada jumlah material yang dipasok, tetapi juga tergantung pada bagaimana material berkonsolidasi dengan baik. Kebanyakan endapan sedimen akan dengan cepat terendapkan setelah pengendapan dipindahkan oleh proses erosi.

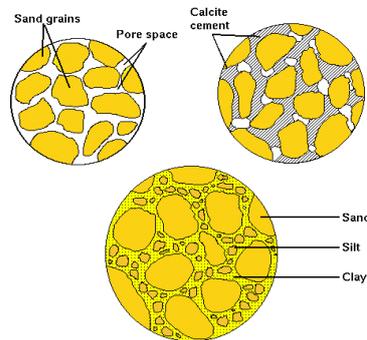
5. Diagenesa

Diagenesa adalah proses perubahan yang terjadi setelah sedimen diendapkan. Proses ini melibatkan semua perubahan selama dan setelah pembentukan menjadi suatu batuan dan proses pembentukan batuan dari sedimen dikenal sebagai litifikasi. Diagenesa terjadi melalui proses kompaksi, sementasi, rekristalisasi dan perubahan kimiawi dari sedimen. Kompaksi terjadi sebagai akibat berat sedimen yang terakumulasi dan butiran-butiran mineral secara bersamaan. Kompaksi akan mengurangi ruang pori dan menghilangkan kandungan air yang terdapat didalamnya.



Gambar 3-20 Proses kompaksi dan sementasi dari sedimen lumpur

Istilah diagenesa dipakai untuk menjelaskan semua perubahan kimia, fisika dan biologi termasuk sementasi yang terjadi pada sedimen setelah sedimen diendapkan. Beberapa proses yang menyebabkan sedimen terkonsolidasi yaitu menjadi kompak dan berbentuk padat. Batuan sedimen muda, terutama yang berumur Kuarter seringkali dijumpai dalam kondisi tidak terkonsolidasi. Sebagai endapan sedimen terbentuk karena tekanan litostatik meningkat dan terjadi proses pematuan / litifikasi.



Gambar 3-21 Butiran dan rongga pori (kiri atas); butiran dan semen karbonat (kanan atas); fragmen pasir, lempung dan lanau dalam semen karbonat

Batuan sedimen seringkali jenuh oleh air laut atau air bawahan, sehingga mineral-mineral dapat larut atau mengalami penguapan. Penguapan mineral akan mengurangi ruang pori dalam batuan dan proses ini disebut proses sementasi. Berkurangnya ruang pori mengakibatkan larutan fluida keluar. Penguapan mineral mineral akan membentuk semen dan membuat batuan bertambah kompak dan padat. Apabila pengendapan berlanjut, lapisan batuan yang lebih tua akan semakin tertekan dan tekanan litostatik akan semakin meningkat dikarenakan beban yang terus bertambah. Kompaksi merupakan contoh yang penting dari proses diagenetik pada lempung, yang awalnya terdiri dari 60% air, selama kompaksi air akan tertekan keluar dari batuan. Kompaksi dapat juga berpengaruh pada proses kimiawi, seperti larutan yang tertekan akan menyebabkan material masuk kedalam larutan pada tekanan yang tinggi.

Beberapa proses biokimiawi, seperti aktivitas bakteri dapat berdampak pada mineral mineral dalam suatu batuan dan proses ini merupakan bagian dari proses diagenesa. Jamur dan tumbuhan (melalui akarnya) serta berbagai organisme lainnya yang hidup dibawah permukaan tanah dapat juga berpengaruh pada proses diagenesa. Batuan yang tertekan karena pengendapan terjadinya pengendapan yang terus menerus akan meningkatkan tekanan dan temperatur yang dapat menstimulasi reaksi kimia. Sebagai contoh adalah reaksi organik yang terjadi pada material/ bahan organik yang berubah menjadi lignit atau batubara.

3.5.5. Sifat Sifat Batuan Sedimen

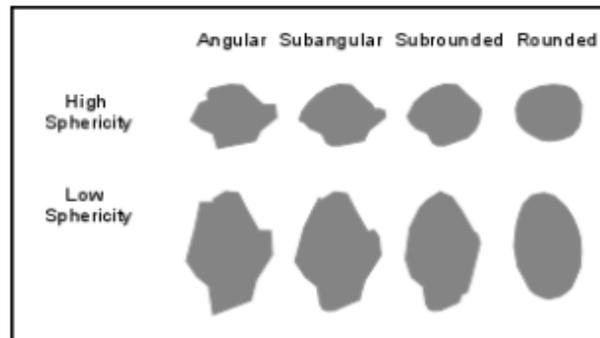
1. Perlapisan

Pada umumnya batuan sedimen dapat dikenali dengan mudah dilapangan dengan adanya perlapisan. Perlapisan pada batuan sedimen klastik disebabkan oleh (1) perbedaan besar butir, seperti misalnya antara batupasir dan batulempung; (2) Perbedaan warna batuan, antara batupasir yang berwarna abu-abu terang dengan batulempung yang berwarna abu-abu kehitaman. Disamping itu, struktur sedimen juga menjadi penciri dari batuan sedimen, seperti struktur silang siur atau struktur riak gelombang. Ciri lainnya adalah sifat klastik, yaitu yang tersusun dari fragmen-fragmen lepas hasil pelapukan batuan yang kemudian tersemenkan menjadi batuan sedimen klastik. Kandungan fosil juga menjadi penciri dari batuan sedimen, mengingat fosil terbentuk sebagai akibat dari organisme yang terperangkap ketika batuan tersebut diendapkan.

2. Tekstur

Pada hakekatnya tekstur adalah hubungan antar butir / mineral yang terdapat di dalam batuan. Tekstur yang terdapat dalam batuan sedimen terdiri dari fragmen batuan / mineral dan matriks (masa dasar). Adapun yang termasuk dalam tekstur pada batuan sedimen klastik terdiri dari: Besar butir (grain size), Bentuk butir (grain shape), kemas (fabric), pemilahan (sorting), sementasi, kesarangan (porosity), dan kelulusan (permeability).

- a. **Besar Butir** (Grain Size) adalah ukuran butir dari material penyusun batuan sedimen diukur berdasarkan klasifikasi Wenworth.
- b. **Bentuk butir** (Grain shape) pada sedimen klastik dibagi menjadi: Rounded (Membundar), Sub-rounded (Membundar-tanggung), Sub-angular (Menyudut-tanggung), dan Angular (Menyudut). Kebundaran (Sphericity): Selama proses pengangkutan (transportasi), memungkinkan butiran-butiran partikel yang diangkut menjadi berkurang ukurannya oleh akibat abrasi. Abrasi yang bersifat acak akan menghasilkan kebundaran yang teratur pada bagian tepi butiran. Jadi, pembulatan butiran memberi kita petunjuk mengenai lamanya waktu sedimen mengalami pengangkutan dalam siklus transportasi. Pembulatan diklasifikasikan dengan persyaratan relatif juga

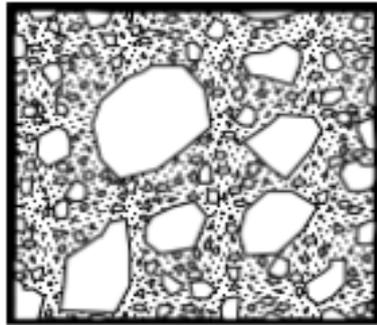


Gambar 3-22 Kebundaran (Sphericity) pada butiran partikel sedimen

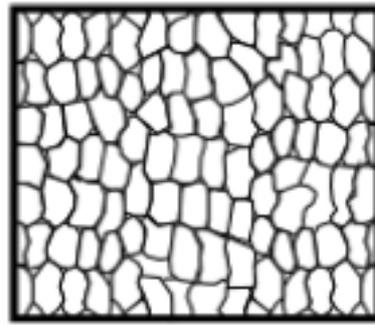
- c. **Kemas (Fabric)** adalah hubungan antara masa dasar dengan fragmen batuan / mineralnya. Kemas pada batuan sedimen ada 2, yaitu : Kemas Terbuka, yaitu hubungan antara masa dasar dan fragmen butiran yang kontras sehingga terlihat fragmen butiran mengambang diatas masa dasar batuan. Kemas tertutup, yaitu hubungan antar fragmen butiran yang relatif seragam, sehingga menyebabkan masa dasar tidak terlihat).
- d. **Pemilahan (sorting)** adalah keseragaman ukuran butir dari fragmen penyusun batuan. Pemilahan adalah tingkat keseragaman ukuran butir. Partikel-partikel menjadi terpilah atas dasar densitasnya (beratjenisnya), karena energi dari media pengangkutan. Arus energi yang tinggi dapat mengangkut fragmen-fragmen yang besar. Ketika energi berkurang, partikel-partikel yang lebih berat diendapkan dan fragmen-fragmen yang lebih ringan masih terangkut oleh media pengangkutnya. Hasil pemilahan ini berhubungan dengan densitas. Apabila partikel-partikel mempunyai densitas yang sama, kemudian partikel-partikel yang lebih besar juga akan menjadi besar, sehingga pemilahan akan terjadi berdasarkan ukuran butirnya. Klasifikasi pemilahan ukuran butir didasarkan secara relatif, yaitu pemilahan baik hingga pemilahan buruk. Pemilahan memberi kunci terhadap kondisi energi media pengangkut dimana sedimen diendapkan.

Contoh: Endapan pantai dan tiupan angin umumnya memperlihatkan pemilahan yang baik dikarenakan energi media pengangkutan (kecepatan) pada umumnya tetap. Endapan sungai

umumnya terpilah buruk karena energi (kecepatan alirannya) yang terdapat di sungai bervariasi tergantung posisi sungainya.



Pemilahan Buruk



Pemilahan Baik



Pemilahan Buruk



Pemilahan Baik

- e. **Sementasi** adalah bahan pengikat antar butir dari fragmen penyusun batuan. Macam dari bahan semen pada batuan sedimen klastik adalah : karbonat, silika, dan oksida besi.
- f. **Kesarangan (Porosity)** adalah ruang yang terdapat diantara fragmen butiran yang ada pada batuan. Jenis porositas pada batuan sedimen adalah Porositas Baik, Porositas Sedang, Porositas Buruk.
- g. **Kelulusan (Permeability)** adalah sifat yang dimiliki oleh batuan untuk dapat meloloskan air. Jenis permeabilitas pada batuan sedimen adalah permeabilitas baik, permeabilitas sedang, permeabilitas buruk.

3. Mineralogi

Hampir semua batuan sedimen tersusun dari mineral kuarsa (khususnya batuan silisiklastik) atau kalsit (khususnya batuan karbonat). Berbeda dengan batuan beku dan batuan metamorf, batuan sedimen umumnya berisi beberapa mineral-mineral utama yang berbeda. Meskipun demikian, asal dari mineral-mineral yang terdapat dalam batuan sedimen seringkali lebih kompleks dibandingkan dengan mineral-mineral yang ada didalam batuan beku. Mineral-mineral didalam batuan sedimen dapat berasal dari pengendapan selama sedimentasi atau diagenesa.

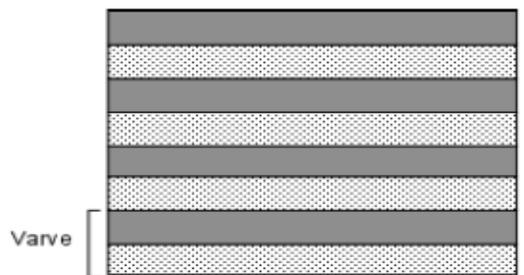
Batuan karbonat umumnya didominasi dari mineral-mineral karbonat seperti kalsit, aragonite atau dolomit. Semen dan fragmen klastik termasuk fosil pada batuan karbonat dapat tersusun dari mineral karbonat. Mineralogi dari batuan klastik ditentukan oleh pasokan material dari sumbernya, pengangkutan ke tempat dimana material itu diendapkan serta kestabilan dari mineral-mineralnya. Kestabilan dari mineral-mineral pembentuk batuan dapat dilihat pada seri reaksi Bowen. Pada seri reaksi Bowen, mineral Kuarsa merupakan mineral yang paling stabil terhadap pelapukan sedangkan kearah mineral Olivine atau Ca-plagioklas merupakan mineral-mineral yang paling

tidak stabil terhadap pelapukan. Banyaknya pelapukan tergantung terutama pada jarak dari batuan sumbernya, iklim dan waktu yang diperlukan dalam pengangkutan sedimen. Kebanyakan batuan sedimen, mika, feldspar dan sedikit mineral stabil akan bereaksi dengan mineral lempung seperti kaolinite, illite atau smectite.

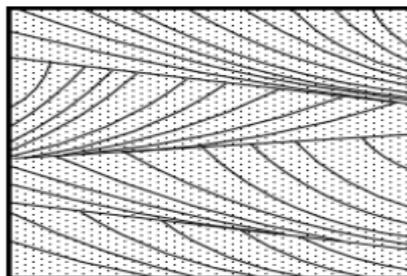
4. Struktur Sedimen

- **Stratifikasi dan Perlapisan**

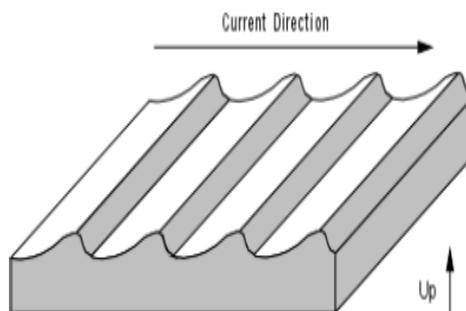
- a. **Rhythmic Layering (Ritme Perlapisan)** – Perulangan perlapisan sejajar pada dasarnya dikarenakan sifat yang berbeda. Kadang-kadang disebabkan oleh perubahan musim dalam pengendapan. Misalnya di danau, sedimen kasar akan diendapkan pada musim panas dan sedimen halus diendapkan pada musim dingin ketika permukaan danau membeku.



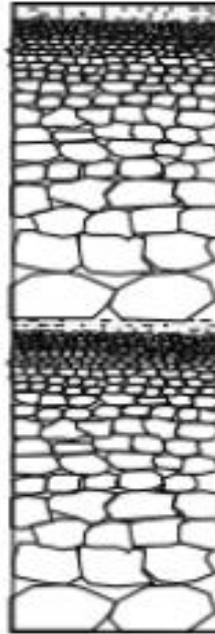
- b. **Cross Bedding (Silangsiur)** – Sekumpulan perlapisan yang saling miring satu sama lainnya. Perlapisan cenderung miring ke arah dimana angin atau air mengalir pada saat pengendapan terjadi. Batas diantara sekelompok perlapisan umumnya diwakili oleh bidang erosi. Sangat umum dijumpai sebagai endapan pantai, sebagai sand dunes (gumuk pasir) dan endapan sediment sungai.



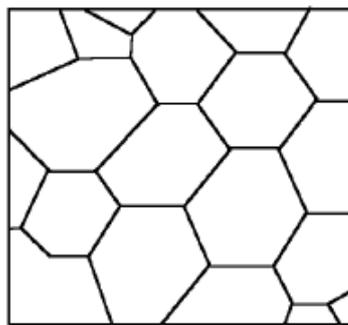
- c. **Ripple Marks** – karakteristik dari endapan air dangkal. Penyebabnya oleh gelombang atau angin.



- d. **Graded Bedding (Perlapisan bersusun)** – Terjadi sebagai akibat berkurangnya kecepatan arus, dimana partikel partikel yang lebih besar dan berat akan mengendap paling awal diikuti kemudian oleh partikel-partikel yang lebih kecil dan lebih ringan. Hasil pengendapannya akan memperlihatkan perlapisan dengan ukuran butir yang menghalus kearah atas.



- e. **Mud cracks** – hasil dari pengeringan dari sedimen yang basah di permukaan bumi. Retakan terbentuk oleh pengkerutan sedimen ketika sedimen mengering.



- f. **Raindrop Marks** - Sumuran (Krater kecil) yang terbentuk oleh jatuhnya air hujan. Kehadirannya merupakan tanda sedimen tersingkap ke permukaan bumi.
5. **Kandungan Fossils** – sisa-sisa kehidupan organisme. Umumnya sangat penting sebagai indikator lingkungan pengendapan.
- Spesies yang berbeda umumnya hidup pada lingkungan tertentu.
 - Fosil digunakan sebagai kunci untuk umur relatif dari sedimen.
 - Dapat juga berperan penting dalam indikator iklim purba.
6. **Warna Sedimen** – oksida besi dan sulfida selama terendapkan dengan material organik akan memberikan warna gelap.
- Indikator pengendapan pada lingkungan reduksi.
 - Endapan pada lingkungan oksidasi menghasilkan warna merah oleh oksida besi.

3.5.6. Sistem Arus Traksi pada Struktur Sedimen

Pengangkutan dan pengendapan sedimen dari daerah sumber ke daerah pengendapannya tidaklah dikuasai oleh jenis-jenis mekanisme transport tertentu, misal hanya arus traksi saja, akan tetapi selalu merupakan suatu sistem dari berbagai mekanisme, bahkan bukan hanya bersifat mekanis, tetapi juga bersifat kimiawi (Koesoemadinata, 1981). Beberapa sistem transportasi dan sedimentasi:

1. Sistem arus traksi dan suspensi.
2. Sistem arus turbid dan pekat (*density current*).
3. Sistem suspensi dan kimiawi.

Cara pengendapannya sendiri menurut Rubey (1935), partikel mengendap dari suatu aliran berdasarkan dua hukum, yaitu:

1. Hukum Stokes: Berat efektif suatu pola, hal ini berlaku untuk material halus.
2. Hukum Impact: Reaksi benturan terhadap medium, hal ini berlaku untuk material kasar.

Dalam kenyataannya tiap-tiap hukum berlaku untuk besar butir tertentu. Lebih kasar besar butir yang dimiliki maka hukum Impact akan berlaku, sedang sebaliknya, makin halus besar butir yang ada maka hukum Stokes yang akan berlaku. Selain itu juga sifat-sifat transport dan pengendapan lainnya akan mengalami perubahan-perubahan, seperti: 1). Gerakan partikel/butir; 2). Konsentrasi sedimen transport; 3). Kecepatan aliran dekat dasar; 4). Koefisien kekasaran; 5). Struktur sedimen yang dibangun; 6). Kedalaman air; 7). Sifat permukaan air; 8). Turbulensi.

A. Sistem Arus Traksi

Sebenarnya sistem ini terdiri dari 2 faktor, yaitu *bed load* dan *suspended load*, dimana diendapkan dari sistem tersendiri. Cara pengendapan bed load berhubungan erat dengan pembentukan struktur sedimen dan aliran. Konsep yang ada pada dasarnya dalam berbagai kekuatan arus (stream power) transport sedimen, pengendapan dan bentuk dasar (forms of bed roughness), berubah-ubah dan memiliki karakteristik tersendiri. Bentuk dasar juga tergantung dari besar butir, 0,6 mm sebagai batas.

Arus traksi merupakan salah satu mekanika transportasi dan pengendapan. Mekanika transport dan pengendapan sendiri memuat beberapa bagian, antara lain:

1. Muatan, yaitu jumlah total sedimen yang diangkut oleh suatu aliran (Gilbert, 1914).
2. Kapasitas aliran (stream capacity), yaitu muatan maksimal yang dapat diangkut oleh aliran (Gilbert, 1914).
3. Kompetensi aliran (stream competence), yaitu kemampuan aliran untuk mentransport sedimen dalam pengertian dimensi partikel (Twenhofel, 1950).

Traksi atau gaya gesek kritis juga dipengaruhi oleh hidraulica lift, yaitu pengangkatan yang disebabkan oleh perbedaan tekanan diatas dan dibawah aliran, diukur oleh kecepatan radian dekat dasar aliran. Berdasarkan cara/gaya mengangkut partikel ini maka transport sedimen secara massal terdapat sebagai berikut (Koesoemadinata, 1981):

1. Rayapan permukaan (surface creep): menggelundung.
2. Saltasi (rolling, skipping): meloncat dan meluncur.
3. Suspensi.

Dari segi muatan, maka ini dibagi menjadi:

1. Bed load (surface creep dan saltasi)
2. Suspended load (wash load)

B. Struktur yang terbentuk dari arus traksi

Arus traksi yang berlangsung mengakibatkan terbentuknya struktur sediment. Struktur sediment yang terbentuk sendiri terbagi menjadi dua, yaitu:

1. **Rezim aliran bawah** (lower flow regime), yaitu gaya tarikan lebih berpengaruh. Hal ini mengakibatkan :
 - a) Terbentuk onggokan-onggokan dan scour
 - b) Cara transport diseret dan jatuh bebas ke dalam scour.
 - c) Struktur sedimen sangat ditentukan sebagai akibat dari jatuhnya partikel-partikel kedalam lubang-lubang.
 - d) Sudut kemiringan dari cross laminae adalah searah dengan arah arus.

2. **Rezim aliran atas** (upper flow regime). Hal ini mengakibatkan:
 - a) Onggokan-onggokan lebih disebabkan karena penumpukan pada endapan-endapan yang lebih awal.
 - b) Cara transport menerus, karena momentum air dan secara massal.
 - c) Struktur sedimen *acretion* terbentuk pada punggung onggokan-onggokan.
 - d) Kadang-kadang mengakibatkan terbentuknya :
 1. Horizontal stratification (transition)
 2. Low angle cross stratification $< 10^0$. Sudut kemiringan berbanding terbalik dengan arah arus.
 3. Imbricated pebbles

Dalam sistem traksi dan suspensi, maka sedimentasi terjadi dari muatan suspensi dan muatan dasar, berselang-seling atau sering pula dalam kombinasi. Kombinasi pengendapan traksi dan suspensi terutama terjadi di bagian bawah dari lower flow regim.

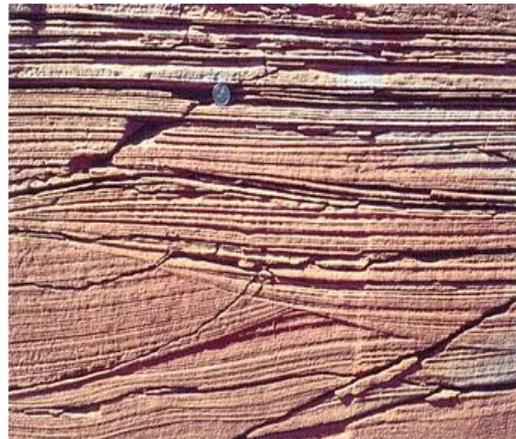
3.5.7. Pembagian struktur sedimen menurut Pettijohn

1. Struktur Sedimen Primer: Struktur pada batuan sedimen yang terjadi pada saat proses sedimentasi sehingga dapat di gunakan untuk mengidentifikasi mekanisme pengendapan.
2. Struktur Sedimen Sekunder: struktur sedimen yang terjadi pada batuan sedimen pada saat sebelum dan sesudah proses sedimentasi yang juga dapat merefleksikan lingkungan pengendapan, keadaan dasar permukaan, lereng, dan kondisi permukaan.
3. Struktur Sedimen organik: Struktur sedimen yang terbentuk akibat dari proses organisme pada saat dan sesudah terjadi proses sedimentasi.

Struktur Sedimen Primer: Struktur pada batuan sedimen yang terjadi pada saat proses sedimentasi sehingga dapat di gunakan untuk mengidentifikasi mekanisme pengendapan.



Struktur Lapisan bersusun (Graded bedding)



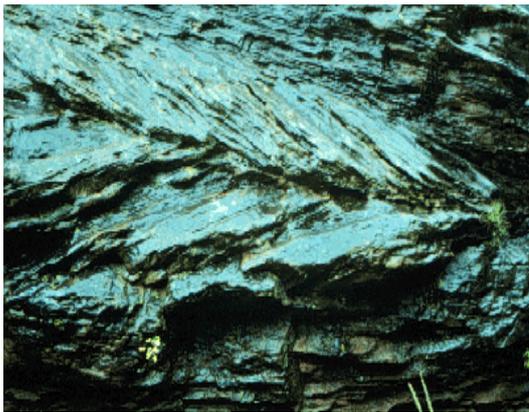
Struktur Silangsiur (Crossbedding)



Struktur Laminasi Sejajar (Paralel lamination)



Struktur Riak Gelombang (Ripple mark)



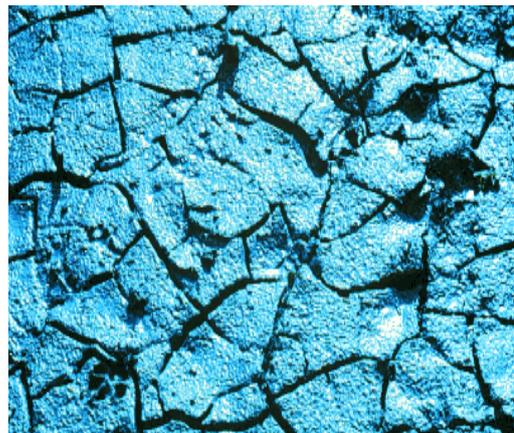
Hearing bone structures



Struktur riak gelombang (ripples structures)



Struktur sedimen "Convolute laminations"



Struktur sedimen "Mudcracks"

Struktur Sedimen Sekunder

Struktur sedimen yang terjadi pada batuan sedimen pada saat sebelum dan sesudah proses sedimentasi yang juga dapat merefleksikan lingkungan pengendapan, keadaan dasar permukaan, lereng, dan kondisi permukaan. Struktur Erosional; terbentuk oleh karena arus atau materi yang terbawa oleh arus. contoh : struktur Load Cast dan struktur Flute Cast.



Struktur Cetakan beban (Load cast)



Struktur Flute Cast

3.5.8. Batuan Sedimen Klastik

Batuan sedimen klastik dapat dikelompokkan menjadi beberapa jenis batuan atas dasar ukuran butirnya. Batulempung adalah batuan sedimen klastik yang ukuran butirnya ukuran lempung; batulanau adalah batuan sedimen klastik yang berukuran lanau; batupasir adalah batuan sedimen klastik yang ukuran butirnya pasir, sedangkan konglomerat dan breksi adalah batuan sedimen klastik yang ukuran butirnya mulai dari lempung hingga bongkah. Konglomerat dan breksi dibedakan berdasarkan perbedaan bentuk butirnya, dimana bentuk butir konglomerat membuldar sedangkan breksi memiliki bentuk butir yang menyudut. Klasifikasi ukuran butir yang dipakai dalam pengelompokan batuan sedimen klastik menggunakan klasifikasi dari **Wentworth** seperti yang diperlihatkan pada Tabel 3-8.

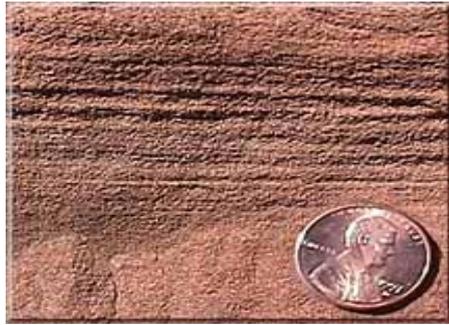
Tabel 3-8
Skala Ukuran Butir (Wenworth)

SKALA WENWORTH		
Ukuran Butir	Nama (Inggris)	Nama (Indonesia)
>256	Boulder	Bongkah
64 – 256	Cobble	Kerakal
4 – 64	Pebble	Kerikil
2 - 4	Granule	Pasir kasar
1/16 – 2	Sand	Pasir
1/256 – 1/16	Silt	Lanau
1/256 <	Clay	Lempung

Tabel dibawah adalah daftar nama-nama Batuan Sedimen Klastik (berdasarkan ukuran dan bentuk butir) dan Batuan Sedimen Non-klastik (berdasarkan genesa pembentukannya).

Tabel 3-9 Klasiikasi Batuan Sedimen Klastik

BATUAN SEDIMEN KLASTIK			
Tekstur	Ukuran Butir	Komposisi	Nama Batuan
Klastik	Gravel > 2 mm	Fragmen batuan membuldar	Konglomerat
		Fragmen batuan menyudut	Breksi
	1/16 - 2 mm	Mineral kuarsa dominan	Batupasir Kuarsa
		Kuarsa dan felspar	Batupasir Arkose
		Kuarsa, felspar, lempung dan fragmen batuan	Batupasir Graywacke
	< 1/256 mm	Laminasi	Serpih
masif		Lempung	



Batupasir



Konglomerat



Batugamping



Batulempung

Gambar 3-23 Beberapa contoh batuan sedimen

3.5.9. Batuan Sedimen Non Klastik

Batuan sedimen non-klastik adalah batuan sedimen yang terbentuk dari proses kimiawi, seperti batu halit yang berasal dari hasil evaporasi dan batuan rijang sebagai proses kimiawi. Batuan sedimen non-klastik dapat juga terbentuk sebagai hasil proses organik, seperti batugamping terumbu yang berasal dari organisme yang telah mati atau batubara yang berasal dari sisa tumbuhan yang berubah. Batuan ini terbentuk sebagai proses kimiawi, yaitu material kimiawi yang larut dalam air (terutamanya air laut). Material ini terendapkan karena proses kimiawi seperti proses penguapan membentuk kristal garam, atau dengan bantuan proses biologi (seperti membesarnya cangkang oleh organisme yang mengambil bahan kimia yang ada dalam air).

Dalam keadaan tertentu, proses yang terlibat sangat kompleks, dan sukar untuk dibedakan antara bahan yang terbentuk hasil proses kimia, atau proses biologi (yang juga melibatkan proses kimia secara tak langsung). Jadi lebih sesuai dari kedua-dua jenis sedimen ini dimasukkan dalam satu kelas yang sama, yaitu sedimen endapan kimiawi / biokimia. Yang termasuk dalam kelompok ini adalah sedimen evaporit (*evaporites*), karbonat (*carbonates*), batugamping dan dolomit (*limestones and dolostone*), serta batuan bersilika (*siliceous rocks*), rijang (*chert*).

1. Batuan Sedimen Evaporit

Batuan evaporit atau sedimen evaporit terbentuk sebagai hasil proses penguapan (evaporation) air laut. Proses penguapan air laut menjadi uap mengakibatkan tertinggalnya bahan kimia yang pada akhirnya akan menghablur apabila hampir semua kandungan air menjadi uap. Proses pembentukan garam dilakukan dengan cara ini. Proses penguapan ini memerlukan sinar matahari yang cukup lama.

1. Batugaram (*Rock salt*) yang berupa halite (NaCl).
2. Batuan gipsum (*Rock gypsum*) yang berupa gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

3. Travertine yang terdiri dari calcium carbonate (CaCO_3), merupakan batuan karbonat. Batuan travertin umumnya terbentuk dalam gua batugamping dan juga di kawasan air panas (hot springs).

Tabel 3-10 Klasifikasi Batuan Non-Klastik

BATUAN SEDIMEN NON-KLASTIK			
Kelompok	Tekstur	Komposisi	Nama Batuan
Evaporite	Non Klastik	Halite, NaCl	Batu garam
	Non Klastik	Gypsum, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Batu Gypsum
	Non Klastik	CaCO_3	Travertine
Karbonat	Klastik/Non-klastik	Calcite, CaCO_3	Batugamping Klastik
	Klastik/Non-klastik	Dolomite, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Dolomite
	Klastik/Non-klastik	Calcite, CaCO_3	Batugamping Terumbu
Silika	Non-klastik	Mikrokristalin quartz, SiO_2	Rijang (Chert)
	Non Klastik	Plantonik Diatomaceous Earth	Diatomite
Organik	Non Klastik	Material Organik	Batubara

2. Batuan Sedimen Karbonat

Batuan sedimen karbonat terbentuk dari hasil proses kimiawi, dan juga proses biokimia. Kelompok batuan karbonat antara lain adalah batugamping dan dolomit.

1. Mineral utama pembentuk batuan karbonat adalah:
 - a. Kalsit (Calcite) (CaCO_3)
 - b. Dolomit (Dolomite) ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)
2. Nama-nama batuan karbonat:
 - a. Mikrit (Micrite) (microcrystalline limestone), berbutir sangat halus, mempunyai warna kelabu cerah hingga gelap, tersusun dari lumpur karbonat (lime mud) yang juga dikenali sebagai calcilutite.
 - b. Batugamping oolitik (Oolitic limestone) batugamping yang komponen utamanya terdiri dari bahan atau allokem oolit yang berbentuk bulat
 - c. Batugamping berfosil (Fossiliferous limestone) merupakan batuan karbonat hasil dari proses biokimia. Fosil yang terdiri dari bahan / mineral kalsit atau dolomit merupakan bahan utama yang membentuk batuan ini.
 - d. Kokina (Coquina) cangkang fosil yang tersimen
 - e. Chalk terdiri dari kumpulan organisme planktonic seperti coccolithophores; fizzes readily in acid
 - f. Batugamping kristalin (Crystalline limestone)
 - g. Travertine terbentuk dalam gua batugamping dan di daerah air panas hasil dari proses kimia
 - h. Batugamping intraklastik (intraclastic limestone), pelleted limestone

3. Batuan Sedimen Silika

Batuan sedimen silika tersusun dari mineral silika (SiO_2). Batuan ini terhasil dari proses kimiawi dan atau biokimia, dan berasal dari kumpulan organisme yang berkomposisi silika seperti diatomae, radiolaria dan sponges. Kadang-kadang batuan karbonat dapat menjadi batuan bersilika apabila terjadi reaksi kimia, dimana mineral silika mengganti kalsium karbonat. Kelompok batuan silika adalah:

1. Diatomite, terlihat seperti kapur (chalk), tetapi tidak bereaksi dengan asam. Berasal dari organisme planktonic yang dikenal dengan diatoms (Diatomaceous Earth).

2. Rijang (Chert), merupakan batuan yang sangat keras dan tahan terhadap proses lelehan, masif atau berlapis, terdiri dari mineral kuarsa mikrokristalin, berwarna cerah hingga gelap. Rijang dapat terbentuk dari hasil proses biologi (kelompok organisme bersilika, atau dapat juga dari proses diagenesis batuan karbonat.

4. Batuan Sedimen Organik

Endapan organik terdiri daripada kumpulan material organik yang akhirnya mengeras menjadi batu. Contoh yang paling baik adalah batubara. Serpihan daun dan batang tumbuhan yang tebal dalam suatu cekungan (biasanya dikaitkan dengan lingkungan daratan), apabila mengalami tekanan yang tinggi akan termampatkan, dan akhirnya berubah menjadi bahan hidrokarbon batubara.

3.6. Batuan Metamorf

Kata “metamorfosa” berasal dari bahasa Yunani, yaitu “metamorphism” dimana “meta” yang artinya “berubah” dan “morph” yang artinya “bentuk”. Dengan demikian pengertian “metamorfosa” dalam geologi adalah merujuk pada perubahan dari kelompok mineral dan tekstur batuan yang terjadi dalam suatu batuan yang mengalami tekanan dan temperatur yang berbeda dengan tekanan dan temperatur saat batuan tersebut pertama kalinya terbentuk. Sebagai catatan bahwa istilah “diagenesa” juga mengandung arti perubahan yang terjadi pada batuan sedimen. Hanya saja proses diagenesa terjadi pada temperatur dibawah 200° C dan tekanan dibawah 300 MPa (MPa = Mega Pascal) atau setara dengan tekanan sebesar 3000 atmosfer, sedangkan “metamorfosa” terjadi pada temperatur dan tekanan diatas “diagenesa”. Batuan yang dapat mengalami tekanan dan temperatur diatas 300 Mpa dan 200° C umumnya berada pada kedalaman tertentu dan biasanya berasosiasi dengan proses tektonik, terutama di daerah tumbukan lempeng atau zona subduksi. Batas atas antara proses metamorfosa dan pelelehan batuan masih menjadi pertanyaan hingga saat ini. Sekali batuan mulai mencair, maka proses perubahan merupakan proses pembentukan batuan beku. Batuan metamorf adalah batuan yang terbentuk dari batuan asal (batuan beku, sedimen, metamorf) yang mengalami perubahan temperatur(T), tekanan (P), atau Temperatur (T) dan Tekanan (P) secara bersamaan yang berakibat pada pembentukan mineral-mineral baru dan tekstur batuan yang baru.

3.6.1. Tipe Metamorfosa

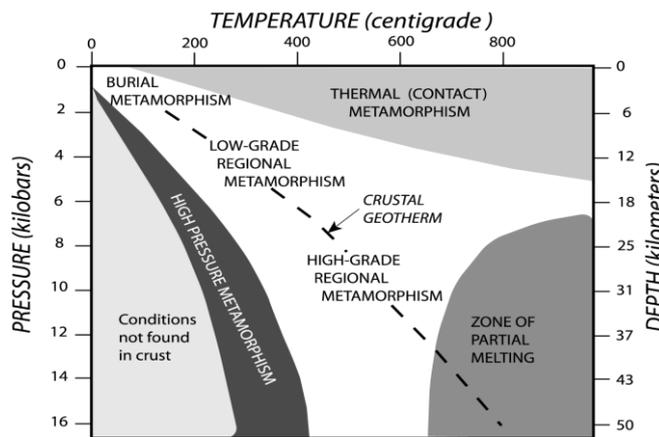
1. **Metamorfosa Kataklastik** adalah metamorfosa yang diakibatkan oleh deformasi mekanis, seperti yang terjadi pada dua blok batuan yang mengalami pergeseran satu dan lainnya disepanjang suatu zona sesar / patahan. Panas yang ditimbulkan oleh gesekan yang terjadi disepanjang zona patahan inilah yang mengakibatkan batuan tergerus dan termetamorfosakan disepanjang zona ini. Metamorfosa kataklastik jarang dijumpai dan biasanya menyebarkan terbatas hanya disepanjang zona sesar.
2. **Metamorfosa Burial** adalah metamorfosa yang terjadi apabila batuan sedimen yang berada pada kedalaman tertentu dengan temperturnya diatas 300° C serta absennya tekanan diferensial. Pada kondisi tersebut maka mineral-mineral baru akan berkembang, akan tetapi batuan tampak seperti tidak mengalami metamorfosa. Mineral utama yang dihasilkan dalam kondisi tersebut adalah mineral zeolite. Metamorfosa burial umumnya saling overlap dengan diagenesa dan akan berubah menjadi metamorfosa regional seiring dengan meningkatnya tekanan dan temperatur.
3. **Metamorfosa Kontak** adalah metamorfosa yang terjadi didekat intrusi batuan beku dan merupakan hasil dari kenaikan temperatur yang tinggi dan berhubungan dengan intrusi batuan beku. Metamorfosa kontak hanya terjadi disekeliling intrusi yang terpanaskan oleh magma dan bagian kontak ini dikenal sebagai “aureole metamorphic”. Derajat metamorfosa akan

meningkat kesegala arah kearah luar dari tubuh intrusi. Metamorfosa kontak biasanya dikenal sebagai metamorfosa yang bertekanan rendah dan temperatur tinggi dan batuan yang dihasilkan seringkali batuan berbutir halus tanpa foliasi dan dikenal sebagai **hornfels**.

4. **Metamorfosa Regional** adalah metamorfosa yang terjadi pada wilayah yang sangat luas dimana tingkat deformasi yang tinggi dibawah tekanan diferensial. Metamorfosa jenis ini biasanya akan menghasilkan batuan metamorf dengan tingkat foliasi yang sangat kuat, seperti Slate, Schists, dan Gneisses. Tekanan diferensial berasal dari gaya tektonik yang berakibat batuan mengalami tekanan (kompresi), dan tekanan ini umumnya berasal dari dua masa benua yang saling bertumbukan satu dengan lainnya. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa batuan metamorfosa regional terjadi pada inti dari rangkaian pegunungan atau pegunungan yang mengalami erosi. Hasil dari tekanan kompresi pada batuan yang terlipat dan adanya penebalan kerak dapat mendorong batuan kearah bagian bawah sehingga menjadi lebih dalam yang memiliki tekanan dan temperatur lebih tinggi.

3.6.2. Derajat Metamorfosa

Berdasarkan tekanan dan temperatur yang berada diatas kondisi diagenesa, maka ada 3 tingkat derajat metamorfosa yang dapat dikenal, yaitu derajat metamorfosa rendah, sedang dan tinggi. Adapun batas antara metamorfosa dan peleburan sangat dipengaruhi oleh jenis batuan dan jumlah air yang terdapat dalam batuan. Pada gambar 3-24 diperlihatkan hubungan antara Tekanan (P), Temperatur (T), Kedalaman (D) dan Tipe/Jenis Metamorfosa. Metamorfosa Burial dicirikan oleh tekanan, temperatur, yang rendah dan kedalaman yang relatif dangkal. Tipe metamorfosa akan meningkat seiring dengan meningkatnya tekanan, temperatur, dan kedalaman, yaitu dari Burial Metamorfosa berubah menjadi Metamorfosa Regional Derajat Rendah dan kemudian dengan semakin meningkatnya tekanan, temperatur dan kedalaman Metamorfosa Regional Derajat Rendah dapat berubah menjadi Metamorfosa Regional Derajat Tinggi, sedangkan pada kedalaman ($D > 20$ km), Tekanan ($P > 7$ kilobars), dan Temperatur ($T > 700^{\circ}C$) batuan akan mengalami peleburan (mencair) menjadi magma.



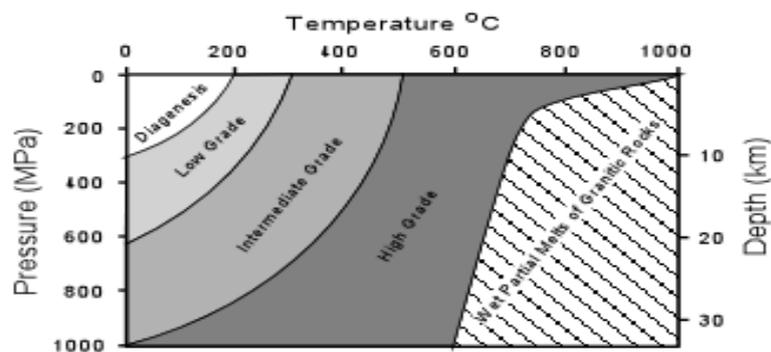
Gambar 3-24 Hubungan antara Tekanan (P), Temperatur (T), Kedalaman (D) dan Derajat Metamorfosa

Kecepatan dimana suatu batuan akan mengalami perubahan dari sekumpulan mineral-mineralnya untuk mencapai keseimbangan pada kondisi tekanan dan temperatur yang baru tergantung pada 3 (tiga) faktor, yaitu:

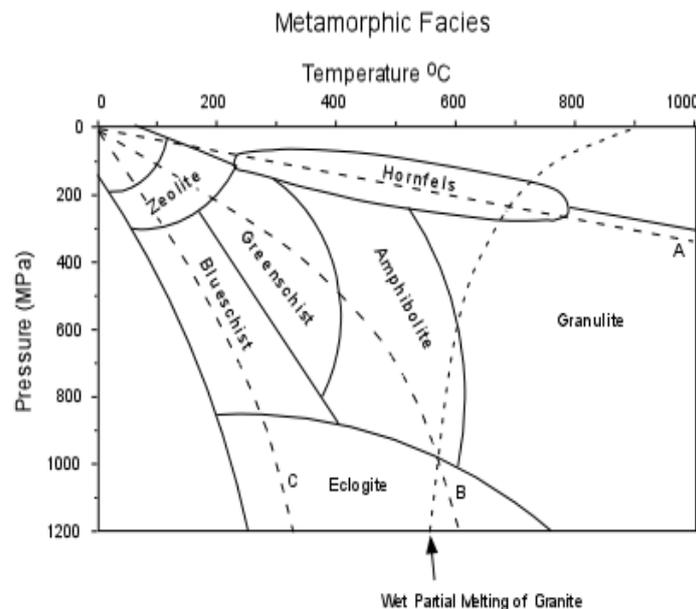
1. Kandungan fluida (terutama air) yang ada dalam batuan. Air yang ada dalam batuan berfungsi sebagai katalisator dalam mentransformasi mineral-mineral yang terdapat dalam batuan.
2. Temperatur, reaksi kimia akan terjadi lebih cepat pada temperatur yang lebih tinggi.
3. Waktu, untuk dapat tumbuhnya kelompok mineral mineral metamorfik yang baru pada suatu batuan sangat dipengaruhi oleh tekanan dan temperatur yang bekerja terhadap batuan

tersebut, oleh karena itu batuan tersebut harus mendapat tekanan dan temperatur yang cukup lama (umumnya ribuan hingga jutaan tahun).

Perubahan yang terjadi didalam kelompok mineral mencerminkan suatu peningkatan dalam derajat metamorfosa (contoh, burial sedimentary atau penebalan kerak akibat tektonik) yang dikenal dengan “prograde metamorphism”. Perubahan yang disebabkan oleh suatu penurunan dalam derajat metamorfosa (contoh, adanya pengangkatan tektonik dan erosi) dikenal dengan “retrograde”. Perubahan dalam kelompok mineral pada suatu batuan metamorf didorong oleh komponen-komponen kimiawinya untuk mencapai konfigurasi energi yang terendah pada kondisi tekanan dan temperatur yang ada. Jenis jenis mineral yang terbentuk tergantung tidak saja pada T dan P tetapi juga pada komposisi mineral yang terdapat dalam batuan. Apabila suatu tubuh batuan mengalami peningkatan tekanan dan atau temperatur maka batuan tersebut berada dalam keadaan “prograde metamorphism” atau batuan mengalami peningkatan derajat metamorfosanya. Derajat metamorfosa adalah istilah yang umum yang dipakai untuk menjelaskan kondisi tekanan dan temperatur dimana batuan metamorf terbentuk.



Gambar 3-25 Hubungan antara Derajat Metamorfosa dengan Tekanan, Temperatur dan Kedalaman



Gambar 3-26 Facies Metamorfosa

Metamorfosa derajat rendah terjadi pada temperatur antara 200° – 320° C dan tekanan yang relatif rendah. Batuan metamorf derajat rendah dicirikan oleh berlimpahnya mineral-mineral hydrous, yaitu mineral-mineral yang mengandung air (H₂O) didalam strukturnya.

Contoh dari mineral-mineral hydrous yang terdapat pada batuan-batuan metamorf derajat rendah:

- Mineral Lempung
- Serpentine
- Chlorite

Metamorfosa derajat tinggi terjadi pada temperatur lebih besar dari 320° C dan tekanan yang relatif tinggi. Seiring dengan meningkatnya derajat metamorfosa, maka mineral-mineral hydrous akan semakin kurang hydrous dikarenakan hilangnya unsur H₂O dan mineral-mineral non-hydrous menjadi bertambah banyak. Contoh mineral-mineral yang kurang hydrous dan mineral-mineral non-hydrous yang mencirikan batuan metamorfosa derajat tinggi adalah:

- Muscovite - mineral hydrous yang akan menghilang pada metamorfosa derajat tinggi
- Biotite - mineral hydrous yang stabil pada meskipun pada metamorfosa derajat tinggi sekalipun.
- Pyroxene - mineral non-hydrous
- Garnet - mineral non-hydrous

3.6.3. Metamorfosa Retrogresif

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. Apabila proses metamorfosa retrogresif merupakan sesuatu yang bersifat umum, maka batuan jenis ini seharusnya juga umum dijumpai dipermukaan bumi, namun demikian kenyataannya bahwa batuan metamorfosa retrogresif jarang dijumpai tersingkap dipermukaan bumi. Alasan alasan mengapa batuan retrogresif tidak umum dijumpai adalah:

- Reaksi kimia akan melambat seiring dengan menurunnya temperatur.
- Selama proses metamorfosa retrogresif, larutan fluida seperti H₂O dan CO₂ menjadi bersifat pasif, padahal fluida diperlukan dalam pembentukan mineral-mineral hydrous yang bersifat stabil di permukaan bumi.
- Reaksi kimia juga akan dipercepat dengan hadirnya fluida, tetapi jika fluida tidak berfungsi sebagai pendorong pada proses metamorfosa retrogresif, maka percepatan reaksi kimia tidak terjadi selama proses metamorfosa retrogresif berlangsung.

3.6.4. Faktor Faktor Pengendali Metamorfosa

Pada dasarnya metamorfosa terjadi karena beberapa mineral hanya akan stabil pada kondisi tekanan dan temperatur tertentu. Ketika tekanan dan temperaturnya berubah, reaksi kimia terjadi akan menyebabkan mineral-mineral yang terdapat dalam batuan berubah menjadi sekumpulan mineral yang stabil pada kondisi tekanan dan temperatur yang baru. Namun demikian proses ini sangat kompleks, seperti seberapa besar tekanan yang diperlukan agar supaya batuan berubah, waktu yang dibutuhkan untuk merubah batuan, ada tidaknya larutan fluida selama proses metamorfosa.

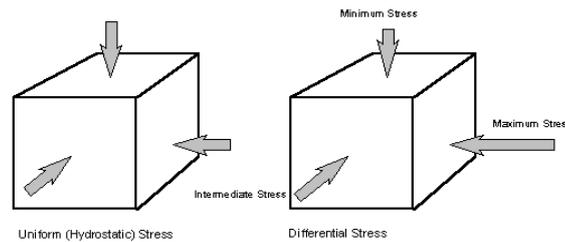
1. Temperatur

- Naiknya temperatur seiring dengan kedalaman bumi sesuai dengan gradient geothermal. Dengan demikian temperatur semakin tinggi dapat terjadi pada batuan yang berada jauh didalam bumi.
- Temperatur dapat juga meningkat karena adanya intrusi batuan.

2. Tekanan

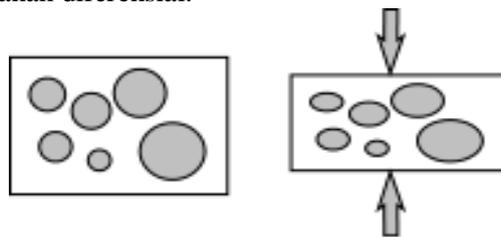
- Tekanan juga akan meningkat dengan kedalaman bumi, dengan demikian tekanan dan temperatur akan bervariasi disetiap tempat di kedalaman bumi. Tekanan didefinisikan

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”.



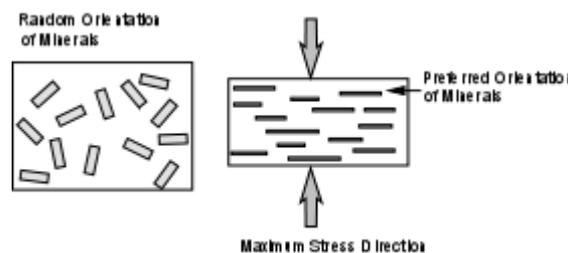
Gambar 3-27 Tekanan Hydrostatic (kiri) dan Tekanan Diferensial (kanan)

- Jika tekanan diferensial hadir selama proses metamorfosa, maka tekanan ini dapat berdampak pada tekstur batuan. Butiran butiran yang berbentuk membuldar (rounded) akan berubah menjadi lonjong dengan arah orientasinya tegak lurus dengan tekanan maksimum dari tekanan diferensial.



Gambar 3-28 Perubahan bentuk butir dari bentuk membuldar ke bentuk lonjong sebagai akibat tekanan diferensial

- Mineral-mineral yang berbentuk kristal atau mineral yang tumbuh dalam kondisi tekanan diferensial dapat membentuk orientasi. Hal ini terutama terjadi pada mineral-mineral silikat, seperti mineral biotite dan muscovite, chlorite, talc, dan serpentine.



Gambar 3-29 Orientasi lembaran mineral mineral silikat akibat Tekanan Diferensial

Mineral-mineral silikat yang tumbuh dengan lembarannya berorientasi tegak lurus terhadap arah maksimum tekanan diferensial akan menyebabkan batuan mudah pecah sejajar dengan arah orientasi dari lembaran mineralnya. Struktur yang demikian disebut sebagai **foliasi**.

3. Fasa Fluida

Keberadaan setiap rongga antar butir dalam suatu batuan menjadi potensi untuk diisi oleh larutan fluida, dan umumnya larutan fluida yang paling dominan adalah H₂O, tetapi berisi material mineral. Fase fluida adalah fase yang penting karena rekasi kimia yang melibatkan satu mineral padat berubah menjadi mineral padat lainnya hanya dapat dipercepat oleh adanya fluida yang berfungsi sebagai pembawa ion-ion terlarut. Dengan naiknya tekanan pada proses metamorfosa, maka ruang antar butir tempat fluida mengalir menjadi berkurang dan dengan

demikian fluida menjadi tidak berfungsi sebagai penggerak reaksi. Dengan demikian tidak ada larutan fluida ketika temperatur dan tekanan berkurang sehingga metamorfosa retrogresif menjadi sulit terjadi.

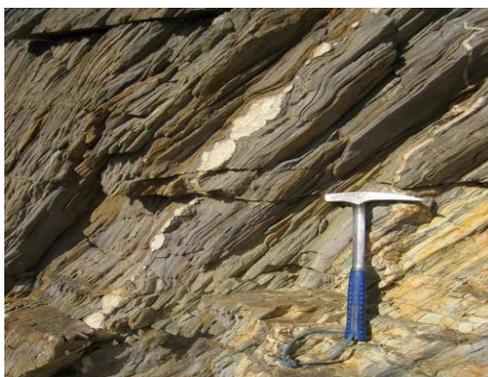
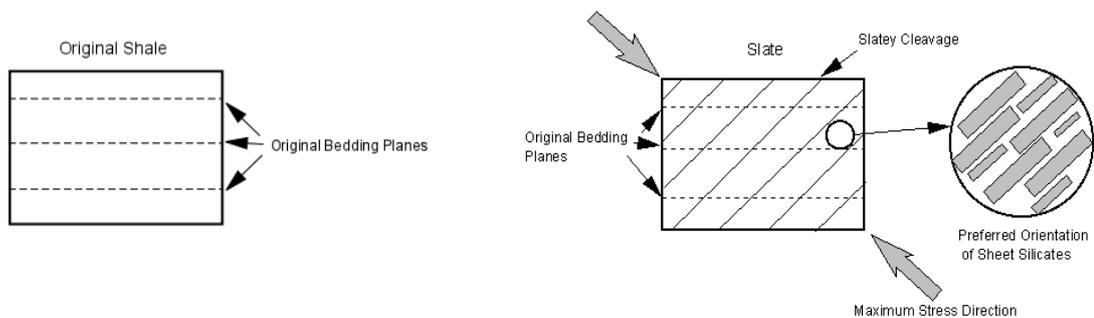
4. Waktu

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.

3.6.5. Respon Batuan Terhadap Meningkatnya Derajat Metamorfosa

Pada dasarnya suatu batuan yang mengalami proses metamorfosa akan mengakibatkan struktur batuan juga berubah. Sebagai contoh batu serpih yang terkena metamorfosa akan berubah menjadi slate dan struktur batuanya juga akan berubah dari kondisi awalnya.

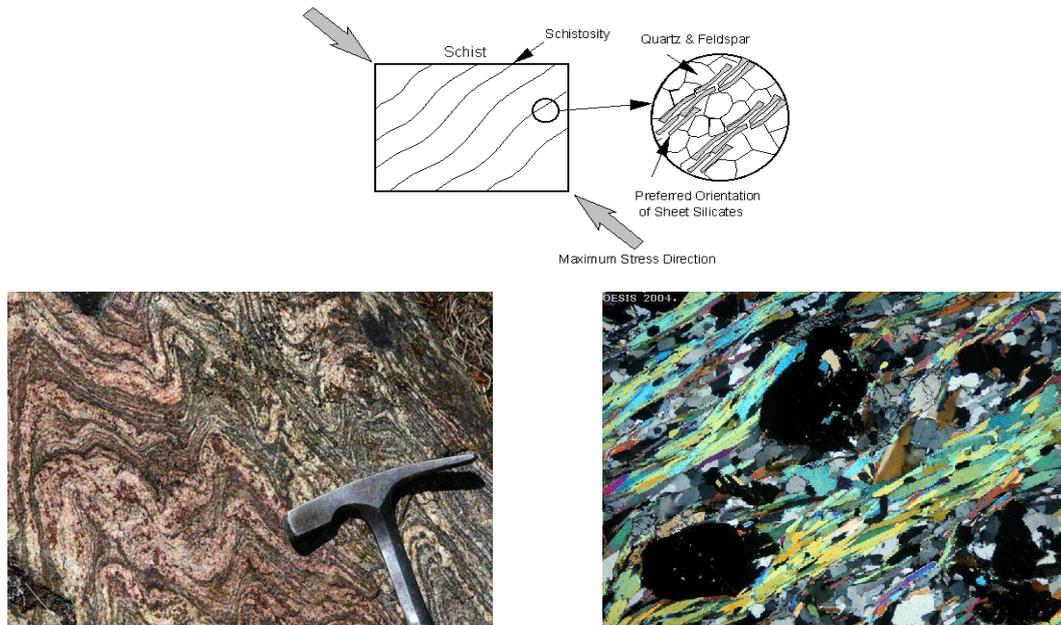
Slate adalah bentuk batuan metamorf derajat rendah yang tersusun dari hasil pertumbuhan mineral-mineral lempung dan chlorite berbutir halus. Orientasi utama dari lembaran mineral-mineral silikat yang menyebabkan batuan mudah pecah melalui bidang yang sejajar dengan lembaran mineral silikat dan dikenal dengan struktur “slatey cleavage”. Pada gambar 3.30 diperlihatkan bahwa tekanan maksimum yang membentuk sudut dengan bidang perlapisan asli dari batu serpih sehingga slatey cleavage akan berkembang pada arah yang tegak lurus dengan tekanan maksimumnya.



Gambar 3-30 Batu Sabak (Slate) (kiri) dan sayatan tipis batusabak yang memperlihatkan tekstur “Slatey Cleavage” yang terbentuk dari adanya orientasi lembaran mineral mineral silikat akibat Tekanan Diferensial

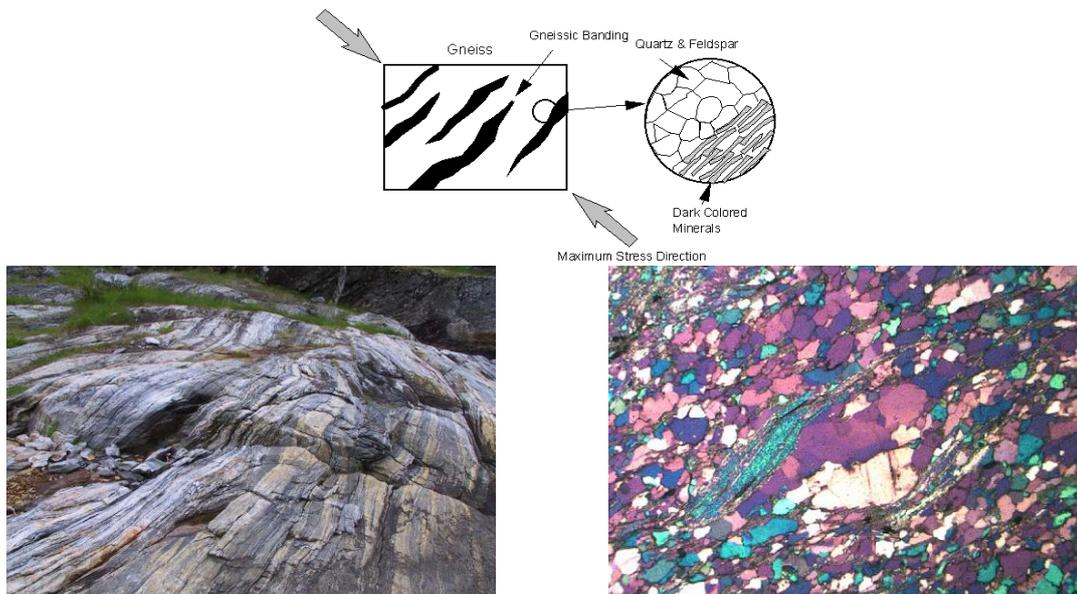
Schist – Ukuran dari butiran-butiran mineral cenderung akan menjadi besar dengan meningkatnya derajat metamorfosa. Meskipun batuan tersebut berkembang dekat dengan bidang foliasinya yang

menyebabkan orientasi lembaran-lembaran silikat (terutama biotite dan muscovite), walaupun butiran-butiran Feldspar dan Kuarsa tidak memperlihatkan arah orientasi. Ketidak teraturan bidang foliasi pada tahap ini disebut dengan “schistosity”.



Gambar 3-31 Batuan Schist (kiri) dan sayatan tipis batuan Schist yang memperlihatkan tekstur “schistosity” dengan orientasi mineral mineral silikat (biotite dan muscovit) yang berarah tegak lurus dengan tekanan diferensial maksimalnya (kanan).

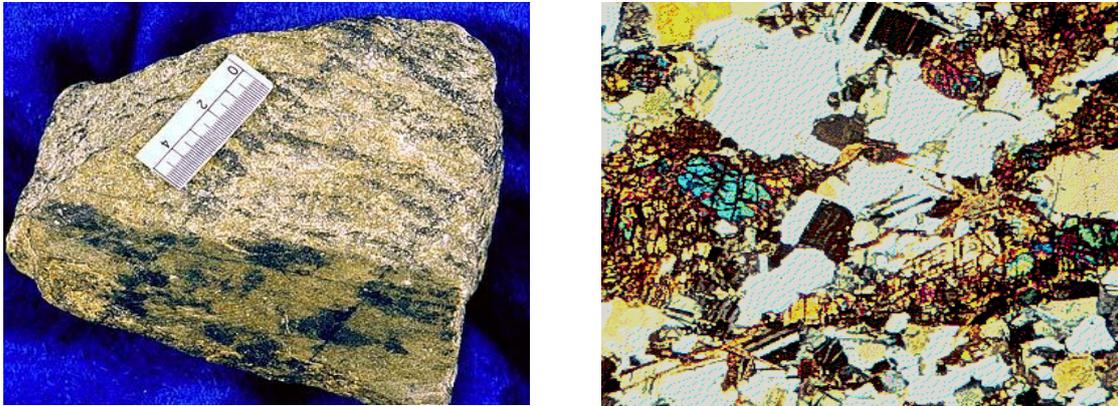
Gneiss – Seiring dengan naiknya derajat metamorfosa maka lembaran-lembaran dari mineral silikat menjadi tidak stabil dan mineral-mineral berwarna gelap seperti hornblende dan pyroxene mulai tumbuh. Mineral-mineral berwarna gelap ini cenderung akan memisahkan diri dalam kelompok yang jelas di dalam batuan yang disebut dengan “**Gneissic Banding**”.



Gambar 3-32 Batuan Gneiss (kiri) dan sayatan tipis batuan Gneiss yang memperlihatkan tekstur “Gneissic Banding” antara mineral mineral berwarna gelap dengan Feldspar dan Kuarsa (kanan). Arah orientasi gneissic banding tegak lurus dengan tekanan diferensial maksimalnya.

Mineral-mineral berwarna gelap ini cenderung membentuk kristal yang berbentuk lonjong (elongated) dibandingkan membentuk kristal yang pipih dan arah orientasinya searah dengan sumbu terpanjangnya dan tegak lurus dengan arah maksimum tekanan diferensialnya.

Granulite – Pada metamorfosa derajat yang paling tinggi seluruh mineral-mineral hydrous dan lembaran mineral silikat menjadi tidak stabil dan hanya beberapa mineral hadir yang memperlihatkan orientasi. Batuan yang dihasilkan dari proses metamorfosa derajat tinggi akan memiliki tekstur granulitic yang mirip dengan tekstur phaneric dalam batuan beku.

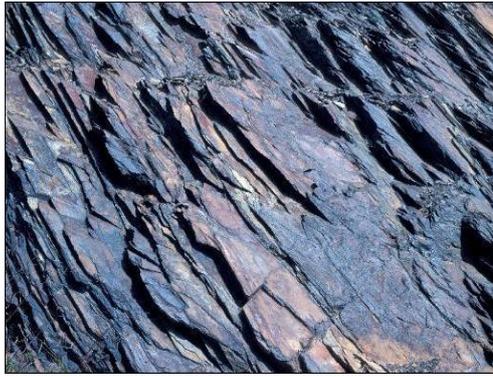


Gambar 3-33 Sampel Batuan Metamorf “Granulite” (kiri) dan Sayatan tipis tekstur “Porphyroblastic” pada batuan Granulite (kanan)

3.6.6. Perubahan Tekstur Batuan Terhadap Metamorfosa.

Beberapa perubahan jenis tekstur dapat terjadi selama proses metamorfosa, terutama perubahan yang disebabkan oleh intensitas dan arah tekanan yang terjadi pada batuan.

1. Meningkatnya ukuran besar butir. Selama proses progresive metamorfosa atau pada derajat metamorfosa tertentu dalam perioda waktu yang cukup lama, mineral-mineral cenderung akan bertambah besar ukurannya.
2. Foliasi. Dengan semakin meningkatnya pembentukan mineral pipih (slaty) maka mineral-mineral ini akan berorientasi dan mengarah kearah tegak lurus dari arah tekanan maksimal. Mineral mineral lempung dan mica halus akan membentuk tekstur slaty cleavage. Pada batuan yang berderajat leih tinggi, butiran butiran mineral mica akan membentuk tekstur sekistositi.
3. Gneissic Banding. Pada batuan berderajat tinggi, mineral-mineral Mg-Fe (biotite, amphibole, pyroxene, sillimanite) cenderung akan memisahkan diri dari mineral-mineral yang berwarna lebih terang (feldspar dan kuarsa) menghasilkan tekstur Banding pada batuan.
4. Tekstur Porphyroblastic. Ketika beberapa mineral-mineral metamorf baru mulai terbentuk, dimana pertumbuhannya membentuk bentuk kristal yang sempurna yang berada diantara matriknya. Kristal tersebut dinamakan sebagai porphyroblasts dan umumnya dijumpai sebagai mineral garnet, sillimanite, dan alkali feldspar.
5. Tekstur Granoblastik. Tektur ini terbentuk pada metamorfosa kontak yang mengalami kenaikan temperatur yang cukup lama, batuan akan berkembang dengan tekstur yang sangat granular. Batuan ini dikenal dengan Hornfels.



Struktur Phylitic



Struktur Slaty



Struktur Schistosity



Struktur Schistosity



Struktur Gneissic



Amphibolite



Ganulite

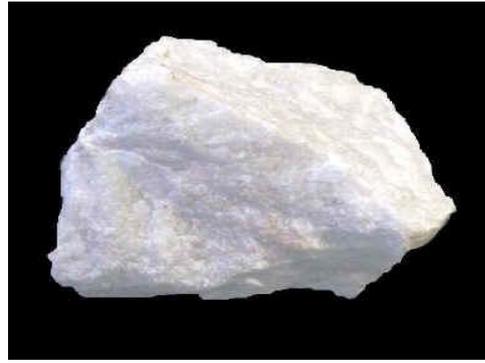


Eclogite

Gambar 3-34 Berbagai jenis foliasi yang terdapat pada batuan metamorf.



Quartzite



Marble



Phyllite



Slate



Schist



Gneiss



Amphibolite

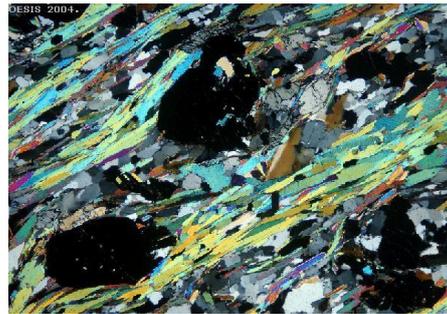


Eclogite

Gambar 3-35 Berbagai jenis batuan metamorf.



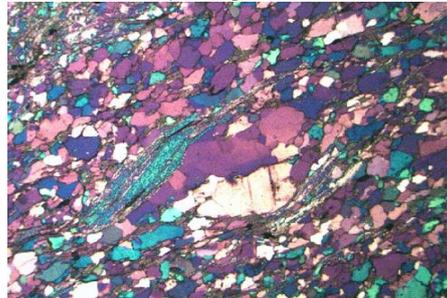
Schist



Sayatan tipis Schist



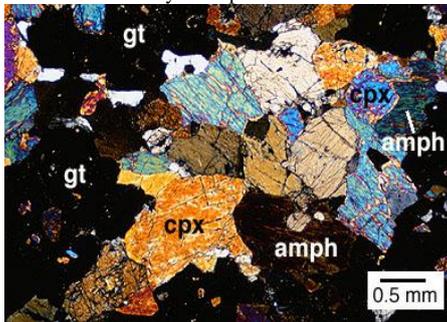
Gneiss



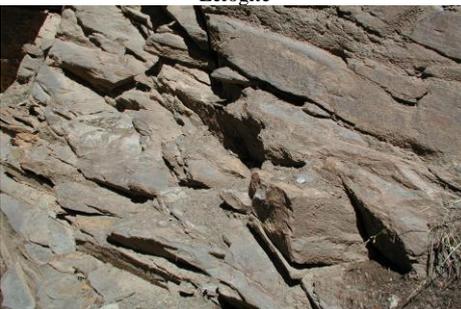
Sayatan tipis Gneiss



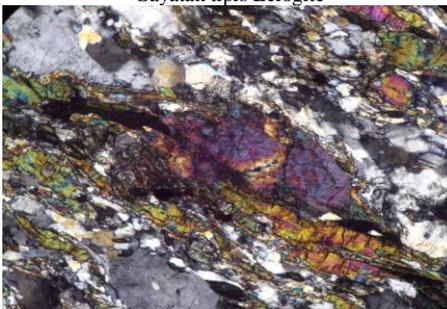
Eclogite



Sayatan tipis Eclogite



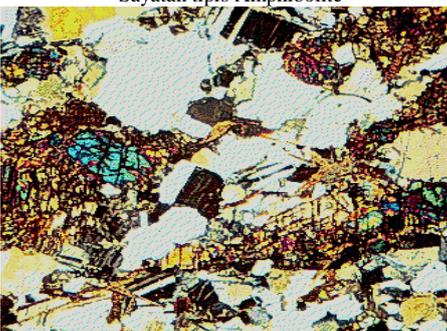
Amphibolite



Sayatan tipis Amphibolite



Granulite



Sayatan tipis Granulite

Gambar 3-33 Berbagai jenis sayatan tipis batuan metamorf.

RINGKASAN

- **Mineral** adalah bahan padat anorganik yang terdapat secara alamiah, yang terdiri dari unsur-unsur kimiawi dalam perbandingan tertentu, dimana atom-atom didalamnya tersusun mengikuti suatu pola yang sistimatis (bentuk kristal yang teratur). Studi yang mempelajari segala sesuatunya tentang mineral disebut “Mineralogi”.
- Mineral dapat dikenal melalui 2 (dua) cara, yaitu: (1) analisa kimiawi dan (2) sifat-sifat fisik mineral. Yang termasuk dalam sifat-sifat fisik mineral adalah (a) bentuk kristalnya, (b) berat jenis, (c) bidang belah, (d) warna, (e) goresan, (f) kilap, dan (g) kekerasan.
- **Magma** adalah suatu lelehan silikat bersuhu tinggi berada didalam litosfir, yang terdiri dari ion-ion yang bergerak bebas, hablur yang mengapung didalamnya, serta mengandung sejumlah bahan berwujud gas. Lelehan tersebut diperkirakan terbentuk pada kedalaman berkisar sekitar 200 kilometer dibawah permukaan bumi, terdiri terutama dari unsur-unsur yang kemudian membentuk mineral-mineral silikat.
- **Asal Magma:**
 1. Magma yang terbentuk sebagai akibat dari perbenturan antara 2 (dua) lempeng litosfir, dimana salah satu dari lempeng yang berinteraksi itu menunjam dan menyusup kedalam astenosfir. Sebagai akibat dari gesekan yang berlangsung antara kedua lempeng litosfir tersebut, maka akan terjadi peningkatan suhu dan tekanan, ditambah dengan penambahan air berasal dari sedimen-sedimen samudra akan disusul oleh proses peleburan sebagian dari litosfir. Magma yang terbentuk sebagai akibat dari peleburan tersebut akan menghasilkan magma yang bersusunan asam (kandungan unsur SiO₂ lebih besar dari 55%).
 2. Magma yang berasal dari astenosfir dan terjadi sebagai hasil pemisahan litosfir. Magma seperti itu didapat di daerah-daerah yang mengalami gejala regangan yang dilanjutkan dengan pemisahan litosfir. Magma yang terbentuk sebagai akibat dari peregangan dan pemisahan litosfir akan menghasilkan magma yang bersusunan basa.
- **Batuan Beku** adalah batuan yang berasal dari proses pendinginan dan penghabluran lelehan batuan didalam bumi yang berasal dari magma.
- **Klasifikasi Batuan Beku** adalah pengelompokkan batuan beku berdasarkan susunan kimiawi batuan, tekstur batuan, susunan mineralogi, dan bentuk tubuh batuan di dalam kerak bumi. Klasifikasi batuan beku terdiri dari batuan beku asam, batuan beku intermediate, batuan beku basa, dan batuan beku ultra basa/ultra mafik.
- **Diferensiasi Magma** adalah proses penurunan temperatur magma yang terjadi secara perlahan yang diikuti dengan terbentuknya mineral-mineral seperti yang ditunjukkan dalam deret reaksi Bowen.
- **Asimilasi Magma** adalah proses meleburnya batuan samping (migling) kedalam larutan magma sebagai akibat naiknya magma kepermukaan kulit bumi. Proses ini dapat menyebabkan magma yang tadinya berkomposisi basa berubah menjadi berkomposisi intermediate atau asam.
- **Vulkanisma** adalah tempat atau lubang diatas permukaan bumi yang merupakan tempat keluarnya bahan atau bebatuan pijar atau gas yang berasal dari dalam bumi ke permukaan, yang kemudian produknya akan disusun dan membentuk sebuah kerucut atau gunung.
- **Batuan Gunungapi** adalah batuan yang berasal dari hasil aktivitas gunungapi berupa batuan piroklastik dan lava.
 1. **Batuan piroklastik** adalah batuan beku ekstrusif yang terbentuk dari hasil erupsi gunungapi (volkanisme). Erupsi gunungapi pada umumnya mengeluarkan magma yang dilemparkan (explosive) ke udara melalui lubang kepundan dan membeku dalam berbagai ukuran mulai dari debu (ash) hingga bongkah (boulder).

- a. **Bom vulkanik** adalah fragmen berukuran lebih besar dari 64 mm. Karena pada saat dilempar keudara keadaannya masih bersifat lelehan, maka pada saat membeku dan jatuh bentuknya ada yang terputar, dan ada pula yang setelah jatuh bagian dalamnya masih bersifat leleh pijar, dan setelah mendingin seluruhnya akan mempunyai permukaan rekah-rekah menyerupai “kerak roti”.
 - b. **Lapili** adalah fragmen yang berukuran antara 64 dan 2 mm, apabila memadat akan membentuk batuan dinamakan lapili aglomerat atau lapili breksi, tergantung dari bentuk fragmennya.
 - c. **Debu vulkanik** adalah fragmen berukuran lebih kecil dari 2 mm dan apabila memadat dan membatu dinamakan tufa. Tufa dapat juga mengandung beberapa fragmen berukuran besar (lapili atau breksi), maka kita juga mempunyai istilah-istilah tufa-lapili dan tufa-breksi. Dilapangan kedua istilah ini dapat diamati sebagai lapili atau breksi sebagai fragmen, dan tufa sebagai semennya.
2. **Lava** adalah magma yang keluar dan mengalir dari lubang gunung-berapi bersifat encer pijar.
- a. **Lava basaltis** adalah lava yang berasal dari magma yang bersusunan mafis, bersuhu tinggi dan mempunyai viskositas yang rendah.
 - b. **Lava andesitis** adalah lava yang bersusunan antara basaltis dan rhyolititis, atau intermediate. Lava andesitis mempunyai sifat fisik kental, tidak mampu mengalir jauh dari pusatnya.
 - c. **Lava rhyolititis** adalah lava yang bersifat sangat kental, jarang sekali dijumpai sebagai lava, karena sudah membeku dibawah permukaan sebelum terjadi erupsi.
- **Batuan Sedimen Klastik** adalah batuan sedimen yang berasal dari hasil rombakan batuan yang telah ada berupa batuan beku, metamorf, atau sedimen dan kemudian terangkut melalui media air, angin, atau gletser, selanjutnya diendapkan dalam suatu cekungan yang kemudian mengalami proses kompaksi, diagenesa, sementasi dan litifikasi dan pada akhirnya berubah menjadi batuan sedimen.
 - **Batuan Sedimen Non-klastik** adalah batuan sedimen yang terbentuk sebagai hasil dari proses kimiawi (batuan halit sebagai hasil dari proses evaporasi), ataupun hasil dari proses organik (seperti batugamping terumbu yang berasal dari organisme dan batubara yang berasal dari tumbuhan yang telah mati).
 - **Batuan Metamorf** adalah batuan yang terbentuk sebagai hasil dari proses metamorfosa, baik itu berupa metamorfosa termal (perubahan temperatur), metamorfosa dinamo (perubahan tekanan), ataupun metamorfosa dinamo-termal (perubahan temperatur dan tekanan) pada batuan-batuan yang telah ada.
 - **Tipe Metamorfosa**
 - a) **Metamorfosa Kataklastik** adalah metamorfosa yang diakibatkan oleh deformasi mekanis, seperti yang terjadi pada dua blok batuan yang mengalami pergeseran satu dan lainnya disepanjang suatu zona sesar / patahan.
 - b) **Metamorfosa Burial** adalah metamorfosa yang terjadi apabila batuan-batuan sedimen yang berada pada kedalaman tertentu dimana kondisi temperaturnya lebih besar dari 300° C dan absennya tekanan diferensial.
 - c) **Metamorfosa Kontak** adalah metamorfosa yang terjadi didekat intrusi batuan beku dan merupakan hasil dari kenaikan temperatur yang tinggi dan berhubungan dengan intrusi batuan beku.
 - d) **Metamorfosa Regional** adalah metamorfosa yang terjadi pada wilayah yang sangat luas dimana tingkat deformasi yang tinggi dibawah tekanan diferensial. Metamorfosa jenis ini biasanya akan menghasilkan batuan metamorf dengan tingkat foliasi yang sangat kuat, seperti Slate, Schists, dan Gneisses.

PERTANYAAN ULANGAN

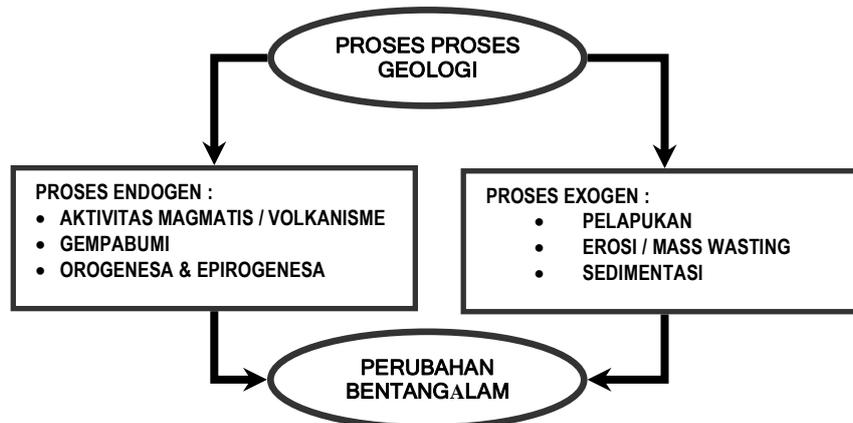
1. Sebutkan jenis mineral menurut jenis senyawa kimianya ?
2. Kekerasan suatu mineral (minerals hardness) adalah salah satu sifat fisik dari mineral. Skala Mohs adalah skala relatif dari kekerasan mineral. Sebutkan skala kekerasan menurut Mohs ?
3. Penghabluran dan pendinginan suatu magma akan menghasilkan urutan pembentukan mineral-mineral sesuai dengan derajat kristalisasinya. Buatlah urutan pembentukan / penghabluran mineral menurut Seri Reaksi Bowen ?
4. Penamaan suatu batuan beku dapat dilakukan dengan mendeskripsi tekstur dan komposisi mineralnya. Jelaskan perbedaan antara Gabro dan Basalt, Diorit dan Andesit, serta Granit dan Rhyolit ?
5. Jelaskan apa yang disebut dengan tekstur ?
6. Sebutkan ada berapa jenis tekstur pada batuan beku ?
7. Sebutkan bentuk bentuk batuan intrusi yang saudara kenal ?
8. Jelaskan apa yang dimaksud dengan batuan piroklastik ?
9. Apa yang dimaksud dengan lahar? Sebutkan ada berapa jenis lahar yang saudara ketahui ?
10. Sebut dan jelaskan tipe-tipe erupsi gunungapi ?
11. Sebutkan perbedaan antara Breksi dan Konglomerat ?
12. Sebutkan perbedaan antara Batupasir dan Batulempung ?
13. Sebutkan perbedaan antara Rijang dan Batugamping ?
14. Sebutkan perbedaan antara Batugamping dan Marmer ?
15. Sebutkan perbedaan antara Sekis dan Geneis ?
16. Apa yang dimaksud dengan batuan metamorfis retrogresif ?
17. Gambar dan jelaskan daur batuan ?

4

Proses Proses Geologi dan Perubahan Bentangalam

4.1. Pendahuluan

Proses proses geologi adalah semua aktivitas yang terjadi di bumi baik yang berasal dari dalam bumi (endogen) maupun yang berasal dari luar bumi (eksogen). Gaya endogen adalah gaya yang berasal dari dalam bumi seperti orogenesis dan epirogenesa, magmatisme dan aktivitas vulkanisme, sedangkan gaya eksogen adalah gaya yang bekerja di permukaan bumi seperti pelapukan, erosi dan mass-wasting serta sedimentasi. Gaya endogen maupun eksogen merupakan gaya-gaya yang memberi andil terhadap perubahan bentuk bentangalam (*landscape*) yang ada di permukaan bumi. Pada gambar 4-1 disajikan suatu bagan yang memperlihatkan proses-proses geologi (endogen & eksogen) sebagai agen dalam perubahan bentuk bentangalam.



Gambar 4-1 Proses-proses geologi (proses endogenik dan proses eksogenik) dan perubahan bentangalam

4.2. Gaya Endogen

Gaya endogen adalah gaya yang berasal dari dalam bumi. Gaya yang berasal dari dalam bumi dapat berupa gempa bumi, magmatisme, vulkanisme, orogenesis dan epirogenesa. Aktivitas Tektonik adalah aktivitas yang berasal dari pergerakan lempeng-lempeng yang ada pada kerak bumi (lithosphere). Hasil dari tumbukan antar lempeng dapat menghasilkan gempa bumi, pembentukan pegunungan (*orogenesis*), dan aktivitas magmatik/aktivitas gunungapi (*volcanism*). Aktivitas magmatik adalah segala aktivitas magma yang berasal dari dalam bumi. Pada hakekatnya aktivitas magmatik dipengaruhi oleh aktivitas tektonik, seperti tumbukan lempeng baik secara convergent, divergent dan atau transform. Pembentukan material kulit bumi (batuan) yang terjadi di Pematang tengah samudra adalah salah satu contoh dari aktivitas magma, sedangkan pembentukan gunungapi di kepulauan Hawaii adalah contoh lain dari aktivitas magma yang terjadi di sepanjang batas lempeng

(*transforms*). Produk dari aktivitas magma dapat menghasilkan batuan beku, baik batuan beku intrusiv dan batuan beku ekstrusiv.

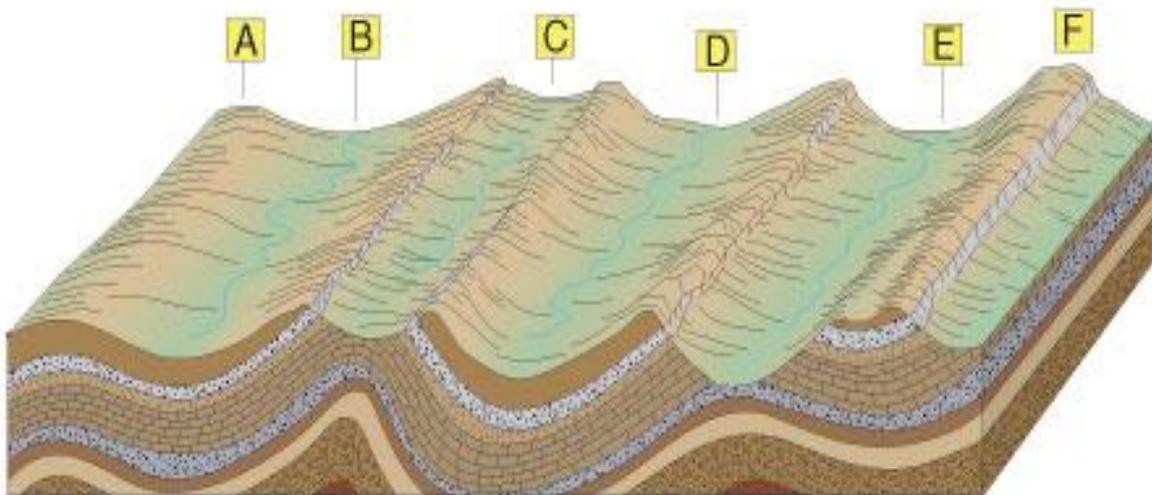
4.3. Bentangalam Endogenik (Bentangalam Konstruksional)

4.3.1. Bentangalam Struktural (Structural/Tectonic Landforms)

Bentangalam Struktural adalah bentangalam yang proses pembentukannya dikontrol oleh gaya tektonik seperti perlipatan dan atau patahan.

A. Morfologi Lipatan (Folding Mountain)

Morfologi perlipatan umumnya dicirikan oleh susunan perbukitan dan lembah-lembah yang berpola sejajar, terbentuk dari batuan sedimen yang terlipat membentuk struktur sinklin - antiklin. Genetika pembentukan morfologi perlipatan dikontrol oleh gaya tektonik yang terjadi pada suatu cekungan sedimen.



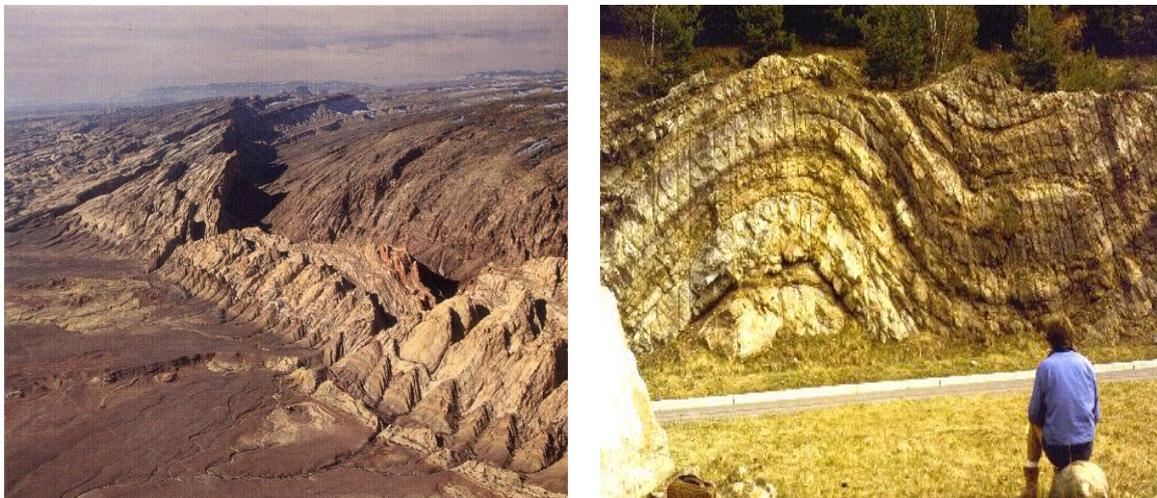
Gambar 4-2 Morfologi Berbukitan Lipatan dicirikan oleh bukit dan lembah yang memanjang dan sejajar. Satuan morfologi perbukitan lipatan dapat diklasifikasikan menjadi sub-sub satuan morfologi: Bukit Antiklin (A dan C); Lembah Sinklin (B dan D); Lembah Antiklin (E); dan Bukit Sinklin (F).



Gambar 4-3 Morfologi Berbukitan Lipatan (Folded Mountains) sebagai hasil dari proses orogenesis (tektonik)

1. Morfologi Punggung Antiklin (Anticlinal ridges).

Morfologi Bukit Antiklin adalah bentangalam yang berbentuk bukit dimana litologi penyusunnya telah mengalami perlipatan membentuk struktur antiklin. Morfologi punggung antiklin umumnya dijumpai di daerah daerah cekungan sedimen yang telah mengalami pengangkatan dan perlipatan. Morfologi punggung antiklin merupakan bagian dari perbukitan lipatan yang bentuknya berupa bukit dengan struktur antiklin. Jentera geomorfik "Punggung Antiklin" diklasifikasikan kedalam jentera geomorfik muda, artinya bahwa proses proses eksogenik (pelapukan, erosi/denudasi) yang terjadi pada satuan morfologi ini belum sampai merubah bentuk awalnya yang berupa bukit.



Gambar 4-4 Morfologi Punggung Antiklin yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk bukit yang tersusun oleh batuan sedimen berstruktur antiklin.

2. Morfologi Lembah Antiklin (Anticlinal valleys)

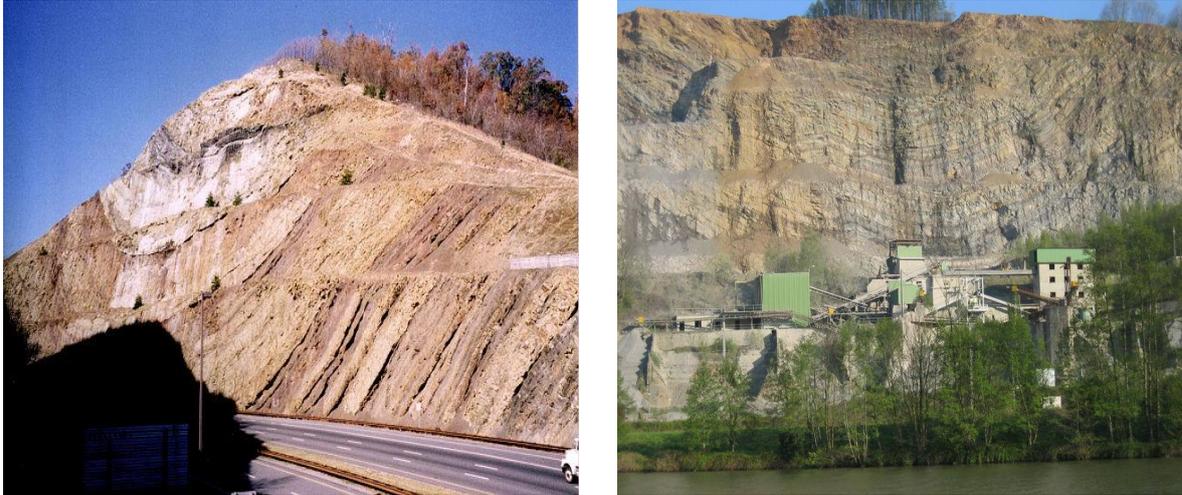
Bentangalam Lembah Antiklin adalah bentangalam yang berbentuk lembah yang diapit oleh sepasang bukit tersusun dari batuan sedimen yang berstruktur antiklin. Jentera geomorfik "Lembah Antiklin" dapat diklasifikasikan kedalam jentera geomorfik dewasa, artinya bahwa proses proses eksogenik (pelapukan, erosi dan denudasi) yang terjadi pada satuan ini telah merubah bentuk aslinya yang semula berbentuk "bukit" berubah menjadi "lembah".



Gambar 4-5 Morfologi "Lembah Antiklin" yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk lembah yang diapit oleh dua lereng bukit yang arah kemiringan lapisannya berlawanan arah membentuk struktur antiklin.

3. Morfologi Punggung Sinklin (Synclinal ridges)

Morfologi Punggung Sinklin adalah bentangalam yang berbentuk bukit, tersusun dari batuan sedimen yang membentuk struktur sinklin. Jentera geomorfik "Punggung Sinklin" diklasifikasikan kedalam jentera geomorfik dewasa, artinya bahwa proses proses eksogenik (pelapukan, erosi dan denudasi) yang terjadi pada satuan ini telah merubah bentuk aslinya yang semula berupa "lembah" berubah menjadi "bukit". Morfologi Punggung Sinklin dalam geomorfologi dikenal sebagai "reverse topographic" (topografi terbalik).



Gambar 4-6. Morfologi Bukit Sinklin yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk bukit yang tersusun oleh batuan sedimen berstruktur sinklin.

4. Morfologi Lembah Sinklin (Synclinal valleys)

Morfologi Lembah Sinklin adalah bentangalam yang berbentuk lembah yang tersusun dari batuan sedimen dengan struktur sinklin. Jentera geomorfik satuan geomorfologi Lembah Sinklin dapat digolongkan kedalam jentera geomorfik muda, artinya bahwa proses proses eksogenik (pelapukan, erosi dan denudasi) belum sampai merubah bentuk aslinya yang berupa "lembah" menjadi berbentuk "bukit".



Gambar 4-7 Morfologi "Lembah Sinklin" yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk lembah yang diapit oleh dua lereng bukit yang arah kemiringan lapisannya mengarah kearah sama membentuk struktur sinklin.

5. Morfologi Plateau

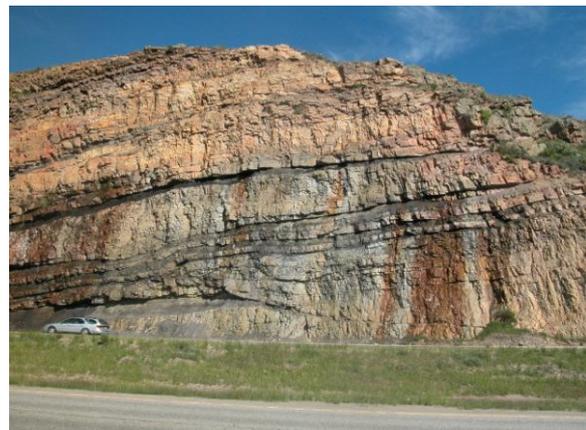
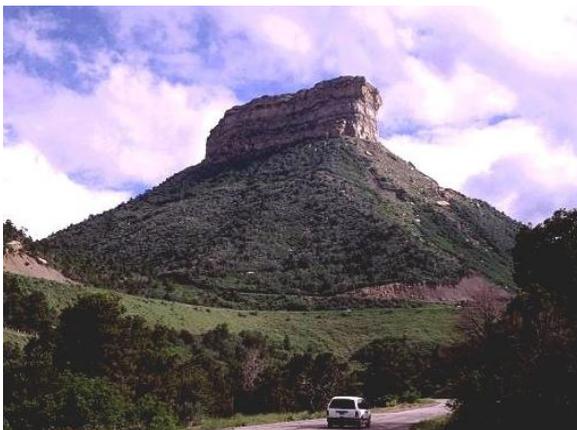
Morfologi Plateau adalah bentangalam yang berbentuk dataran dengan batuan penyusunnya relatif horisontal dan bentuknya menyerupai meja. Morfologi plateau umumnya dijumpai di daerah yang kondisi geologinya relatif stabil atau relatif kecil terhadap pengaruh tektonik, sehingga perlapisan batuan relatif horisontal. Adanya proses pengangkatan dengan tidak mengakibatkan perlipatan batuan serta diikuti proses erosi / denudasi yang intensif sehingga terbentuk suatu dataran yang tinggi dibandingkan dengan bagian lainnya dengan susunan batuan relatif horisontal. Berdasarkan genetiknya, **Plateau**, **Mesa** dan **Butte** adalah bentuk bentangalam yang proses pembentukannya sama dan dibedakan berdasarkan ukurannya (dimensinya), dimana plateau berukuran luas, mesa dengan ukuran yang relatif lebih kecil sedangkan butte merupakan bagian yang terkecil dan dikenal juga sebagai sisa-sisa dari bentangalam mesa.



Gambar 4-8. Morfologi "Plateau" yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk seperti meja dengan bidang atasnya relative mendatar

6. Morfologi Mesa dan Butte

Morfologi Mesa adalah bentangalam yang berbentuk dataran dan proses kejadiannya dikontrol oleh struktur perlapisan mendatar dengan elevasi yang lebih tinggi dari sekitarnya. Morfologi mesa juga dijumpai di daerah yang kondisi geologinya relatif stabil atau pengaruh tektoniknya relatif kecil, sehingga pada saat terjadi pengangkatan perlapisan batuan tetap horisontal. Morfologi Butte adalah bentangalam yang berbentuk datar dengan elevasi yang lebih tinggi dari sekitarnya dan merupakan sisa dari hasil erosi Mesa dengan dimensi yang lebih kecil dari Mesa.



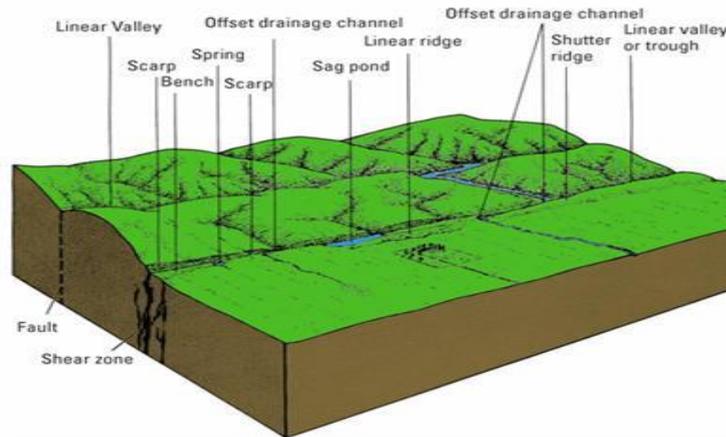
Gambar 4-9 Morfologi Mesa (kiri) dan morfologi Monoklin (kanan)

7. Morfologi Bukit Monoklin (Monoclinial ridges)

Morfologi Bukit Monoklin adalah bentangalam yang berbentuk bukit, tersusun dari batuan sedimen dengan arah kemiringan yang seragam. Morfologi bukit monoklin dapat berupa bagian sayap dari suatu lipatan antiklin atau sinklin

B. Bentangalam Patahan (Block Faulting Landforms)

Bentangalam yang terjadi di daerah patahan, khususnya di wilayah yang terkena sesar mendatar (strike slip fault), antara lain Gawir, Bukir Tertekan (pressure ridge), Sag Basin, Shutter Ridge, Linear valley, Linear ridge, dan Offset River (Gambar 4-10)



Gambar 4-10 Blok diagram yang memperlihatkan bentuk-bentuk bentangalam yang terjadi di daerah patahan, khususnya di wilayah yang terkena sesar mendatar (strike slip fault), antara lain Gawir, Bukir Tertekan (pressure ridge), Sag Basin, Shutter Ridge, Linear valley, Linear ridge, dan Offset River

1. Morfologi Gawir Sesar (Escarpmnts)

Morfologi Escarpment (Gawir Sesar) adalah bentangalam yang berbentuk bukit dimana salah satu lerengnya merupakan bidang sesar. Morfologi gawir sesar biasanya dicirikan oleh bukit yang memanjang dengan perbedaan tinggi yang cukup ekstrim antara bagian yang datar dan bagian bukit. Pada umumnya bagian lereng yang merupakan bidang sesar diendapkan material hasil erosi (talus) membentuk morfologi kaki lereng dengan berelief landai. Pada sesar mendatar, pergeseran memungkinkan salah satu bagian bergerak ke arah atas terhadap bagian lainnya yang kemudian membentuk gawir.

2. Morfologi Punggungan/Bukit Linear (Linear ridge)

Morfologi punggungan/bukit linear adalah bentangalam yang berbentuk bukit dan terjadi apabila bidang patahan suatu sesar strike slip fault melalui bukit tersebut dan menggesernya ke arah yang saling berlawanan, membentuk bukit yang lurus (linear)

3. Morfologi Lembah Linear (Linear valley)

Morfologi lembah linear adalah morfologi yang berbentuk lembah/cekungan linear yang terbentuk disepanjang jalur patahan strike slip fault.

4. Morfologi Punggungan Tertekan (Pressure Ridge)

Morfologi "Pressure Ridge" adalah bentangalam yang berbentuk bukit dan terjadi karena gaya yang bekerja pada suatu sesar mendatar dan akibat tekanan tersebut mengakibatkan batuan yang berada

disepanjang patahan terpatahkan menjadi beberapa bagian yang kemudian menekan batuan tersebut kearah atas.



Gambar 4-11 Morfologi Escarpment (Gawir Sesar) yang berupa bukit dengan lereng sebagai bidang sesar dan dicirikan oleh perbedaan relief yang cukup ekstrim antara dataran dan perbukitan.



Gambar 4-12 Morfologi Pressure Ridges (Punggung Tertekan) yang berupa bukit hasil dari pengangkatan yang diakibatkan oleh gaya yang bekerja disepanjang patahan.

5. Morfologi Lembah Cekungan (Sag Basin)

Bentangalam Sag Basin adalah bentangalam yang terbentuk dari hasil pergeseran sesar mendatar (strike slip fault), dengan bentuk relief yang lebih rendah dibandingkan dengan pasangannya. Morfologi “Sag Basin” merupakan pasangan dari morfologi “Pressure Ridge” dan morfologi ini hanya terbentuk pada sesar mendatar saja.

6. Morfologi Bukit Terpotong (Shutter Ridge)

Bentangalam shutter ridge landforms (bukit terpotong) umumnya juga dijumpai pada sesar mendatar. Shutter ridges terjadi apabila salah satu sisi dari bidang sesar merupakan bagian permukaan tanah yang tinggi dan pada sisi lainnya merupakan bagian permukaan yang lebih rendah dan akibat adanya pergeseran ini dapat mengakibatkan tersumbatnya aliran sungai.



Gambar 4-13. Morfologi “Sag Basin” yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk cekungan dan merupakan bagian dari suatu pasangan sesar mendatar.



Gambar 4-14 Morfologi “Shutter Ridges” (Bukit Terpotong) yang memperlihatkan bagian batuan yang terangkat kearah atas membentuk morfologi bukit.

7. Morfologi Stream Offset (Morfologi Sungai Sigsag)

Morfologi Stream Offset adalah bentangalam sungai yang arah alirannya berbelok secara tiba-tiba mengikuti arah arah bidang patahan dan perubahan arah aliran ini disebabkan oleh pergeseran bukit disepanjang patahan mendatar. Bentuk sungai yang membelok secara sigsag terjadi karena adanya pergeseran bukit (shutter ridges) dari pergeseran lateral suatu sesar mendatar seperti sesar yang terdapat pada sesar San Andreas di Amerika Serikat



Gambar 4-15. Morfologi “Sungai Sigsag” ditandai oleh bentuk sungai yang arah alirannya berbelok secara tiba-tiba mengikuti arah patahan yang disebabkan adanya pergeseran bukit kearah yang berlawanan.

8. Morfologi Punggungan Hogback (Hogbag)

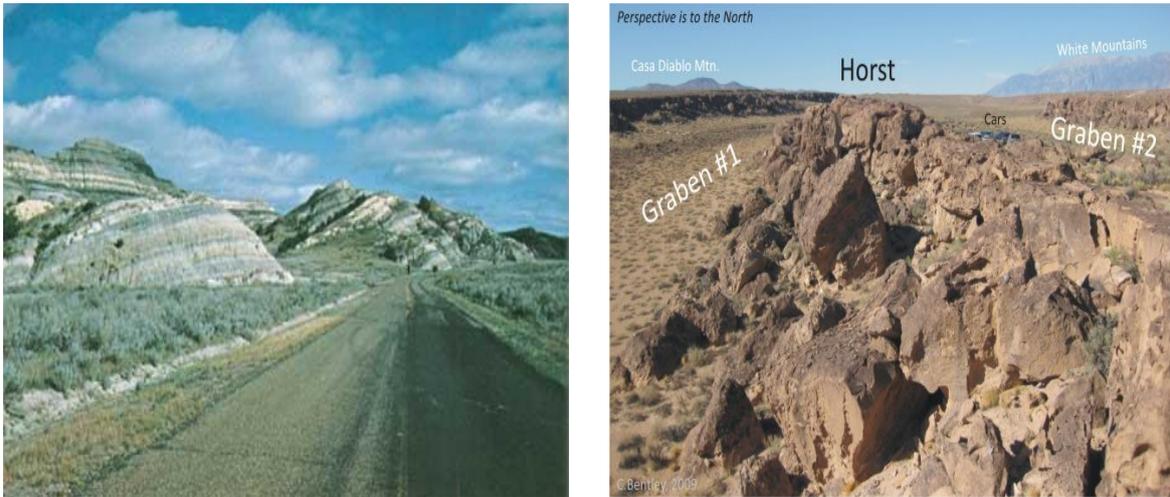
Morfologi Hogback adalah bentangalam yang berbentuk bukit yang memanjang searah dengan jurus perlapisan batuan dan mempunyai kemiringan lapisan yang lebih besar 45°. Morfologi Hogbag terjadi kerana sesar/patahan yang memotong searah bidang perlapisan.



Gambar 4-16 Morfologi “Hogbag” yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk bukit dengan kemiringan lapisan batuannya diatas 45°.

9. Morfologi Punggungan/Bukit Horst

Morfologi Bukit Horst adalah bentangalam yang berbentuk bukit, merupakan bagian yang menonjol dibandingkan dengan sekitarnya dan dibatasi oleh bidang sesar.



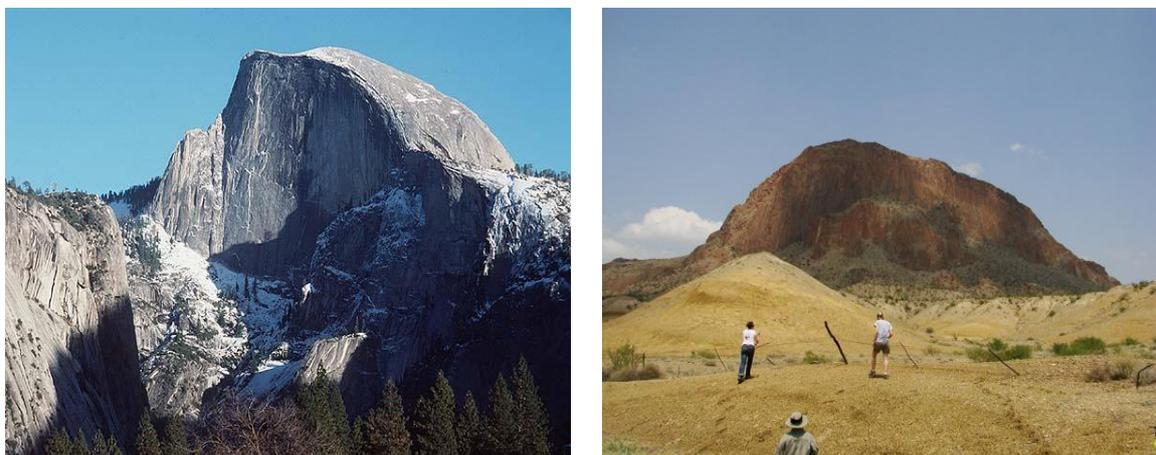
Gambar 4-17 Morfologi “Block Faulting” yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk bukit-bukit yang dibatasi oleh bidang-bidang sesar (kiri) dan morfologi “Horst” dan “Graben” (kanan) dicirikan oleh bentangalam menonjol dan ambles, dibatasi oleh bidang patahan.

10. Morfologi Lembah Graben

Morfologi Lembah Graben adalah bentangalam yang berbentuk lembah (depresi) dipisahkan dengan morfologi lainnya oleh bidang patahan.

C. Morfologi Intrusi (Intrusive landforms)

Morfologi Intrusi (Intrusive landforms) adalah bentangalam berbentuk bukit terisolir yang tersusun oleh batuan beku dan genesanya dikontrol oleh aktivitas magma. Bukit intrusi pada awalnya dapat berada dibawah permukaan bumi, namun seiring dengan berjalannya waktu oleh proses endogenik (pelapukan dan erosi) maka bagian tanah yang menutupi tubuh batuan intrusi akan tererosi sedangkan tubuh batuan yang lebih resisten hanya mengalami erosi yang tidak signifikan. Proses endogeniknya pada akhirnya akan menyisakan tubuh batuan beku yang membentuk morfologi yang lebih menonjol dibandingkan dengan daerah sekitarnya.



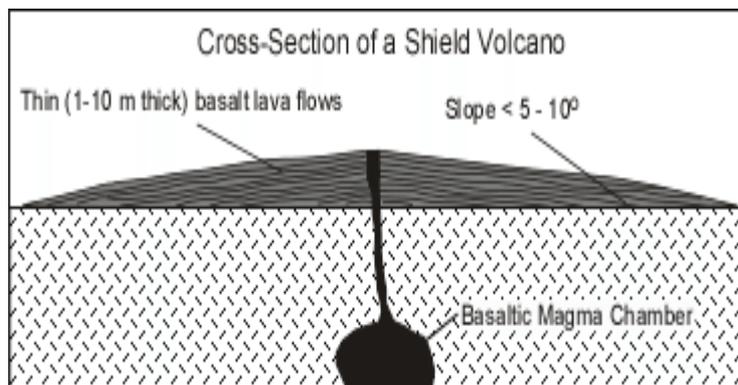
Gambar 4-18 Bentangalam / morfologi “Intrusive Landforms” yang dicirikan oleh bentangalam yang berbentuk bukit dengan material penyusunnya adalah batuan beku.

4.3.2. Bentangalam Gunungapi

Pembentukan bentangalam gunungapi sepenuhnya dikendalikan oleh proses proses geologi (gaya endogenik) sejak saat pembentukannya hingga setelah gunungapi tersebut terbentuk. Dengan demikian, bentuk bentuk dan jenis bentangalam gunungapi akan diirikan oleh material yang membentuk gunungapi tersebut, dimana sebaliknya tergantung pada tingkah laku erupsi gunungapinya. Meskipun proses-proses yang terjadi setelahnya dapat merubah bentuk bentuk bentangalam aslinya. Berikut ini diuraikan bagaimana bentuk bentuk bentangalam gunungapi terbentuk dan beberapa kasus tentang perubahan bentangalam gunungapi setelah terbentuk.

1. Morfologi Gunungapi Perisai (Shield Volcanoes)

- Gunungapi perisai dicirikan oleh kelerengan yang landai, kurang lebih $5^{\circ} - 10^{\circ}$.
- Gunungapi perisai sebagian besar tersusun dari aliran lava yang relative tipis yang terbentuk disekeliling pusat erupsi.
- Hampir semua perisai terbentuk oleh magma yang berviskositas rendah yang memungkinkan mengalir dengan mudah kearah kaki lereng dari sumbernya.
- Magma berviskositas rendah memungkinkan lava bergerak kearah kaki lereng, tetapi saat mendingin viskositasnya akan meningkat sehingga akan menyebabkan lereng bagian bawah menjadi lebih curam.
- Pada peta kebanyakan gunungapi perisai berbentuk oval atau melingkar.
- Pada gunungapi perisai, material piroklastik jarang dijumpai dan apabila ada hanya tersebar disekitar lubang erupsi yang terbetuk ketika terjadi erupsi.
- Dengan demikian, gunungapi perisai merupakan gunungapi yang bersifat non-explosive.



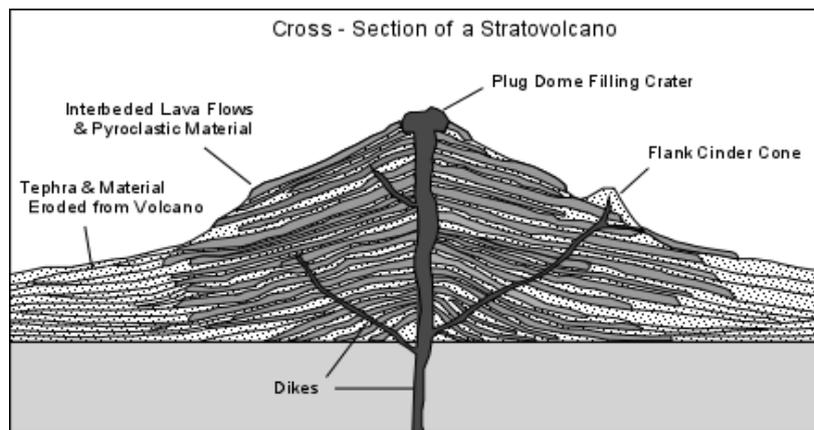
Gambar 4-19 : Penampang melintang Gunungapi Perisai



Gambar 4-20: Morfologi Gunungapi Perisai

2. Morfologi Kerucut Gunungapi Strato (Stratovolcanoes)

- Kemiringan lerengnya lebih besar dibandingkan dengan gunungapi perisai, dengan sudut lereng berkisar antara 6° – 10° di bagian kaki dan kearah puncak mencapai sudut lerengnya mencapai 30° .
- Keterjalan lereng yang berada dekat puncak disebabkan aliran lava yang viskositasnya rendah tidak dapat mengalir lebih jauh kearah kaki lereng.
- Kelerengan yang rendah di kaki gunungapi dikarenakan akumulasi material hasil erosi dari gunungapi dan akumulasi material piroklastik
- Gunungapi strato umumnya tersusun dari perselingan lava dan material piroklastik
- Gunungapi strato umumnya bersifat eksplosif dibandingkan dengan gunungapi perisai dikarenakan sifat magmanya yang viskositasnya lebih tinggi.



Gambar 4-21 : Penampang melintang Gunungapi Strato

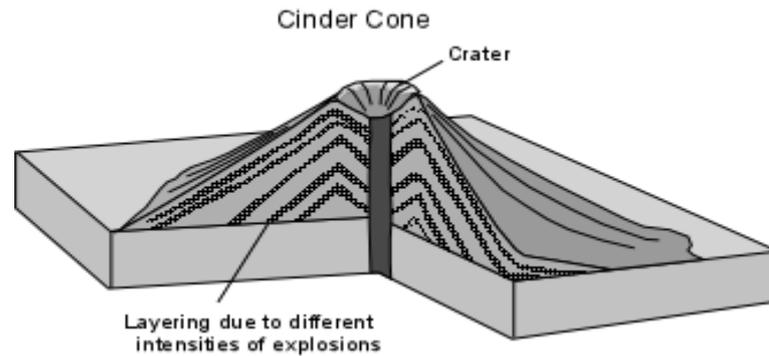


Gambar 4-22 : Morfologi Gunungapi Strato

3. Morfologi Kerucut Cinder (Cinder Cones)

- Kerucut Cinder adalah kerucut gunungapi yang volumenya kecil didominasi oleh tephra hasil erupsi Stromboli. Umumnya bersusunan material basaltis – andesitic.
- Merupakan endapan hasil jatuhnya material erupsi disekitar lubang kepundan.
- Kelerengan kerucut gunungapi dikontrol oleh sudut kestabilan dari material yang bersifat lepas, umumnya berkisar antara 25° – 35° .
- Tersusun dari perselingan lapisan piroklastik dengan ukuran yang berbeda beda yang disebabkan oleh intensitas tingkat letusan yang berbeda.
- Apabila aliran lava diemisikan dari kerucut tepetra, seringkali diemisikan dari lubang kepundan atau dekat dasar kerucut selama tahap erupsi selanjutnya.
- Kerucut cinder umumnya terbentuk disekitar lubang kepundan dan badan gunungapi strato.

- Kerucut cinder seringkali terbentuk dalam kelompok, dimana puluhan hingga ratusan kerucut dapat dijumpai di satu tempat.



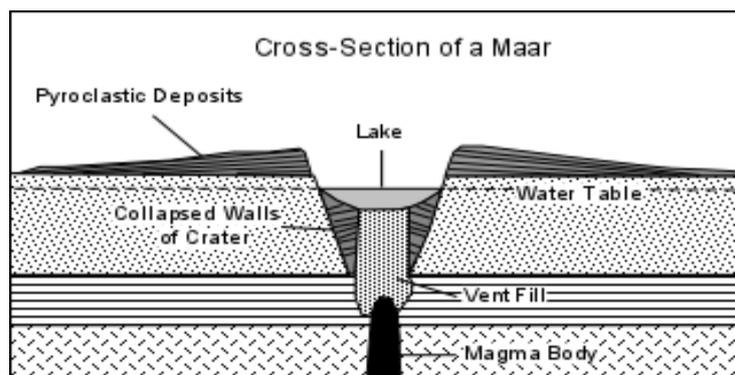
Gambar 4-23: Penampang melintang Kerucut Cinder



Gambar 4-24: Morfologi Kerucut Cinder

4. Morfologi Kawah Maar.

- Morfologi Maar adalah bentangalam ber relief rendah dan luas dari suatu kawah gunungapi hasil erupsi preatik atau preatomagmatik, letusannya disebabkan oleh air bawah tanah yang kontak dengan magma. Ciri dari morfologi Maar umumnya diisi oleh air membentuk suatu danau kawah yang dangkal.
- Bagian dari dinding kawah seringkali runtuh kedalam kawah, lubang kawah terisi material lepas dan apabila kawah masih lebih dalam dibandingkan dengan muka air tanah, maka kawah akan terisi air membentuk suatu danau dengan ketinggian air setinggi muka air tanahnya.



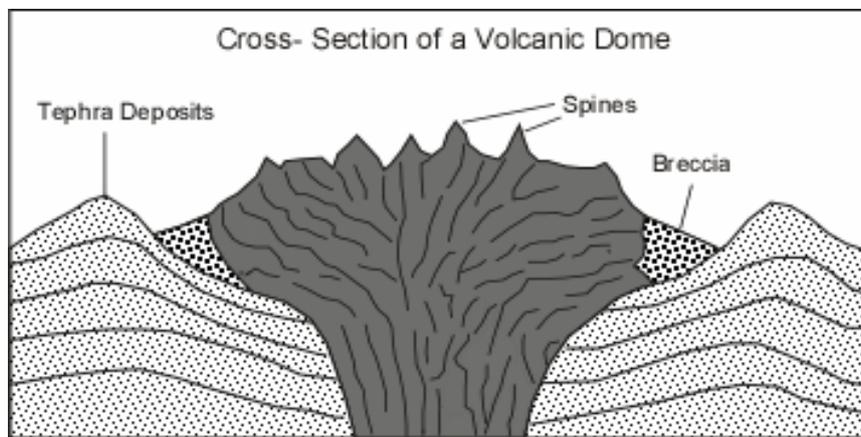
Gambar 4-25 : Penampang melintang Maar



Gambar 4-26: Morfologi Kawah Maar

5. Morfologi Kubah Gunungapi (Volcanic Domes) / Sumbat Lava (Lava Plug)

- Kubah gunungapi merupakan hasil ekstrusi lava yang berkomposisi rhyolitic atau andesitic dengan viskositas tinggi dan kandungan gas yang kecil. Selama viskositasnya tinggi maka lava tidak dapat mengalir jauh dari lubang kepundannya, sebaliknya akan naik membentuk tiang diatas lubang kepundan.
- Permukaan kubah gunungapi umumnya sangat kasar dengan sejumlah spines yang mengalami tekanan oleh magma yang berada dibawahnya.



Gambar 4-27: Penampang Kubah Gunungapi



Gambar 4-28: Morfologi Kubah Lava Gunungapi

6. Morfologi Kawah dan Kaldera (Craters and Calderas landforms)

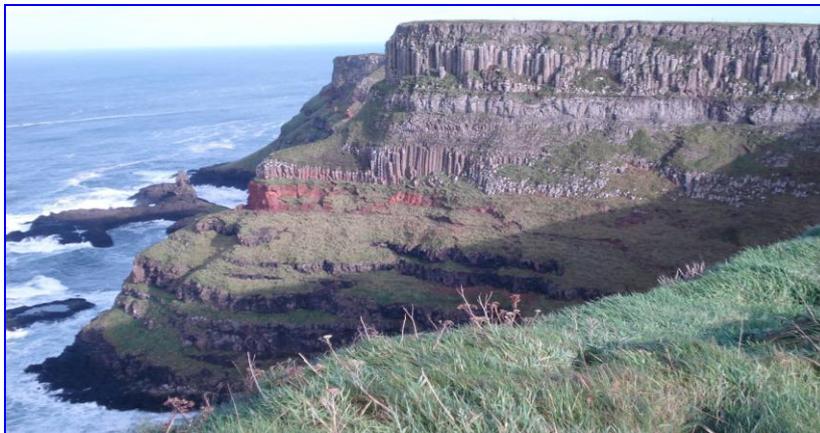
- Kawah adalah cekungan yang berbentuk melingkar, umumnya berdiameter kurang dari 1 km dan terbentuk sebagai hasil eksplosi ketika melepaskan gas atau tephra.
- Kaldera adalah cekungan berbentuk melingkar dengan luas berkisar antara 1 – 50 km. Kaldera terbentuk sebagai hasil runtuhnya struktur badan gunungapi. Hasil runtuhannya masuk kedalam ruangan magma.
- Kaldera seringkali berupa cekungan yang tertutup sehingga mampu menampung air hujan sehingga seringkali membentuk danau didalam kaldera.



Gambar 4-29 : Morfologi Kaldera

7. Morfologi Plateau Basalt

- Plateau basalt adalah aliran magma basaltic yang sangat encer dengan viskositas rendah yang keluar dari lubang kepundan yang berbentuk linear. Lava basalt mengalir tersebar kearea yang luas dengan kelerengan yang landai membentuk suatu plateau.
- Contoh plateau basalt yang sangat terkenal adalah yang terjadi di Iceland pada tahun 1783, dimana lava basalt keluar dari rekahan fissure sepanjang 32 km dan menutupi area seluas 588 km² dengan 12 km³ lava.



Gambar 4-30: Morfologi Plateau Basalt

8. Morfologi Jenjang Gunungapi (Volcanic-neck Landforms)

Morfologi Jenjang Gunungapi adalah bentangalam yang berbentuk bukit yang menyerupai leher atau tiang merupakan sisa dari proses denudasi suatu gunungapi.



Gambar 4-31: Morfologi Jenjang Gunungapi

9. Morfologi Perbukitan Sisa Gunungapi (Volcanic Remnant Landforms)

Morfologi perbukitan sisa gunungapi (volcanic remnant) adalah bentangalam yang berbentuk perbukitan/bukit yang merupakan sisa-sisa dari suatu gunungapi yang telah mengalami proses denudasi.



Gambar 4-32: Morfologi Sisa Gunungapi (Volcanic remnant)

10. Morfologi Aliran Lava

Morfologi Aliran Lava adalah suatu bentuk bentangalam yang berbentuk datar yang terjadi oleh proses pengendapan aliran lava yang keluar dari erupsi suatu gunungapi.

11. Morfologi Punggungan Aliran Piroklastik / Lahar

Morfologi Punggungan/bukit aliran piroklastik/lahar adalah suatu bentuk bentangalam yang berupa punggungan atau bukit yang terjadi oleh proses pengendapan aliran piroklastik/lahar produk gunungapi.



Gambar 4-33: Morfologi Aliran Lava



Gambar 4-34: Morfologi Punggungan Aliran Piroklastik

12. Morfologi Dataran / Kipas Aliran Lava

Morfologi dataran/kipas aliran lava adalah suatu bentuk bentangalam dataran atau menyerupai kipas merupakan hasil pengendapan aliran lava yang keluar dari erupsi suatu gunungapi.



Gambar 4-35: Morfologi Dataran Aliran Lava

13. Morfologi Dataran / Kipas Aliran Piroklastik

Morfologi dataran/kipas aliran piroklastik adalah suatu bentuk bentangalam dataran atau menyerupai kipas merupakan hasil pengendapan material piroklastik.



Gambar 4-36: Morfologi Dataran Piroklastik

15. Morfologi Dataran Antara Gunungapi

Morfologi dataran antara gunungapi adalah suatu bentuk bentangalam dataran yang berada diantara kumpulan gunungapi.



Gambar 4-37: Morfologi Dataran Antara Gunungapi

Tabel 4-1. Klasifikasi Bentangalam Endogenik (Kontruksional)		
S T R U K T U R A L	Lipatan (Folding)	Bukit Antiklin (Anticlinal ridges)
		Lembah Antiklin (Anticlinal valleys)
		Lembah Sinklin (Synclinal valleys)
		Bukit Sinklin (Synclinal ridges)
		Bukit Monoklin (Monoclinical ridges)
		Plateau
		Mesa
		Butte
		Kubah Garam (Salt domes)
	Patahan (Faulting)	Perbukitan / Punggungan Horst
		Lembah Sesar/ Lembah Graben
		Gawir Sesar (Escarpment)
		Punggungan Sesar (Hogback)
		Punggungan Bukit Tertekan (Pressure ridges)
Cekungan Kantong (Sag basin)		
Bukit Terpotong (Shutter ridges)		
Lembah Linier (Linear valley)		
Bukit Linier (Linear ridge)		
Aktivitas Magma	Bukit Intrusi (Intrusion ridges)	
	Kubah Intrusi (Intrusive domes)	
V O L K A N I K	Bentuk Gunungapi	Gunungapi Strato (Strato volcano)
		Gunungapi Perisai (Shield volcano)
		Kerucut Cinder (Cinder cones)
	Badan Gunungapi	Kawah (Crater)
		Kaldera (Caldera)
		Anak Gunungapi (Parasitic cones)
		Kubah Lava / Sumbat Lava
		Kawah Maar
		Badan Gunungapi (Volcanic body)
		Kaki Gunungapi (Volcanic footslopes)
	Proses Demudasi	Jenang Gunungapi (Volcanic necks)
		Perbukitan Sisa Gunungapi (Volcanic remnant)
	Produk Erupsi Gunungapi	Punggungan aliran lava
		Punggungan aliran piroklastik / lahar
		Dataran/kipas aliran lava
		Dataran/kipas aliranpiroklastik/lahar
		Dataran kaki gunungapi
		Dataran antar gunungapi
Kubah gunungapi perisai		

4.4. Gaya Eksogen

Gaya eksogen adalah gaya yang dipengaruhi oleh energi matahari dan gaya tarik bumi (gravitasi). Adapun proses proses yang dipengaruhi oleh gaya eksogen adalah pelapukan, erosi, mass wasting dan sedimentasi.

4.4.1. Pelapukan

Pelapukan adalah proses desintegrasi atau disagregasi secara berangsur dari material penyusun kulit bumi yang berupa batuan. Pelapukan sangat dipengaruhi oleh kondisi iklim, temperatur dan komposisi kimia dari mineral-mineral penyusun batuan. Pelapukan dapat melibatkan proses mekanis (pelapukan mekanis), aktivitas kimiawi (pelapukan kimia), dan aktivitas organisme (termasuk manusia) yang dikenal dengan pelapukan organik.

- a. **Pelapukan mekanis** adalah semua mekanisme yang dapat mengakibatkan terjadinya proses pelapukan sehingga suatu batuan dapat hancur menjadi beberapa bagian yang lebih kecil atau partikel-partikel yang lebih halus. Mekanisme dari proses pelapukan mekanis antara lain adalah abrasi, kristalisasi es (pembekuan air) dalam batuan, perubahan panas secara cepat (thermal fracture), proses hidrasi, dan eksfoliasi (pelepasan tekanan pada batuan karena perubahan tekanan).
- b. **Pelapukan kimiawi** (dikenal juga sebagai proses dekomposisi atau proses peluruhan) adalah terurai/pecahnya batuan melalui mekanisme kimiawi, seperti karbonisasi, hidrasi, hidrolisis, oksidasi dan pertukaran ion-ion dalam larutan. Pelapukan kimiawi merubah komposisi mineral mineral dalam batuan menjadi mineral permukaan seperti mineral lempung. Mineral-mineral yang tidak stabil yang terdapat dalam batuan akan dengan mudah mengalami pelapukan apabila berada dipermukaan bumi, seperti basalt dan peridotit. Air merupakan agen yang sangat penting dalam terhadinya proses pelapukan kimia, seperti pengelupasan cangkang (speriodal weathering) pada batuan.
- c. **Pelapukan organik** dikenal juga sebagai pelapukan biologis dan merupakan istilah yang umum dipakai untuk menjelaskan proses pelapukan biologis yang terjadi pada penghancuran batuan, termasuk proses penetrasi akar tumbuhan kedalam batuan dan aktivitas organisme dalam membuat lubang-lubang pada batuan (bioturbation), termasuk didalamnya aksi dari berbagai jenis asam yang ada dalam mineral melalui proses leaching. Pada hakekatnya pelapukan organik merupakan perpaduan antara proses pelapukan mekanis dan pelapukan kimiawi.



Pelapukan Mekanis



Pelapukan Kimiawi



Pelapukan Organis



Pengelupasan (Exfoliation)

Gambar 4-38 Berbagai jenis pelapukan batuan

Hasil akhir dari ke-tiga jenis pelapukan batuan tersebut diatas dikenal sebagai soil (tanah). Oleh karena tanah merupakan hasil dari pelapukan batuan maka berbagai jenis tanah, seperti Andosol, Latosol atau Laterit tergantung pada jenis batuan asalnya. Tabel 4-2 adalah produk pelapukan mineral pembentuk batuan yang disebabkan oleh larutan asam, kelembaban merubah mineral-mineral menjadi ion-ion, oksidasi besi dan alumina, mineral silika akan menghasilkan lapisan lapisan lempung.

Tabel 4-2 Produk Pelapukan Mineral Pembentuk Batuan

Mineral Asal	Dalam Pengaruh CO ₂ dan H ₂ O	Hasil Utama (Padat)	Hasil Lainnya (Larutan)
Feldspar	→	Mineral lempung	Ion (Na ⁺ , Ca ⁺⁺ , K ⁺), SO ₂
Mineral Fero-magnesium (termasuk biotit dan mika)	→	Mineral lempung	Ion (Na ⁺ , Ca ⁺⁺ , K ⁺ , Mg ⁺⁺) SO ₂ , Fe oksida
Muscovit	→	Mineral lempung	Ion-ion (K ⁺), SO ₂
Kuarsa	→	Butiran pasir	
Kalsit	→	-	Ion-ion (Ca ⁺⁺ , HCO ₃)

4.4.2. Erosi.

Erosi adalah istilah umum yang dipakai untuk proses penghancuran batuan (pelapukan) dan proses pengangkutan hasil penghancuran batuan. Proses erosi fisika disebut sebagai proses corration (erosi mekanis) sedangkan proses erosi kimia disebut dengan corrosion. Agen dari proses erosi adalah gaya gravitasi, air, es, dan angin. Berdasarkan bentuk dan ukurannya, erosi dapat dibagi menjadi 5 (lima) yaitu:

1. Erosi alur (Riil erosion)

Erosi alur adalah proses pengikisan yang terjadi pada permukaan tanah (terain) yang disebabkan oleh hasil kerja air berbentuk alur-alur dengan ukuran berkisar antara beberapa milimeter hingga beberapa centimeter. Pada dasarnya erosi alur merupakan tahap awal dari hasil erosi air yang mengikis permukaan tanah (terrain) membentuk alur-alur sebagai tempat mengalirnya air. Pada perkembangannya erosi alur akan berkembang menjadi erosi ravine.

2. Erosi Berlembar (Sheet Erosion)

Erosi berlembar adalah proses pengikisan air yang terjadi pada permukaan tanah yang searah dengan bidang permukaan tanah, biasanya terjadi pada lereng-lereng bukit yang vegetasinya jarang atau gundul.

3. Erosi drainase (ravine erosion)

Erosi drainase adalah proses pengikisan yang disebabkan oleh kerja air pada permukaan tanah (terrain) yang membentuk saluran-saluran dengan lembah-lembah salurannya berukuran antara beberapa centimeter hingga satu meter.

4. Erosi saluran (gully erosion)

Erosi saluran adalah erosi yang disebabkan oleh hasil kerja air pada permukaan tanah membentuk saluran-saluran dengan ukuran lebar lembahnya lebih besar 1 (satu) meter hingga beberapa meter.

5. Erosi lembah (valley erosion)

Erosi lembah adalah proses dari kerja air pada permukaan tanah (terrain) yang berbentuk saluran-saluran dengan ukuran lebarnya diatas sepuluh meter.



Erosi alur(Riil Erosion)



Erosi alur (Riil Erosion)



Erosi Lembar (Sheet erosion)



Erosi Lembar (Sheet erosion)



Erosi drainase (Ravine erosion)



Erosi drainase (Ravine erosion)



Erosi Saluran (Gully erosio)



Erosi Saluran (Gully erosio)



Erosi Lembah (Valley erosion)



Erosi Lembah (Valley erosion)

4.4.3. Gerakan Tanah (Mass Wasting)

Gerakan Tanah pada dasarnya adalah gerakan dari material batuan, regolith, dan tanah ke arah kaki lereng sebagai akibat dari pengaruh gaya berat (gravity) melalui proses rayapan (creep), luncuran (slides), aliran (flows), rebah (topples), dan jatuhnya (falls). Mass wasting umumnya terjadi di daratan maupun di lautan terutama di lereng benua. Longsor merupakan satu contoh yang spektakuler dari mass wasting.



Mass wasting tipe slumping

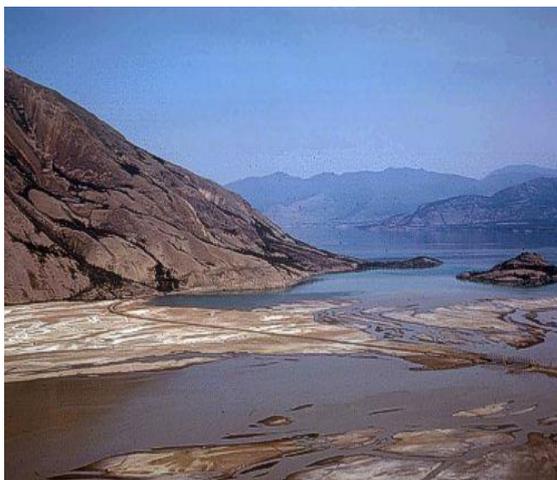


Mass wasting tipe jatuhnya

Hasil pelapukan batuan yang berada di puncak-puncak bukit akan tertransport sebagai debris ke arah kaki bukit, sedangkan air sungai bertindak sebagai ban berjalan yang membawa material hasil pelapukan menjauh dari sumbernya. Walaupun sepanjang perjalanannya, material hasil pelapukan batuan yang dibawa oleh air sungai kadang-kadang berhenti untuk sementara waktu, namun pada akhirnya material tersebut akan diendapkan di tempat terakhir, yaitu di laut.

4.4.4. Sedimentasi

Sedimentasi adalah suatu proses pengendapan material yang ditransport oleh media air, angin, es/gletser di suatu cekungan. Delta yang terdapat di mulut-mulut sungai adalah hasil dari proses pengendapan material-material yang diangkut oleh air sungai, sedangkan Sand Dunes yang terdapat di gurun-gurun dan di tepi pantai adalah hasil dari pengendapan material-material yang diangkut oleh angin.



Hasil sedimentasi pada aliran sungai



Hasil sedimentasi yang terjadi di pantai

Bentangalam yang ada saat ini adalah hasil dari proses proses geologi yang terjadi di masa lampau. Pada saat ini proses proses geologi (endogenik dan eksogenik) tetap berlangsung dan secara berlahan dan pasti akan merubah bentuk bentang alam yang ada saat ini. Proses proses eksogen yang terjadi di permukaan bumi dapat dikelompokkan berdasarkan agen/media yang mempengaruhinya, yaitu air, angin, gletser dan iklim.

4.5. Bentangalam Eksogenik

Bentangalam eksogen adalah bentuk-bentuk bentangalam yang proses pembentukannya/genetikanya dikontrol oleh gaya eksogen. Bentangalam eksogen dikenal juga sebagai bentangalam destruksional (*destructional landforms*). Berikut ini adalah proses proses eksogen yang merubah bentuk bentang, yaitu:

4.5.1. Bentangalam Hasil Aktivitas Sungai (*Landforms of Fluvial Processes*)

Apabila air jatuh keatas permukaan bumi, maka beberapa kemungkinan dapat terjadi. Air akan terkumpul sebagai tumpukan salju didaerah-daerah puncak pegunungan yang tinggi atau sebagai gletser. Ada pula yang terkumpul didanau-danau. Yang jatuh menimpa tumbuh-tumbuhan dan tanah, akan menguap kembali kedalam atmosfer atau diserap oleh tanah melalui akar-akar tanaman, atau mengalir melalui sistim sungai atau aliran bawah tanah. Diatas permukaan Bumi, air akan mengalir melalui jaringan pola aliran sungai menuju bagian-bagian yang rendah. Setiap pola aliran mempunyai daerah pengumpulan air yang dikenal sebagai “daerah aliran sungai” atau disingkat sebagai DAS atau “*drainage basin*”. Setiap DAS dibatasi dari DAS disebelahnya oleh suatu tinggian topografi yang dinamakan pemisah aliran (*drainage divide*). Dengan digerakkan oleh gaya berat, air hujan yang jatuh dimulai dari daerah pemisah aliran akan mengalir melalui lereng sebagai lapisan lebar berupa air-bebas dengan ketebalan hanya beberapa Cm saja yang membentuk alur-alur kecil. Dari sini air akan bergabung dengan sungai baik melalui permukaan atau sistim air bawah permukaan.

Dalam perjalanannya melalui cabang-cabangnya menuju ke sungai utama dan kemudian bermuara di laut, air yang mengalir dipermukaan melakukan kegiatan-kegiatan mengikis, mengangkat dan mengendapkan bahan-bahan yang dibawanya. Meskipun sungai-sungai yang ada dimuka bumi ini hanya mengangkat kira-kira 1/1000.000 dari jumlah air yang ada di Bumi, namun ia merupakan “gaya geologi” yang sangat ampuh yang menyebabkan perubahan pada permukaan bumi. Hasil utama yang sangat menonjol yang dapat diamati adalah terbentuknya lembah-lembah yang dalam yang sangat menakjubkan diatas muka bumi ini.

a. Pengikisan sungai

Cara sungai mengikis dan menoreh lembahnya adalah dengan cara (1) abrasi, (2) merenggut dan mengangkat bahan-bahan yang lepas, (3) dengan pelarutan. Cara yang pertama atau abrasi merupakan kerja pengikisan oleh air yang paling menonjol yang dilakukannya dengan menggunakan bahan-bahan yang diangkutnya, seperti pasir, kerikil dan kerakal.

Cara lain yang dapat dilakukan adalah dengan “*hydrolic lifting*”, yang terjadi sebagai akibat tekanan oleh air, khususnya pada arus turbulensi. Batuan yang sudah retak-retak atau menjadi lunak karena proses pelapukan, akan direnggut oleh air. Dalam keadaan tertentu air dapat ditekan dan masuk kedalam rekahan-rekahan batuan dengan kekuatan yang dahsyat yang mempunyai kemampuan yang dahsyat untuk menghancurkan batuan yang membentuk saluran atau lembah. Air juga dapat menoreh lembahnya melalui proses pelarutan, terutama apabila sungai itu mengalir melalui batuan yang mudah larut seperti batukapur.

b. Pengangkutan oleh sungai

Sungai juga ternyata merupakan media yang mampu mengangkut sejumlah besar bahan yang terbentuk sebagai akibat proses pelapukan batuan. Banyaknya bahan yang diangkut ditentukan oleh faktor iklim dan tatanan geologi dari suatu wilayah. Meskipun bahan-bahan yang diangkut oleh sungai berasal antara lain dari hasil penorehan yang dilakukan sungai itu sendiri, tetapi ternyata yang jumlahnya paling besar adalah yang berasal dari hasil proses pelapukan batuan. Proses pelapukan ternyata menghasilkan sejumlah besar bahan yang siap untuk diangkut baik oleh sungai maupun oleh cara lain seperti gerak tanah, dan atau air-tanah.

Bagaimana cara air mengalir mengangkut bahan-bahannya akan diuraikan sebagai berikut: Dengan cara melarutkan. Jadi dalam hal ini air pengangkut berfungsi sebagai media larutan. Dengan suspensi, atau dalam keadaan bahan-bahan itu terapung didalam air. Kebanyakan sungai-sungai (meskipun tidak semuanya) mengangkut sebahagian besar bebannya melalui cara ini, terutama sekali bahan-bahan berukuran pasir dan lempung. Tetapi pada saat banjir, bahan-bahan berukuran yang lebih besar dari itu juga dapat diangkut dengan cara demikian. Dengan cara didorong melalui dasar sungai (bed load). Agak berbeda dengan cara sebelumnya, cara ini berlangsung kadang-kadang saja, yaitu pada saat kekuatan airnya cukup besar untuk menggerakkan bahan-bahan yang terdapat di dasar sungai.

Air secara mekanik dan kimiawi berperan dalam proses pelapukan, erosi dan sedimentasi dari material kulit bumi. Proses proses tersebut berjalan terus sepanjang masa dan akan menghasilkan perubahan bentuk bentang alam yang sebelumnya ada. Jumlah air yang jatuh ke permukaan bumi sebagai curah hujan/salju (presipitasi) setiap tahunnya di daratan adalah setara dengan 4 milyar ton atau rata rata sekitar 40 inch untuk setiap satuan luas. Meskipun penyebaran curah hujan tidak merata di setiap tempat di muka bumi, namun demikian air memiliki peran yang penting terhadap perubahan bentuk bentangalam. Hampir 25% dari curah hujan yang jatuh di atas daratan merupakan air permukaan (surface runoff) dan air ini mengalir ke laut melalui alur-alur sungai yang terdapat di daratan. Material-material hasil pelapukan dan erosi diangkut oleh air sungai dan diendapkan sebagai sedimen. Aktivitas sungai yang mengalir di daratan akan meng-erosi dan merubah bentuk bentuk bentangalam. Proses-proses erosi dan pembentukan alur-alur sungai merupakan agen di dalam perubahan bentuk bentangalam.

Sistem Fluvial adalah sekumpulan alur-alur sungai yang membentuk jaringan yang kompleks dan luas dimana air yang berasal dari permukaan daratan mengalir. Batas geografis dimana seluruh air yang ada di suatu wilayah disebut sebagai watershed atau drainage basin. Dalam satu watershed terdapat beberapa alur sungai kecil-kecil yang disebut sebagai cabang-cabang sungai (tributaries) yang mengalirkan air ke alur sungai yang lebih besar (principal stream). Sistem pengaliran sungai dalam suatu watershed dapat dipisah-pisahkan berdasarkan ukuran alur sungainya dan dikenal sebagai stream ordering. Order pertama dari pengaliran sungai adalah alur sungai yang ukurannya paling kecil, sedangkan order kedua adalah alur sungai yang hanya memiliki cabang-cabang sungai dari order pertama sebagai cabang sungainya. Order ke tiga adalah alur sungai yang hanya memiliki cabang-cabang sungai dari alur sungai order pertama dan atau order kedua. Secara umum, sungai yang mempunyai order yang lebih tinggi akan mempunyai batas pemisah air (watershed) yang lebih luas dan sudah barang tentu akan membawa air permukaan yang lebih banyak.

Topografi yang tinggi umumnya memiliki batas pemisah air yang memisahkan arah aliran air runoff ke dalam cekungan yang berbeda didasarkan atas orientasi dari kemiringan lerengnya. Salah satu yang mengendalikan jumlah air yang berada dalam sungai di setiap lokasi adalah luas areal permukaan yang terdapat di dalam drainage basin tersebut dan hal ini merupakan fungsi dari batas pemisah pengaliran. Sebagai contoh adalah batas pemisah air untuk pulau Jawa adalah puncak-puncak gunungapi yang membujur dari barat ke timur yang memisahkan aliran sungai-sungai yang mengalir ke utara (laut Jawa) dan ke selatan (samudra Hindia).

4.5.2. Pola Pengaliran Sungai

Dengan berjalannya waktu, suatu sistem jaringan sungai akan membentuk pola pengaliran tertentu diantara saluran utama dengan cabang-cabangnya dan pembentukan pola pengaliran ini sangat ditentukan oleh faktor geologinya. Pola pengaliran sungai dapat diklasifikasikan atas dasar bentuk dan teksturnya. Bentuk atau pola berkembang dalam merespon terhadap topografi dan struktur geologi bawah permukaannya. Saluran-saluran sungai berkembang ketika air permukaan (surface runoff) meningkat dan batuan dasarnya kurang resisten terhadap erosi.

Sistem fluviatil dapat menggambarkan perbedaan pola geometri dari jaringan pengaliran sungai. Jenis pola pengaliran sungai antara alur sungai utama dengan cabang-cabangnya disatu wilayah dengan wilayah lainnya sangat bervariasi. Adanya perbedaan pola pengaliran sungai disatu wilayah dengan wilayah lainnya sangat ditentukan oleh perbedaan kemiringan topografi, struktur dan litologi batuan dasarnya. Pola pengaliran yang umum dikenal adalah sebagai berikut:

1. Pola Aliran Dendritik

Pola aliran dendritik adalah pola aliran yang cabang-cabang sungainya menyerupai struktur pohon. Pada umumnya pola aliran sungai dendritik dikontrol oleh litologi batuan yang homogen. Pola aliran dendritik dapat memiliki tekstur/kepadatan sungai yang dikontrol oleh jenis batumannya. Sebagai contoh sungai yang mengalir diatas batuan yang tidak/kurang resisten terhadap erosi akan membentuk tekstur sungai yang halus (rapat) sedangkan pada batuan yang resisten (seperti granit) akan membentuk tekstur kasar (renggang). Tekstur sungai didefinisikan sebagai panjang sungai per satuan luas. Mengapa demikian ? Hal ini dapat dijelaskan bahwa resistensi batuan terhadap erosi sangat berpengaruh pada proses pembentukan alur-alur sungai, batuan yang tidak resisten cenderung akan lebih mudah di-erosi membentuk alur-alur sungai. Jadi suatu sistem pengaliran sungai yang mengalir pada batuan yang tidak resisten akan membentuk pola jaringan sungai yang rapat (tekstur halus), sedangkan sebaliknya pada batuan yang resisten akan membentuk tekstur kasar.

2. Pola Aliran Radial

Pola aliran radial adalah pola aliran sungai yang arah alirannya menyebar secara radial dari suatu titik ketinggian tertentu, seperti puncak gunungapi atau bukir intrusi. Pola aliran radial juga dijumpai pada bentuk-bentuk bentangalam kubah (domes) dan laccolith. Pada bentangalam ini pola aliran sungainya kemungkinan akan merupakan kombinasi dari pola radial dan annular.

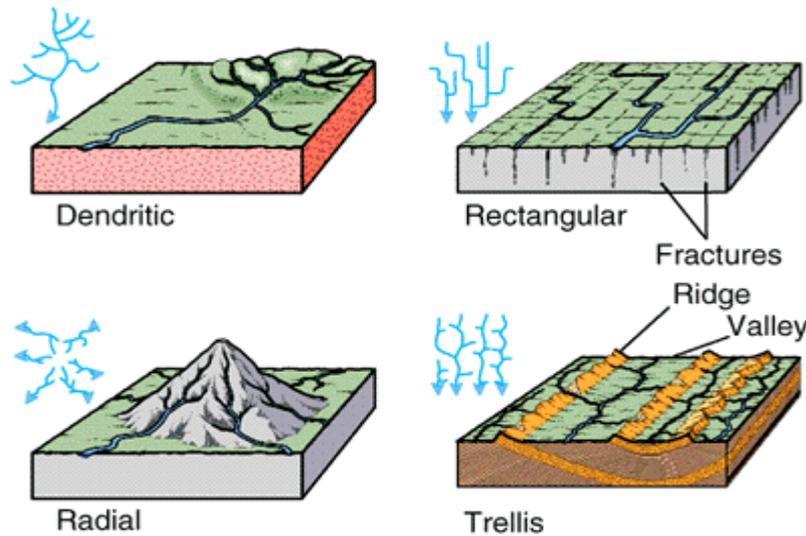
3. Pola Aliran Rectangular

Pola rectangular umumnya berkembang pada batuan yang resistensi terhadap erosinya mendekati seragam, namun dikontrol oleh kekar yang mempunyai dua arah dengan sudut saling tegak lurus. Kekar pada umumnya kurang resisten terhadap erosi sehingga memungkinkan air mengalir dan berkembang melalui kekar-kekar membentuk suatu pola pengaliran dengan saluran salurannya lurus-lurus mengikuti sistem kekar.

Pola aliran rectangular dijumpai di daerah yang wilayahnya terpatahkan. Sungai-sungainya mengikuti jalur yang kurang resisten dan terkonsentrasi di tempat tempat dimana singkapan batumannya lunak. Cabang-cabang sungainya membentuk sudut tumpul dengan sungai utamanya. Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa pola aliran rectangular adalah pola aliran sungai yang dikendalikan oleh struktur geologi, seperti struktur kekar (rekahan) dan sesar (patahan). Sungai rectangular dicirikan oleh saluran-saluran air yang mengikuti pola dari struktur kekar dan patahan.

4. Pola Aliran Trellis

Geometri dari pola aliran trellis adalah pola aliran yang menyerupai bentuk pagar yang umum dijumpai di perkebunan anggur. Pola aliran trellis dicirikan oleh sungai yang mengalir lurus disepanjang lembah dengan cabang-cabangnya berasal dari lereng yang curam dari kedua sisinya. Sungai utama dengan cabang-cabangnya membentuk sudut tegak lurus sehingga menyerupai bentuk pagar. Pola aliran trellis adalah pola aliran sungai yang berbentuk pagar (trellis) dan dikontrol oleh struktur geologi berupa perlipatan sinklin dan antilin. Sungai trellis dicirikan oleh saluran-saluran air yang berpola sejajar, mengalir searah kemiringan lereng dan tegak lurus dengan saluran utamanya. Saluran utama berarah se arah dengan sumbu lipatan.



Gambar 4-39. Pola Aliran Sungai: Dendritik, Rectangular, Radial dan Trellis

5. Pola Aliran Centripetal

Pola aliran centripetal merupakan pola aliran yang berlawanan dengan pola radial, dimana aliran sungainya mengalir kesatu tempat yang berupa cekungan (depresi). Pola aliran centripetal merupakan pola aliran yang umum dijumpai di bagian barat dan baratlaut Amerika, mengingat sungai-sungai yang ada mengalir ke suatu cekungan, dimana pada musim basah cekungan menjadi danau dan mengering ketika musim kering. Dataran garam terbentuk ketika air danau mengering.

6. Pola Aliran Annular

Pola aliran annular adalah pola aliran sungai yang arah alirannya menyebar secara radial dari suatu titik ketinggian tertentu dan ke arah downstream aliran kembali bersatu. Pola aliran annular biasanya dijumpai pada morfologi kubah atau intrusi loccolith.

7. Pola Aliran Paralel (Pola Aliran Sejajar)

Sistem pengaliran paralel adalah suatu sistem aliran yang terbentuk oleh lereng yang curam/terjal. Dikarenakan morfologi lereng yang terjal maka bentuk aliran-aliran sungainya akan berbentuk lurus-lurus mengikuti arah lereng dengan cabang-cabang sungainya yang sangat sedikit. Pola aliran paralel terbentuk pada morfologi lereng dengan kemiringan lereng yang seragam. Pola aliran paralel kadangkala meng-indikasikan adanya suatu patahan besar yang memotong daerah yang batuan dasarnya terlipat dan kemiringan yang curam. Semua bentuk dari transisi dapat terjadi antara pola aliran trellis, dendritik, dan paralel.

4.5.3. Genetika Sungai

Sebagaimana diketahui bahwa klasifikasi genesa sungai ditentukan oleh hubungan struktur perlapisan batuan. Genetika sungai dapat dibagi sebagai berikut:

- a. **Sungai Superposed** atau sungai Superimposed adalah sungai yang terbentuk diatas permukaan bidang struktur dan dalam perkembangannya erosi vertikal sungai memotong ke arah bagian bawah hingga sampai memotong bidang struktur dibawahnya agar supaya sungai dapat mengalir ke bagian yang lebih rendah. Dengan kata lain sungai superposed adalah sungai yang berkembang belakangan dibandingkan dengan pembentukan struktur batuan.
- b. **Sungai Antecedent** adalah sungai yang lebih dulu ada dibandingkan dengan keberadaan struktur batuan dan dalam perkembangannya air sungai mengikis hingga ke bagian struktur yang ada dibawahnya. Pengikisan ini dapat terjadi karena erosi arah vertikal lebih intensif dibandingkan arah lateral.
- c. **Sungai Konsekuen** adalah sungai yang berkembang dan mengalir searah lereng topografi aslinya. Sungai konsekuen sering diasosiasikan dengan kemiringan asli dan struktur lapisan batuan yang ada dibawahnya. Selama tidak dipakai sebagai pedoman, bahwa asal dari pembentukan sungai konsekuen adalah didasarkan atas lereng topografinya bukan pada kemiringan lapisan batuan.
- d. **Sungai Subsekuen** adalah sungai yang berkembang disepanjang suatu garis atau zona yang resisten. sungai ini umumnya dijumpai mengalir disepanjang jurus perlapisan batuan yang resisten terhadap erosi, seperti lapisan batupasir. Mengenal dan memahami genetika sungai subsekuen seringkali dapat membantu dalam penafsiran geomorfologi.
- e. **Sungai Resekuen.** Lobeck (1939) mendefinisikan sungai resekuen sebagai sungai yang mengalir searah dengan arah kemiringan lapisan batuan sama seperti tipe sungai konsekuen. Perbedaan adalah sungai resekuen berkembang belakangan.
- f. **Sungai Obsekuen.** Lobeck juga mendefinisikan sungai obsekuen sebagai sungai yang mengalir berlawanan arah terhadap arah kemiringan lapisan dan berlawanan terhadap sungai konsekuen. Definisi ini juga mengatakan bahwa sungai konsekuen mengalir searah dengan arah lapisan batuan.
- g. **Sungai Insekuen** adalah aliran sungai yang mengikuti suatu aliran dimana lereng tidak dikontrol oleh faktor kemiringan asli, struktur atau jenis batuan.

4.5.4. Tahapan Perkembangan Sungai

Tahapan perkembangan suatu sungai dapat dibagi menjadi 5 (tiga) stadia, yaitu stadia sungai awal, stadia muda, stadia dewasa, stadia tua, dan stadia remaja kembali (rejuvenation). Adapun ciri-ciri dari tahapan sungai adalah sebagai berikut:

1. Tahapan Awal (Initial Stage).

Tahap awal suatu sungai seringkali dicirikan oleh sungai yang belum memiliki orde dan belum teratur seperti lazimnya suatu sungai. Air terjun, danau, arus yang cepat dan gradien sungai yang bervariasi merupakan ciri-ciri sungai pada tahap awal. Bentangalam aslinya, seringkali memperlihatkan ketidakteraturan, beberapa diantaranya berbeda tingkatannya, arus alirannya berasal dari air runoff ke arah suatu area yang masih membentuk suatu depresi (cekungan) atau belum membentuk lembah. Sungai pada tahapan awal umumnya berkembang di daerah dataran pantai (coastal plain) yang mengalami pengangkatan atau

diatas permukaan lava yang masih baru / muda dan gunungapi, atau diatas permukaan pediment dimana sungainya mengalami peremajaan (rejuvenation).

2. Tahapan Muda.

Sungai yang termasuk dalam tahapan muda adalah sungai-sungai yang aktivitas aliran sungainya mengerosi kearah vertikal. Aliran sungai yang menempati seluruh lantai dasar suatu lembah. Umumnya profil lembahnya membentuk seperti huruf "V". Air terjun dan arus yang cepat mendominasi pada tahapan ini.

3. Tahapan Dewasa

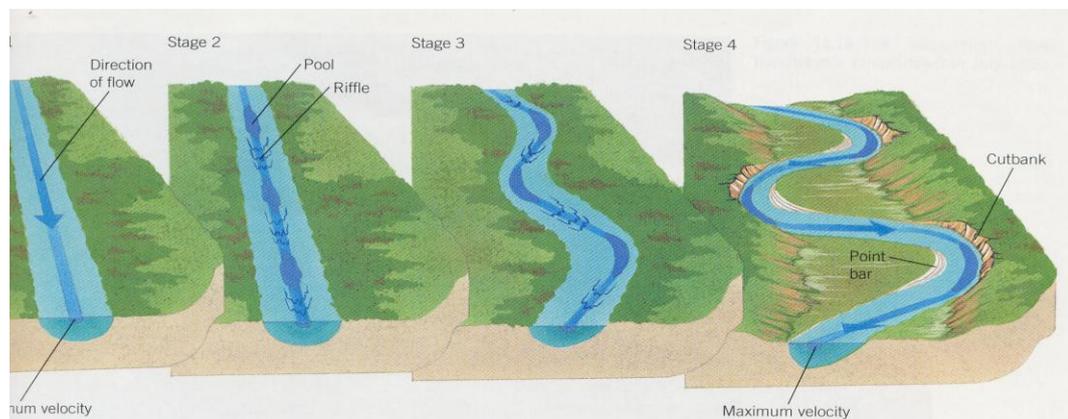
Tahap awal dari sungai dewasa dicirikan oleh mulai adanya pembentukan dataran banjir secara setempat setempat dan semakin lama semakin lebar dan akhirnya terisi oleh aliran sungai yang berbentuk meander, sedangkan pada sungai yang sudah masuk dalam tahapan dewasa, arus sungai sudah membentuk aliran yang berbentuk meander, penyisiran kearah depan dan belakang memotong suatu dataran banjir (flood plain) yang cukup luas sehingga secara keseluruhan ditempati oleh jalur-jalur meander. Pada tahapan ini aliran arus sungai sudah memperlihatkan keseimbangan antara laju erosi vertikal dan erosi lateral dan profil sungainya sudah berubah dari bentuk "V" ke bentuk "U".

4. Tahapan Tua.

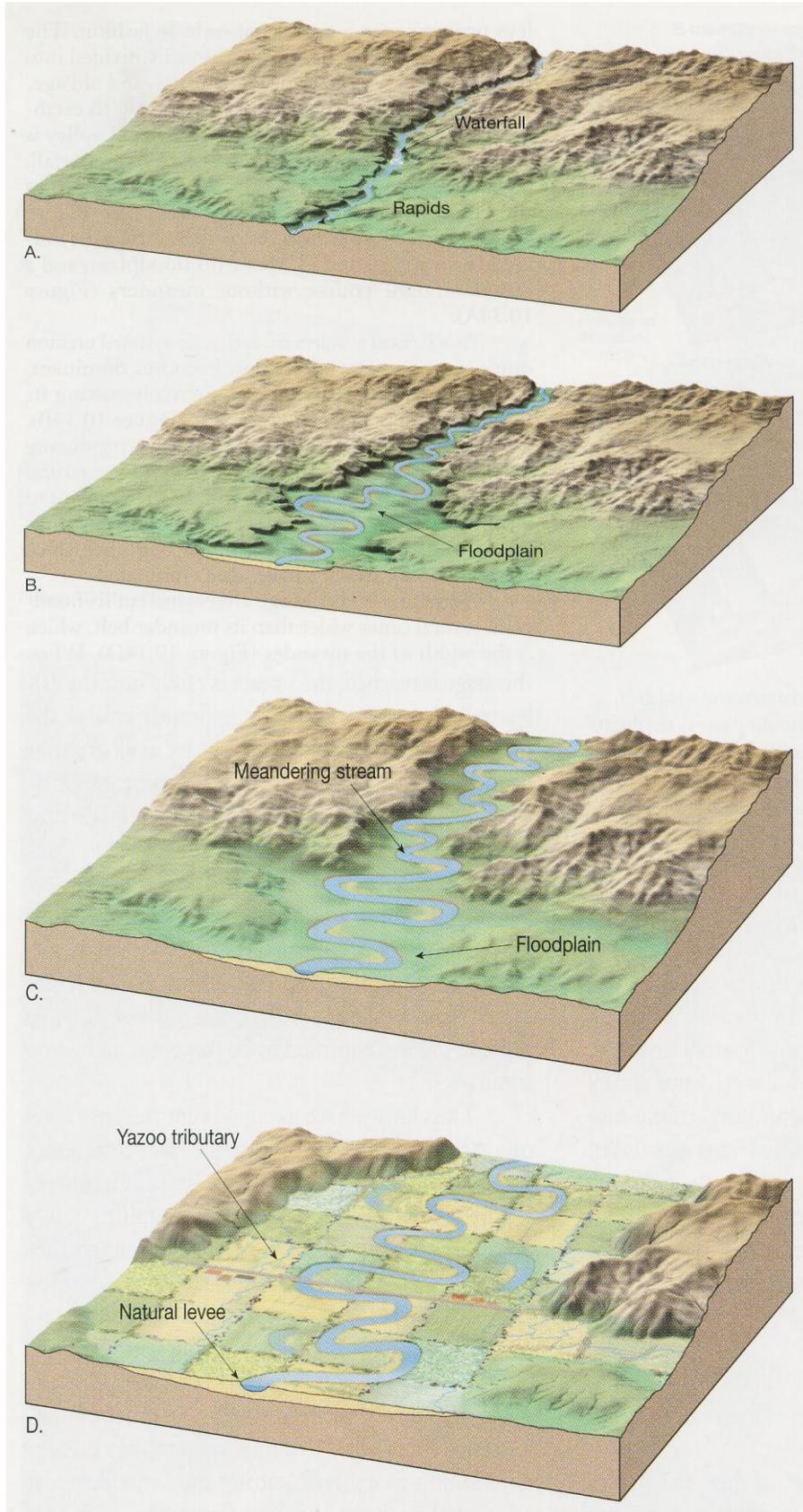
Pada tahapan ini dataran banjir diisi sepenuhnya oleh meander dan lebar dari dataran banjir akan beberapa kali lipat dari luas meander belt. Sungai pada tahapan ini dicirikan oleh arah erosi lateral yang dominan serta banyaknya rawa-rawa. Profil sungai pada sungai tahapan tua membentuk seperti huruf "U".

5. Peremajaan Sungai (Rejuvenation)

Setiap saat dari perkembangan suatu sungai dari satu tahap ke tahap lainnya, perubahan mungkin terjadi dimana kembalinya dominasi erosi vertikal sehingga sungai dapat diklasifikasi menjadi sungai dalam tahapan muda. Sungai dewasa dapat mengalami pengikisan kembali ke arah vertikal untuk kedua kalinya karena adanya pengangkatan dan proses ini disebut dengan peremajaan sungai. Proses peremajaan sungai adalah proses terjadinya erosi ke arah vertikal pada sungai berstadia dewasa akibat pengangkatan dan stadia sungai kembali menjadi stadia muda.



Gambar 4-40 Pola perubahan bentuk alur sungai yang semula linear menjadi bentuk meander. Proses perubahan sungai dari linear ke meander disebabkan oleh perubahan sifat erosi dari erosi vertikal ke erosi lateral.



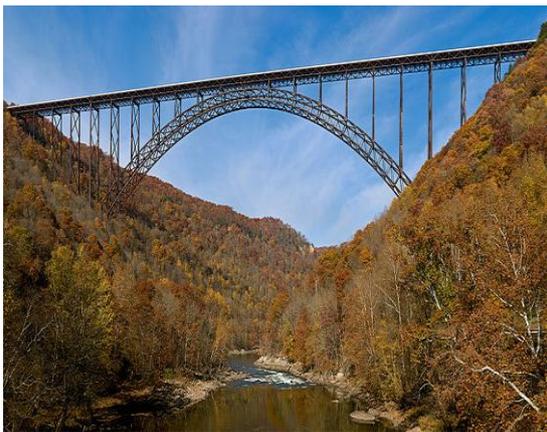
Gambar 4-41 Proses perkembangan sungai oleh aktivitas gerusan arus sungai yang membentuk pola aliran meander dan oxbow lake.



Stadia Awal



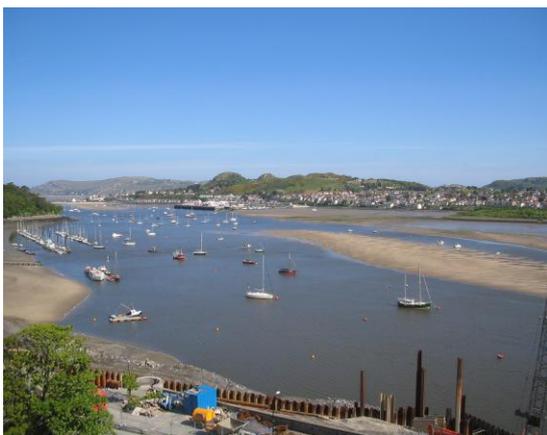
Stadia Muda



Stadia Muda



Stadia Dewasa



Stadia Tua



Stadia Rejuvenation

Gambar 4-42 Stadia sungai : stadia awal, stadia muda, stadia dewasa, dan stadia tua dan stadia rejuvenation.

4.5.5. Bentuk Bentuk Morfologi Sungai.

Morfologi sungai adalah bentuk bentuk bentangalam yang terbentuk oleh aktivitas dan proses fluvial. Material material yang berukuran pasir kasar hingga kerikil akan terakumulasi disepanjang saluran sungai, yaitu disepanjang aliran air yang terdalam atau disepanjang aliran/ arus yang terkuat karena pada kecepatan arus yang tinggi butiran-butiran sedimen yang lebih halus akan terbawa arus. Endapan material tersebut dikenal sebagai Gosong Pasir (Bar). Ke arah bagian tepi saluran sungai, kecepatan arus melemah dan butiran-butiran material yang lebih halus akan terakumulasi dan

terendapkan sebagai endapan Tekuk Sungai (Point bar). Selama banjir, dataran banjir akan digenangi air yang memungkinkan butiran-butiran sedimen yang lebih halus diendapkan dan semakin jauh dari alur sungai butiran sedimen yang diendapkan semakin halus lagi, daerah dataran banjir dikenal sebagai bentangalam Dataran Banjir (Flood plain). Kebanyakan dari daerah dataran banjir tersusun dari endapan pasir dan lumpur, sedangkan pasir yang kasar diendapkan ditepi saluran sungai utama dan dikenal sebagai Tanggul-alam (Levees), yaitu akumulasi endapan yang sejajar dengan arah saluran sungai. Pada gambar 4-28 diperlihatkan beberapa bentuk bentangalam (morfologi) hasil dari proses fluviatil (sungai) antara lain adalah:

1. Morfologi Kipas Aluvial (Alluvial Fan)

Morfologi Kipas Aluvial adalah bentangalam yang menyerupai bentuk kipas, umumnya terbentuk dibagian kaki lereng suatu perbukitan dan biasanya berada di daerah yang beriklim arid. Kipas alluvial terbentuk pada sungai yang mengalir dari suatu berbukitan dengan gradien lereng yang curam ke arah lereng yang landai dari suatu dataran dan material material lepas yang diangkut oleh air sungai diendapkan.

2. Morfologi Sungai Bersirat (Braided-streams)

Morfologi Sungai Bersirat merupakan bentuk bentangalam hasil dari proses pengendapan yang disebabkan oleh saluran air sungai yang berpindah-pindah. Sungai teranyam umumnya berkembang di daerah tekuk lereng dan terjadi karena adanya perubahan kecepatan arus dari arah lereng yang kuat berubah menjadi lambat ketika sampai kemedan yang relatif datar. Hal ini yang membuat saluran air selau berpindah pindah sesuai dengan perkembangan arusnya.

3. Morfologi Tekuk Sungai (Pointbar Rivers)

Morfologi Point Bar adalah bentuk bentangalam yang berada pada kelokan sungai bagian dalam yang merupakan hasil pengendapan sungai pada bagian dalam dari suatu kelokan sungai (meander).

4. Morfologi Danau Tapal Kuda (Oxbow Lake)

Morfologi Danau Tapal Kuda adalah bentangalam yang berupa danau yang bentuknya menyerupai tapal kuda. Bentuk tapal kuda berasal saluran air sungai yang telah ditinggalkan dikarenakan terjadinya pemotongan meander sungai. Akibat dari pemotongan ini menyebabkan meander terisolasi dari saluran utamanya dan pada akhirnya membentuk danau.

5. Morfologi Gosongpasir (Bar rivers)

Morfologi Gosongpasir merupakan bentangalam yang berbentuk daratan disepanjang suatu saluran sungai sebagai hasil pengendapan material yang diangkut sungai. Pengendapan yang terjadi di tengah saluran sungai disebabkan oleh ukuran dan masa jenis material yang diangkut air sungai dengan kecepatan arus air. Ketika kecepatan arus air melemah maka material sedimen yang bermasa jenis lebih besar akan diendapkan didalam saluran yang pada akhirnya akan membentuk daratan.

6. Morfologi Undak Sungai (Terrace Rivers)

Morfologi Undak Sungai terjadi oleh erosi vertikal yang lebih dominan dibandingkan erosi lateral. Undak undak sungai dapat terjadi pada sungai yang mengalami pengangkatan kembali sehingga gaya erosi vertikal kembali bekerja. Undak sungai tersusun dari endapan aluvial yang membentuk morfologi datar.

7. Morfologi Tanggul Alam (Levee)

Morfologi Tanggul Alam adalah bentangalam yang berbentuk tanggul dan sejajar dengan arah saluran sungai, merupakan akumulasi dari endapan material berbutir kasar saat air sungai melimpah keluar saluran.



Air Terjun (Water Falls)



Air Terjun (Water Falls)



Gosongpasir (Bar River)



Gosongpasir (Bar River)



Kipas Aluvial (Alluvial Fan)



Kipas Aluvial (Alluvial Fan)



Sungai Bersirat (Braided Stream)



Sungai Bersirat (Braided Stream)



Dataran Banjir (Floodplain)



Dataran Banjir (Floodplain)



Danau Tapal Kuda (Oxbow Lake)



Danau Tapal Kuda (Oxbow Lake)



Tekuk Sungai (Point Bar)



Tekuk Sungai (Point Bar)



Delta



Delta



Meandering



Rawa Belakang



Crevasse



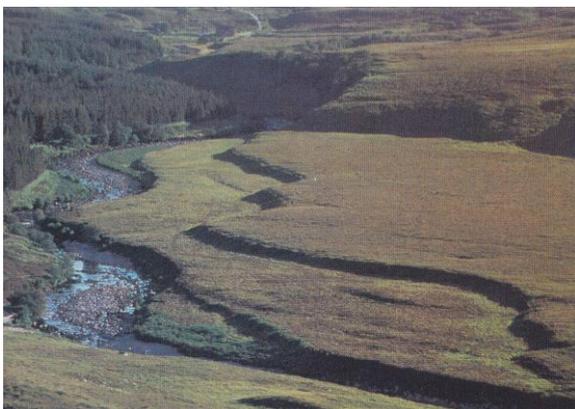
Crevasse



Tanggul Alam (Levee)



Tanggul Alam (Levee)



Undak Sungai (Terrace River)



Undak Sungai (Terrace River)

Gambar 4-43 Berbagai bentuk morfologi sungai, antara lain Kipas Aluvial, Sungai Teranyam, Point Bar, Gosongpasir, dan Undak Sungai., Danau Tapal Kuda, Delta.

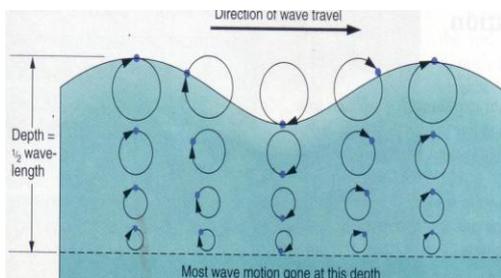
4.5.6. Bentangalam Hasil Aktivitas Pesisir (Landforms of Coastal Processes)

Wilayah Pesisir adalah suatu wilayah yang berada pada batas antara daratan dan lautan dan merupakan tempat pertemuan antara energi dinamis yang berasal dari daratan dan lautan. Dengan demikian wilayah pesisir merupakan wilayah yang dipengaruhi oleh proses-proses erosi, abrasi, sedimentasi, penurunan (*submergence*), dan pengangkatan (*emergence*).

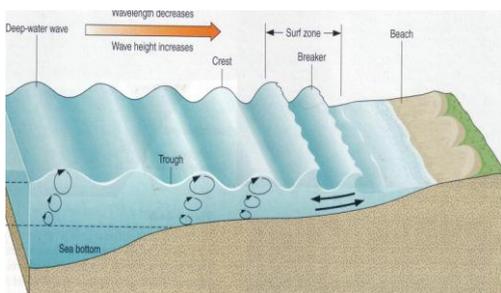
Morfologi pantai adalah bentuk-bentuk bentangalam yang terjadi sebagai akibat dari aktivitas air yang berada di wilayah pesisir. Berbagai macam bentuk bentangalam dijumpai di wilayah pesisir, kebanyakan bentuk bentangalamnya hasil perubahan gelombang air laut. Singkapan-singkapan batuan yang berada disepanjang pantai dikenal sebagai muka daratan (*headlands*) ter-erosi, menghasilkan pasir yang kemudian diangkut di sepanjang garis pantai dan diendapkan di wilayah pantai membentuk bentuk-bentuk bentangalam tertentu.

1. Unsur-unsur dan sifat-sifat gelombang

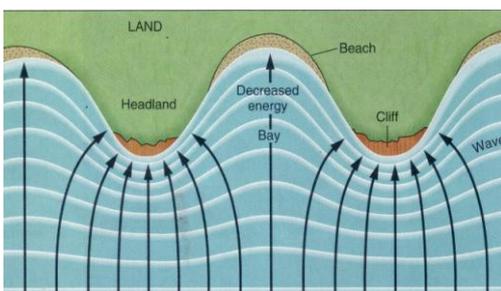
Sebagaimana diketahui bahwa air laut yang terdapat di bumi dapat bergerak dan berpindah dari satu tempat ke tempat lainnya dikarenakan oleh rotasi bumi, iklim, tekanan udara di bumi, perbedaan temperatur di bumi. Gelombang air laut terjadi karena adanya energi yang dirambatkan melalui media air laut.



Gambar 4-44 Bentuk lingkaran-2 gelombang yang secara berangsur akan mengecil ke arah bawah (dalam).



Gambar 4-45 Sifat rambat gelombang air laut ketika mulai mendekati pantai, dan saat dasar lautan mulai disentuh maka kecepatannya mulai berkurang, dan terlihat lingkaran-2 mulai memipih dan gelombang memuncak.



Gambar 4-46 Sifat gelombang yang menuju arah garis pantai yang tidak teratur (tanjung dan teluk) maka pengendapan akan terjadi di bagian dimana gelombang agak tenang (bagian teluk), dan energi akan tercurah pada bagian semenanjung.

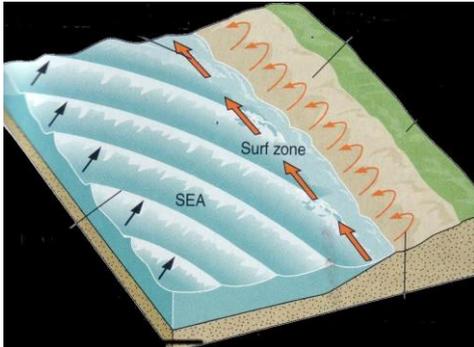
Sifat sifat dari gelombang air laut secara berangsur akan mengecil ke arah bagian bawah (gambar 4-44). Sedangkan sifat rambat gelombang air laut ketika mulai mendekati pantai, dan saat dasar lautan mulai disentuh maka kecepatannya mulai berkurang, dan terlihat lingkaran-2 mulai memipih dan gelombang memuncak (gambar 4-45). Sifat gelombang yang menuju arah garis pantai yang tidak

teratur (tanjung dan teluk) maka pengendapan akan terjadi di bagian dimana gelombang agak tenang (bagian teluk), dan energi akan tercurah pada bagian semenanjung (gambar 4-46).

2. Bentuk-bentuk pantai

Bentuk bentuk pantai sangat dipengaruhi oleh aktifitas gelombang yang menuju ke arah pantai. Dalam gambar 4-48 diperlihatkan beberapa contoh pantai yang dipengaruhi oleh proses abrasi gelombang laut yang menuju ke arah pantai.

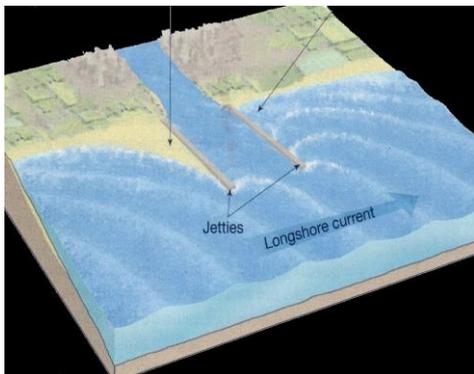
- a. Arah gelombang membentuk sudut dengan garis pantai
- b. Arah gelombang membentuk sudut dan mengarah ke arah muara sungai
- c. Arah gelombang yang sejajar dengan garis pantai



Arah gelombang membentuk sudut dengan garis pantai



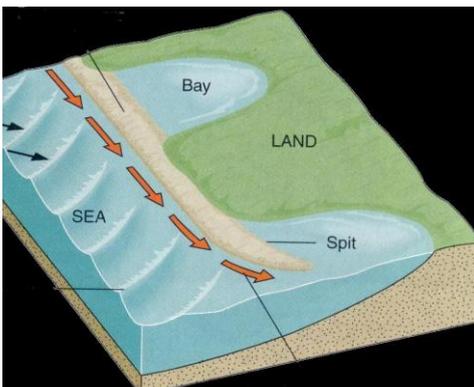
Bentuk pantai yang diakibatkan oleh arah gelombang yang menyudut terhadap garis pantai



Arah gelombang membentuk sudut dan mengarah ke arah muara sungai



Tertutupnya muara sungai yang disebabkan oleh arah gelombang yang menyudut terhadap garis pantai



Arah gelombang yang sejajar dengan garis pantai

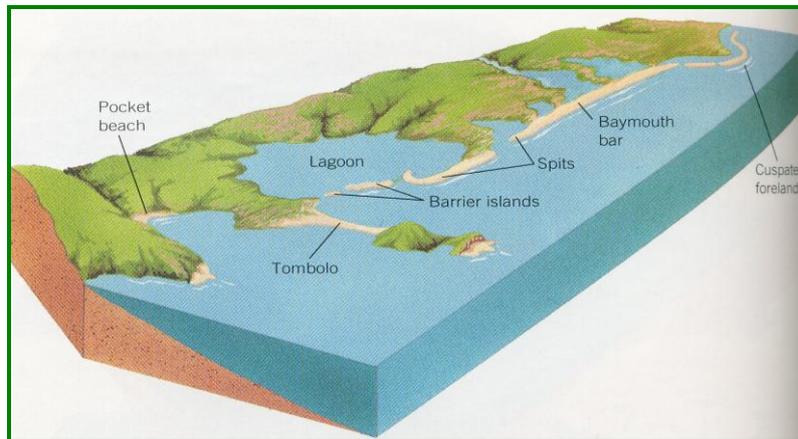


Bentuk pantai "Spit" oleh arah gelombang yang sejajar dengan garis pantai

Gambar 4-47 Proses abrasi dan sedimentasi yang disebabkan oleh Gelombang Air Laut

4.5.7. Morfologi Pantai

Morfologi hasil aktivitas pesisir merupakan bentuk-bentuk bentangalam yang proses terjadinya sangat dipengaruhi oleh aktivitas daratan dan lautan. Pada gambar 4-48 diperlihatkan bentuk-bentangalam yang terjadi pada lingkungan pesisir/pantai.



Gambar 4-48 Beberapa bentuk Bentangalam pantai: tombolo, lagoon, barrier islands, dan Spits.

1. Morfologi Delta

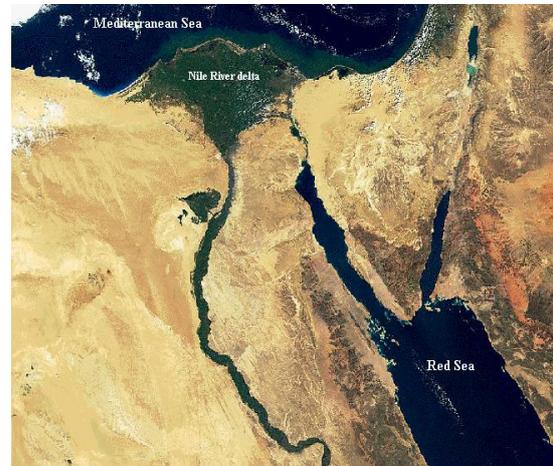
Lingkungan delta, yaitu suatu lingkungan dimana konsep keseimbangan dikendalikan oleh gaya-gaya yang berada dalam suatu sistem yang kompleks. Delta berasal dari endapan sedimen sungai, tetapi ke arah bagian laut lebih banyak sediment yang di endapkan. Delta terbentuk ketika sungai mencapai ketinggian dasar air (base level), yaitu suatu ketinggian dimana air tidak lagi meng-erosi. Ketinggian dasar air menandai akhir dari suatu sistem sungai dan biasanya terletak di danau atau lautan. Sedimen yang diangkut dalam saluran sungai akan diendapkan di lokasi tersebut dan akhirnya membentuk suatu delta yang tersusun dari akumulasi lumpur dan pasir yang tebal. Bagian permukaan delta disebut sebagai dataran delta (delta plain) dengan bentuk morfologi dataran, terdiri dari rawa-rawa dan payau dengan drainase yang buruk dan di dalamnya sungai mengalir yang akhirnya mencapai lautan. Pada bagian delta plain, saluran-saluran sungai merupakan suatu sistem saluran air yang dikenal dengan *distributaries*, yaitu saluran-saluran kecil yang mengangkut sedimen dari saluran sungai yang besar dan didistribusikan melalui saluran-saluran yang berada di delta. Berdasarkan bentuk dan morfologinya, delta dapat dibedakan menjadi 3 (tiga) jenis yaitu delta yang terbentuk akibat pengaruh pasang surut, gelombang, dan sungai:

- a. Delta yang didominasi sungai (A River-dominated delta), adalah delta yang terbentuk oleh pengaruh sungai. Aliran dari saluran sungai utama akan terpisah ke dalam saluran-saluran distributary yang kompleks dan pengisi secara langsung ke dalam laut (danau) material yang diangkutnya. Contoh delta yang sangat populer adalah delta Nile di Mesir dan delta Berau di Kalimantan (gambar 4-49).
- b. Delta yang didominasi pasang surut (Tide-dominated deltas), yaitu delta yang terbentuk sebagai akibat perubahan pasang surut yang ekstrim. Ketika surut terendah, sejumlah saluran pada delta mengalami insision dari gabungan antara arus pasang surut dan aliran sungai, sedangkan ketika pasang tertinggi, saluran-saluran terisi air laut, sedimen di pasok ke delta oleh sistem fluvial yang berasal dari bagian hulu sungai, disini saluran pasang surut disebarkan oleh arus pasang surut bukan oleh aliran sungai. Pada saat pasang tertinggi, delta akan digenangi oleh air laut dan menjadi rangkaian pulau-pulau berbentuk lonjong yang dibatasi oleh saluran-saluran.

- c. Delta yang didominasi gelombang (Wave-dominated deltas) dicirikan oleh bentuknya yang berukuran kecil. Tidak tergantung pada seberapa banyak sedimen dipasok oleh sungai, coastal delta didominasi sedikit banyak oleh gelombang karena gelombang sangat efektif mendistribusikan sedimen di sepanjang pantai. Delta menjadi tempat pengendapan sementara ketika gelombang bertiup dan berperan di dalam penyebaran pengendapan. Contoh delta Bangladesh.



Delta Mahakam di Kalimantan Timur



Delta Nile di Mesir

Gambar 4-49 Morfologi Delta yang dipengaruhi oleh sungai (delta Mahakam, Kaltim dan delta Nile, Mesir)

2. Morfologi Tanjung

Morfologi Tanjung adalah bentangalam yang daratannya menjorok ke arah laut sedangkan bagian kiri dan kanannya relatif sejajar dengan garis pantai.

3. Morfologi Teluk

Morfologi Teluk adalah bentangalam yang daratannya menjorok ke arah daratan sedangkan bagian kiri dan kanan nya relatif sejajar dengan garis pantai.

4. Morfologi Menara dan Busur (Stack dan Arches Landforms)

Morfologi Stack adalah bentuk-bentuk bentangalam pantai yang berupa tiang (menara) yang berada di sekitar garis pantai merupakan sisa-sisa daratan akibat kikisan/abrasi gelombang air laut dan mengakibatkan garis pantai mundur ke arah daratan. Arches adalah sisa-sisa daratan akibat erosi (abrasi) dengan bentuk yang tidak teratur karena batumannya resisten terhadap hantaman gelombang.

5. Morfologi Paparan Erosi Gelombang (Wave-cut platform)

Morfologi Wave-cut platform adalah bentangalam berbentuk datar hasil erosi gelombang air laut dan berada pada zona muka air laut, sedangkan garis pantai mundur ke arah darat sebagai akibat erosi gelombang laut.

6. Morfologi Tanggul Pantai (Barrier Landforms)

Morfologi Tanggul Pantai adalah bentangalam yang berbentuk memanjang sejajar dengan garis pantai dan terbentuk sebagai hasil pengendapan partikel partikel pasir dibagian muka pantai oleh abrasi gelombang air laut. Topografi barrier island umumnya lebih rendah dibandingkan dengan topografi pantai.

7. Morfologi Danau Pantai (Lagoon Landforms)

Morfologi Lagoon adalah bentuk bentangalam yang terletak diantara barrier (tanggul) dan daratan, dengan kedalaman air yang dangkal dan dipengaruhi oleh air laut dan air tawar yang berasal dari darat.

8. Morfologi Pantai Submergent (Submergent Coastal Landforms)

Morfologi Pantai Submergent adalah bentangalam yang terbentuk dari pengaruh gabungan antara naiknya muka air laut (transgresi) dan penurunan cekungan.

9. Morfologi Pantai Emergent (Emergent Coastal Landforms)

Morfologi Pantai Emergent adalah bentangalam yang terbentuk sebagai akibat dari penurunan muka air laut (regresi) atau naiknya permukaan daratan. Umumnya bentuk pantai emergent ditandai oleh teras-teras pantai.



Danau Pantai (Lagoon)



Pematang Pantai (Spit)



Paparan Erosi Gelombang (Wave Cut Platform)



Tonggak dan Busur (Stack dan Arches)

Gambar 4-50. Berbagai morfologi pantai : Delta, Lagoon, Spit, Teluk, Stack dan Arche

4.5.8. Bentangalam Hasil Aktivitas Angin (Landforms Eolian Processes)

Wilayah-wilayah yang curah hujan (presipitasi) tahunannya kecil umumnya jarang tumbuh-tumbuhan sehingga tanah dan batuan yang terdapat di wilayah tersebut tersingkap dan hal ini menyebabkan tanah dan batuan yang ada dapat tererosi oleh angin dan terkena sinar matahari secara langsung. Angin sebagai agent akan mengerosi partikel-partikel yang berukuran lempung, lanau dan pasir pada batuan dan tanah membentuk bentangalam yang unik hasil pengendapan partikel-partikel tersebut. Setiap wilayah di bagian bumi memiliki sejarah iklim yang kompleks dan seringkali

aktivitas fluviatil dan kekeringan (ariditas) terjadi secara bersamaan. Konsekuensinya adalah bentangalam yang terbentuk oleh aktivitas angin dapat menutupi bentangalam yang dibentuk oleh aktivitas fluviatil. Banyak bentangalam gurun masih dikontrol oleh banjir bandang yang terjadi secara sporadis oleh hujan di daerah sekitar wilayah perbukitan.

Aktivitas angin adalah aktivitas dimana partikel-partikel lepas yang berukuran lempung, lanau dan pasir mudah sekali berpindah oleh tiupan angin, sehingga daerah-daerah yang tidak bervegetasi, arid (kering) dan kaya sedimen akan dipengaruhi oleh aktivitas angin dan angin akan menjadi faktor yang sangat penting sebagai media/agent pada proses erosi dan sedimentasi. Angin yang sangat kuat dapat meng-erosi dan mengangkut sedimen lebih banyak, partikel pasir halus dapat berpindah hingga ratusan kilometer sedangkan partikel lempung dan lanau dapat dibawa hingga ribuan kilometer.

Bentuk-bentuk bentangalam yang dikontrol oleh aktivitas angin adalah (gambar 4-52 s/d 4-54): Bukit Gumuk Pasir (Sand Dunes), Bukit Inselbergs, Kipas Talus (Scree), Bukit Pediment, Dataran Arroyos, Dataran Loes.

1. **Morfologi Gumuk Pasir (Sand Dunes landforms)** adalah bentangalam yang berbentuk bukit bukit pasir berpola parabolic atau ellipsoid dan merupakan hasil pengendapan partikel-partikel pasir yang diangkut oleh angin.
2. **Morfologi Dataran Loess** adalah bentangalam yang berbentuk dataran dan merupakan hasil pengendapan material yang berbutir halus oleh angin.
3. **Morfologi Kipas Talus (Scree landforms)** adalah bentangalam kipas talus yang terbentuk dari hasil pengikisan angin yang diendapkan di kaki lereng.
4. **Morfologi Dataran Arroyos** adalah bentangalam berupa dataran yang terbentuk sebagai akibat dari aliran air hujan yang membawa partikel-pasir yang mengisi bagian gullies dan valley dan umumnya terdapat di daerah yang beriklim arid.
5. **Morfologi Punggungan/Bukit Pediment** adalah bentangalam berbentuk dataran landai merupakan endapan yang terletak dikaki-kaki bukit merupakan hasil erosi perbukitan disekitarnya.
6. **Morfologi Punggung/Bukit Inselberg** adalah bentangalam berbentuk perbukitan memanjang dan merupakan sisa hasil erosi angin.



Gambar 4-51 Morfologi Perbukitan Gumuk Pasir (kiri) dan Bukit Inselberg (kanan)



Gambar 4-52 Morfologi Kipas Talus (kiri) dan Punggungan Pediment (kanan)



Gambar 4-53 Morfologi Dataran Arroyos (kiri) dan Dataran Loes (kanan)

4.5.9. Bentangalam Hasil Aktivitas Gletser

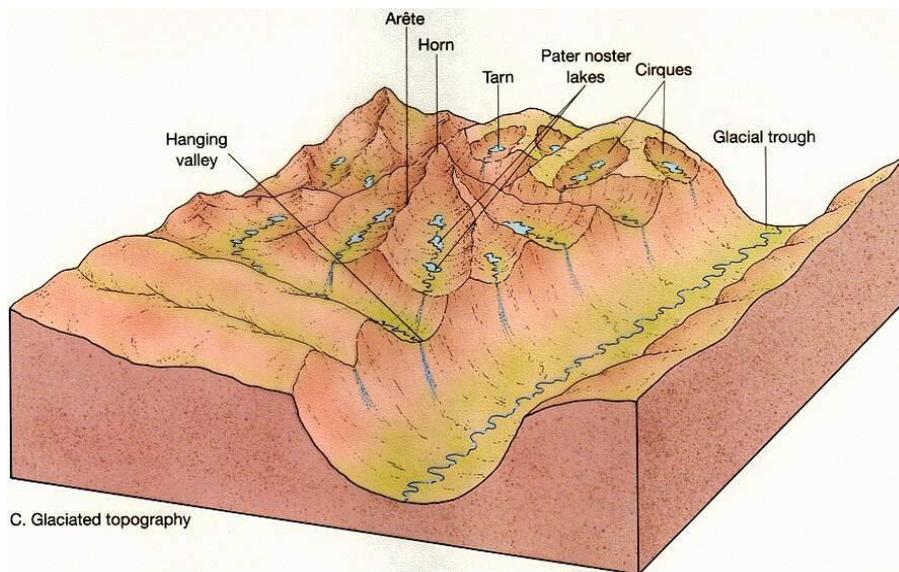
Aliran/pergerakan es atau gletser berperan penting dalam merubah bentuk bentangalam, terutama di wilayah wilayah yang beriklim dingin. Kemampuan dalam mengerosi tanah dan batuan, mengangkut sedimen dan endapan sedimen sangat luar biasa jika dibandingkan dengan aliran air atau angin. Selama zaman es (glacial) lebih dari 50 juta kilometer permukaan daratan di bumi secara geomorfologi dipengaruhi oleh pergerakan dari pergerakan es/gletser.

Terdapat 2 proses erosi yang terjadi yang disebabkan oleh pergerakan gletser. Proses yang pertama adalah pada bagian dasar dari suatu gletser dengan sejumlah besar batuan dan sedimen yang tergerus bersamaan dengan perpindahan gletser. Proses yang kedua adalah proses erosi yang melibatkan abrasi terhadap batuan dan sedimen yang ada dipermukaan dan dibawah aliran gletser. Proses abrasi ini dikenal sebagai scouring. Scouring akan membentuk berbagai variasi bentuk bentangalam. Proses abrasi juga menghasilkan sedimen berukuran lempung yang seringkali terangkut hingga jauh ketika gletser tersebut mencair.

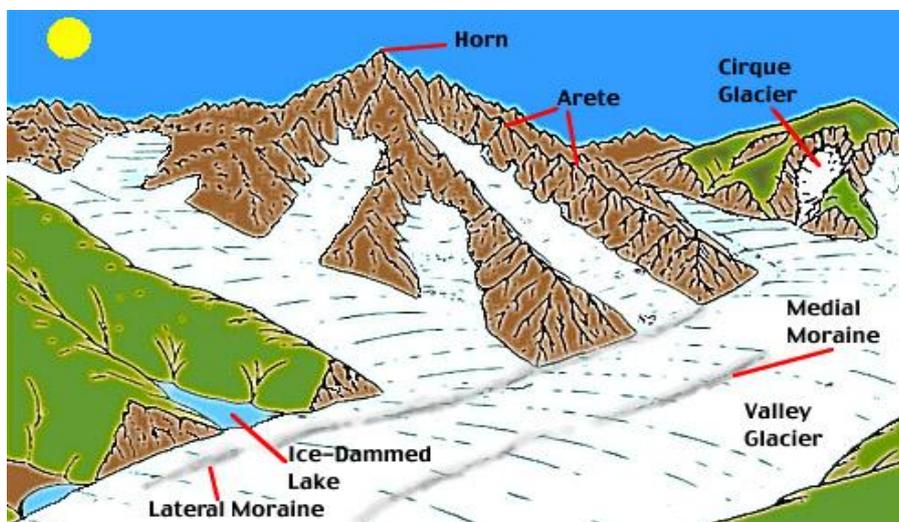
Sejumlah kenampakan bentangalam hasil erosi gletser yang sangat jelas dapat diamati di wilayah wilayah pegunungan yang mengalami dampak glasiasi. Kebanyakan dari erosi gletser tampak

dibagian bawah dan disisi sisi lembah pegunungan Alpine yang merupakan aliran gletser. Erosi ini menyebabkan bagian bawah dan disisi sisi dari setiap lembah glacial menjadi lebih lebar dan lebih dalam dari waktu ke waktu. Erosi glacial juga menghasilkan perubahan di sepanjang lembah. Lembah glacial cenderung akan berbentuk “U” bila dibandingkan dengan lembah yang berbentuk “V” yang disebabkan oleh erosi sungai.

Beberapa bentangalam hasil erosi gletser lainnya adalah **Cirque**, **Horn** dan **Arete**. Cirque adalah suatu lembah yang berbentuk oval dijumpai pada bagian atas dari lembah glacial. “**Horn**” adalah morfologi yang berupa bukit dan berbentuk pyramid, terbentuk apabila beberapa cirque mengelilingi suatu bukit (minimal 3 atau lebih cirque). Morfologi Horn yang sangat terkenal adalah **Matterhorn** terdapat di pegunungan Alps, Swiss. **Arete** adalah bentangalam berbentuk punggung atau bukit yang lancip kearah atas, bentuknya menyerupai bentuk pisau. Arete terbentuk ketika 2 gletser mengerosi secara parallel lembah yang berbentuk “U”. Arete dapat juga terbentuk ketika 2 glacial cirque mengerosi kearah hulu dari dua sisi lembah yang berdampingan.



Gambar 4-54. Bentuk bentuk bentangalam hasil aktivitas gletser

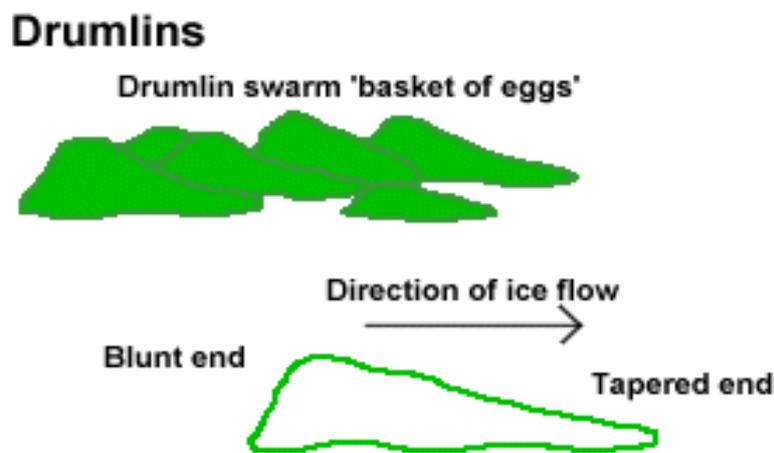


Gambar 4-55. Morfologi Gletser: Horn, Arete, Lembah Cirque, Lateral Moraine, Median Moraine, dan Lembah Gletser

Gletser dapat juga mengalir secara sinusoidal bersamaan dengan es yang mencair dalam suatu saluran es dibagian bawah es. Lapisan di bagian bawah aliran gletser yang berupa lapisan pasir dan kerikil. Ketika es mencair didalam saluran, lapisan pasir dan kerikil diendapkan sebagai punggung yang dikenal dengan sebutan **Esker**.

Bentangalam lainnya dari hasil glasiasi benua adalah endapan endapan yang berbentuk bukit yang dikenal sebagai **Drumlin**. Drumlin terbentuk ketika suatu gletser yang bergerak sangat lambat sehingga tidak memiliki energi yang cukup untuk mengerosi dan mengangkut material. Kecuali hanya membawa lempung yang ada dibawahnya, sehingga hanya membentuk bukit yang landai. Kumpulan morfologi drumlin dinamakan sebagai Swarm.

Drumlin banyak dijumpai disepanjang wilayah New York dan Wisconsin, Amerika dan Ontario, Kanada. Lereng yang landai pada drumlin mencerminkan arah dari perjalanan gletser. Dimensi dari Drumlin sangat bervariasi, panjangnya berkisar antara 100 – 5000 meter dan tingginya dapat mencapai 200 meter.



Gambar 4--56. Drumlin dan asal pergerakan gletser.



Gambar 4-57. Punggungan esker berbentuk sinusoidal (Sinuous esker ridge) yang terbentuk hasil mencairnya es gletser tahun 1992. Punggungan morain lateral tampak melatar belakang dari Esker sinusoidal.



Lembah Cirques



Lembah Glacial (Glacial Troughs)



Perbukitan Moraine



Dataran Moraine



Punggungan Arete



Lateral Glacial



Esker



Drumlin



Lembah Moraine



Dataran Moraine

Gambar 4-58. Jenis jenis Morfologi Glacial

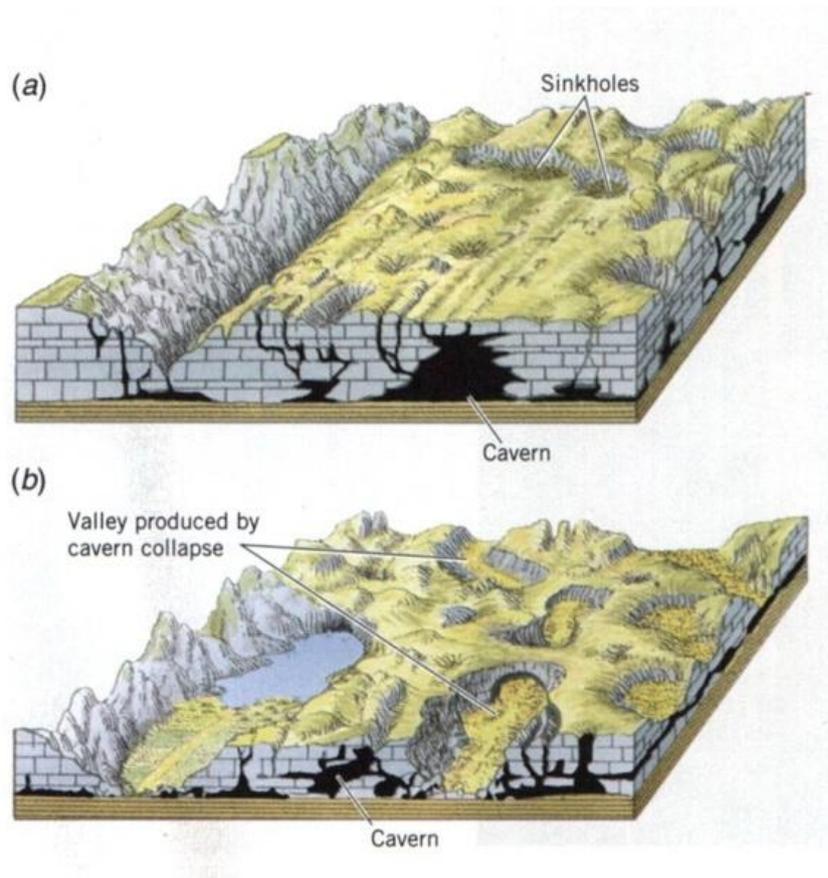
4.5.10. Morfologi Karst

Morfologi Karst atau Topografi Karst adalah termasuk kedalam bentangalam Order 3 yang terbentuk sebagai hasil dari proses erosi pada batugamping. Batugamping (CaCO_3) merupakan batuan utama karst, dan merupakan batuan penyusun bentangalam karst dengan berbagai bentuk. Adapun batuan dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) merupakan batuan yang kurang / tidak mudah mengalami pelarutan oleh media air, sehingga batuan induk dolomit kurang berkembang dalam pembentukan morfologi karst. Batuan karst tersingkap lebih dari 12% di muka bumi, baik di daratan maupun di kepulauan, akan tetapi topografi yang benar benar memperlihatkan bentuk topografi karst hanya 8% saja. Tempat tempat yang terkenal dengan bentangalam karst-nya adalah di kepulauan Bahama dan Yunani. Sebagaimana diketahui bahwa 20-25% dari populasi sirkulasi air bawah tanah (ground water) di dunia ada di wilayah batuan karst, sehingga dalam bidang hidro-geologi, studi terhadap bentangalam karst menjadi sangat penting.

Karst adalah suatu bentang alam yang tersusun dari batuan karbonat (CaCO_3 , MgCO_3 atau campuran keduanya) yang telah mengalami proses pelarutan. Batuan karbonat terlarut oleh asam karbonat (H_2CO_3) yang terbentuk akibat interaksi air hujan dengan CO_2 atmosferik maupun oleh CO_2 biogenik, yang berasal dari sisa tanaman yang membusuk (humus) di atas permukaan tanah. Kata karst berasal dari bahasa Jerman, yang mengambil alih kata carso dari bahasa Italia, atau kars dari bahasa Slovenia. Karst sendiri berasal dari suatu daerah sebelah Timur Laut kota Trieste, di daerah Slovenia, yang pada tahun 1850, tampak sangat gersang, oleh deforestasi selama berabad-abad. Ini adalah kawasan yang pertama kali dideskripsi oleh geologiwan abad lalu. Daerah ini telah mengalami penghijauan dan sudah tertutup hutan yang cukup lebat, tetapi tetap dinamakan Karst. Kawasan karst - ialah suatu bentangalam yang menampakkan karakteristik relief dan drainase yang khas, terutama disebabkan oleh derajat pelarutan batu-batuannya di dalam air, yang lebih tinggi dari kawasan lain.

Sistem dinamis dari karst menyebabkan air meteorit (hujan dan salju) mengalir dibawah permukaan dikarenakan sifat batumannya yang mudah larut dibandingkan jika mengalir diatas permukaan seperti saluran saluran sungai. Di daerah batuan karst, aliran air mengalir mengikuti rongga-rongga yang terbentuk sebagai akibat pelarutan yang berkembang pada sistem rekahannya, air masuk dan keluar melalui tepi/ujung dari batuan yang mudah larut atau ketempat tempat yang lebih rendah. Sebagai konsekuensi dari sifat tersebut maka hampir semua topografi karst sebagai gugusan bentangalam yang menjadikan air meteorit mengalir melalui rongga-rongga. Nama karst berasal wilayah Slovenia dan merupakan istilah dari kata "kras" yang berarti "stonny ground", stony karena di bagian barat Slovenia, tanah yang pertama ditutupi oleh material hasil pelapukan batugamping. Pada umumnya morfologi karst dicirikan oleh bentuk topografi yang tidak teratur dan umumnya terdapat

adanya aliran sungai bawah tanah serta lubang lubang hasil pelarutan air berbentuk dolina atau ovala.



Gambar 6-59. Proses pelarutan pada batugamping membentuk Gua (Cavern), Dolina, Uvala, dan Polje

Berbagai tipe dan bentuk bentangalam karst adalah :

1. **Morfologi Perbukitan Karst** adalah bentangalam perbukitan yang dibangun oleh batugamping dan dicirikan oleh adanya gua-gua, uvala dan dolina sebagai hasil pelarutan air.
2. **Morfologi Dataran Karst** adalah bentangalam dataran yang dibangun oleh batugamping yang diakibatkan oleh pelarutan air.
3. **Morfologi Perbukitan Kerucut Karst (Pepino Hill)** adalah bentangalam perbukitan yang berbentuk kerucut-kerucut batugamping.
4. **Morfologi Lembah Polje** adalah bentangalam yang berbentuk lembah dengan dibatasi oleh dinding yang berbentuk amphitheatre hasil erosi pada perbukitan batugamping.
5. **Morfologi Lembah Sinkhole (Lembah Dolina dan Lembah Uvala)** adalah bentangalam lembah sebagai hasil pelarutan air di daerah morfologi karst. Dolina dan Uvala dibedakan berdasarkan bentuknya, dolina berbentuk "V" dan ovala "U".
6. **Morfologi Perbukitan Menara Karst (Mogote landforms)** adalah perbukitan yang berbentuk menara menara di pegunungan karst.



Perbukitan Karst /Plateau Karst



Perbukitan kerucut karst (Pepino Hills)



Lembah Polje



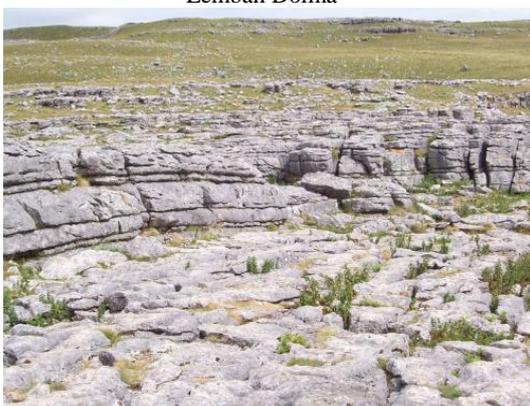
Lembah Uvala



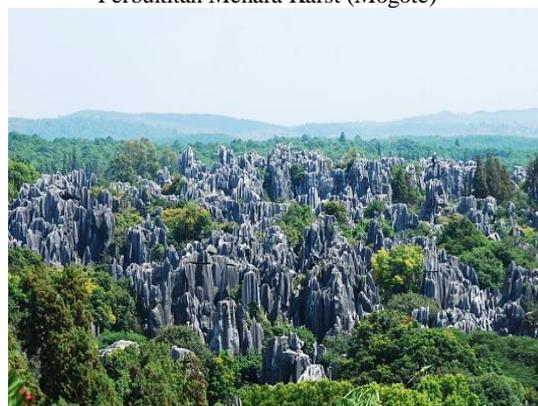
Lembah Dolina



Perbukitan Menara Karst (Mogote)



Dataran Karst



Topografi Karst

Gambar 4-60. Berbagai bentuk ekspresi bentangalam karst

Tabel 4-3. Klasifikasi Bentangalam Eksogenik (Destruksional)	
Hasil Kerja Sungai (Fluvial Proses)	Dataran Kipas Aluvial (Alluvial fan)
	Dataran Sungai Bersirat (Braided stream)
	Dataran Gosong Pasir (Sand bar)
	Dataran Tekuk Sungai (Point bar)
	Cekungan Rawa Belakang (Marsh)
	Dataran Undak / Teras Sungai (Terrace rivers)
	Punggungan Tanggul Alam (Levee)
	Dataran Limpahan Banjir (Crevasse (Crevasse plain))
	Dataran Banjir (Floodplain deposits)
	Dataran Meander
	Dataran Danau Tapal Kuda (Oxbow lake)
	Dataran Delta Sungai (River dominated delta)
	Punggungan Tanggul Pantai (Barrier)
Hasil Kerja Pantai (Coastal Proses)	Dataran/Paparan Pasangsurut (Tidal platforms))
	Punggungan Gosong Spit
	Cekungan Laguna (Lagoon)
	Punggungan Gosong Tombolo
	Dataran Teras/Undak Laut (Marine Terrace)
	Paparan Terumbu Karang
	Dataran Pantai Submergent
	Dataran Pantai Emergent
	Bukit Menara Pantai (Stack and Arched)
	Punggungan Gumuk Pantai (Sand dunes / Barchan dunes)
	Dataran Delta (Delta and Estuary plains)
Hasil Kerja Angin (Aeolian Proses)	Punggungan Gumuk Pasir (Sand dunes)
	Kipas Talus (Scree landform)
	Dataran Gurun (Loess landform)
	Dataran Arroyos
	Punggungan Pediment
Bukit/Punggungan Inselberg	
Hasil Kerja Gletser (Glacial Proses)	Lembah Cirque
	Lembah Glasial (Glacial Troughs)
	Punggungan Horn (Horn Peaks)
	Punggungan Arete
	Punggungan Moraine
	Dataran Moraine
	Punggungan Esker
Punggungan Drumlin	
Karst	Perbukitan/Bukit Kerucut Karst (Pepino hills)
	Lembah Dolina
	Lembah Uvala
	Lembah Polje
	Perbukitan Karst
	Dataran Karst
Perbukitan / Bukit Menara Karst (Mogote)	

Ringkasan

- **Gaya endogen** adalah semua gaya yang berasal dari dalam bumi, seperti aktivitas tektonik berupa pergerakan antar lempeng dan pembentukan pegunungan (orogenesis), aktivitas magmatis yang berupa intrusi magma ke permukaan atau dekat permukaan bumi, dan aktivitas vulkanisme berupa pembentukan gunungapi, erupsi/letusan gunungapi: aliran lava maupun semburan material piroklastik.
- **Gaya eksogen** adalah gaya yang dipengaruhi oleh energi matahari dan gaya tarik bumi (gravitasi). Adapun yang termasuk dalam gaya eksogen adalah pelapukan, erosi, mass wasting dan sedimentasi.
- **Bentangalam endogenik** adalah bentangalam yang proses pembentukannya dikontrol oleh gaya-gaya endogen, seperti aktivitas gunungapi, aktivitas magma dan aktivitas tektonik (perlipatan dan patahan). Bentuk bentangalam endogen dalam geomorfologi dikenal sebagai bentuk bentangalam konstruksional.
- **Bentangalam eksogenik** adalah bentuk bentangalam yang proses pembentukannya dikontrol oleh gaya eksogen. Bentangalam eksogen dikenal juga sebagai bentangalam destruksional.
- **Jentera Geomorfik** adalah suatu tahapan dari bentuk-bentuk bentangalam / morfologi sebagai akibat dari proses-proses geomorfologi yang bekerja terhadap bentangalam tersebut. Jentera geomorfik dapat dibagi menjadi tahapan muda, dewasa, tua, dan tahapan pendataran kembali (penepleinisasi).
- **Pelapukan** adalah proses desintegrasi atau dekomposisi dari material penyusun kulit bumi yang berupa batuan. Pelapukan sangat dipengaruhi oleh kondisi iklim, temperatur dan komposisi kimia dari mineral-mineral penyusun batuan.
- **Erosi** adalah proses pengikisan yang terjadi pada batuan maupun hasil pelapukan batuan (tanah) oleh media air, angin, maupun es/gletser.
- **Mass wasting** pada dasarnya adalah gerakan batuan, regolith, dan tanah ke arah kaki lereng sebagai akibat dari pengaruh gaya berat (gravity).
- **Sedimentasi** adalah suatu proses pengendapan material yang ditransport oleh media air, angin, es/gletser di suatu cekungan.

Pertanyaan Ulangan

1. Sebutkan faktor-faktor apa saja yang dapat mempengaruhi perubahan bentuk bentangalam ?
2. Sebutkan bentuk-bentuk bentangalam yang dikontrol oleh gaya endogen ?
3. Sebutkan bentuk-bentuk bentangalam yang dikontrol oleh gaya-gaya eksogen ?
4. Sebutkan jenis-jenis pelapukan dan erosi ?
5. Jelaskan perbedaan antara stadia erosi sungai dan jentera geomorfik ?
6. Sebut dan jelaskan faktor yang menjadi mengontrol dari bentuk-bentuk pola pengaliran sungai (drainage pattern) ?
7. Sebutkan bentuk bentangalam hasil proses aktivitas fluvial ?
8. Sebutkan bentuk bentangalam hasil proses aktivitas pantai ?
9. Sebutkan beberapa bentangalam hasil proses aktivitas angin ?
10. ? Sebutkan beberapa bentangalam hasil proses aktivitas gletser ?

5

Geomorfologi**5.1. Definisi dan Pengertian Geomorfologi**

Pada hakekatnya geomorfologi dapat didefinisikan sebagai ilmu tentang rona muka bumi beserta aspek-aspek yang mempengaruhinya. Kata Geomorfologi (*Geomorphology*) berasal bahasa Yunani, yang terdiri dari tiga kata yaitu: *Geos* (*erath/bumi*), *morphos* (*shape/bentuk*), *logos* (*knowledge* atau ilmu pengetahuan). Berdasarkan dari kata-kata tersebut, maka pengertian geomorfologi merupakan pengetahuan tentang bentuk-bentuk permukaan bumi.

Worcester (1939) mendefinisikan geomorfologi sebagai deskripsi dan tafsiran dari bentuk rona muka bumi. Definisi Worcester ini lebih luas dari sekedar ilmu pengetahuan tentang bentangalam (*the science of landforms*), sebab termasuk pembahasan tentang kejadian bumi secara umum, seperti pembentukan cekungan lautan (*ocean basin*) dan paparan benua (*continental platform*), serta bentuk-bentuk struktur yang lebih kecil dari yang disebut diatas, seperti plain, plateau, mountain dan sebagainya. Lobeck (1939) dalam bukunya “*Geomorphology: An Introduction to the study of landscapes*”. Landscapes yang dimaksudkan disini adalah bentangalam alamiah (*natural landscapes*). Dalam mendeskripsi dan menafsirkan bentuk-bentuk bentangalam (*landform* atau *landscapes*) ada tiga faktor yang diperhatikan dalam mempelajari geomorfologi, yaitu: **struktur**, **proses** dan **stadia**. Ketiga faktor tersebut merupakan satu kesatuan dalam mempelajari geomorfologi.

Para ahli geomorfologi mempelajari bentuk bentuk bentangalam yang dilihatnya dan mencari tahu mengapa suatu bentangalam terjadi, Disamping itu juga untuk mengetahui sejarah dan perkembangan suatu bentangalam, disamping memprediksi perubahan perubahan yang mungkin terjadi dimasa mendatang melalui suatu kombinasi antara observasi lapangan, percobaan secara fisik dan pemodelan numerik. Geomorfologi sangat erat kaitannya dengan bidang ilmu seperti fisiografi, meteorologi, klimatologi, hidrologi, geologi, dan geografi. Kajian mengenai geomorfologi yang pertama kalinya dilakukan yaitu kajian untuk pedologi, satu dari dua cabang dalam ilmu tanah. Bentangalam merupakan respon terhadap kombinasi antara proses alam dan antropogenik. Bentangalam terbentuk melalui pengangkatan tektonik dan vulkanisme, sedangkan denudasi terjadi melalui erosi dan mass wasting. Hasil dari proses denudasi diketahui sebagai sumber bahan sedimen yang kemudian diangkut dan diendapkan di daratan, pantai maupun lautan. Bentangalam dapat juga mengalami penurunan melalui peristiwa amblesan yang disebabkan oleh proses tektonik atau sebagai hasil perubahan fisik yang terjadi dibawah endapan sedimen. Proses proses tersebut satu dan lainnya terjadi dan dipengaruhi oleh perbedaan iklim, ekologi, dan aktivitas manusia.

Model geomorfik yang pertama kali diperkenalkan adalah model tentang siklus geomorfik atau siklus erosi, dikembangkan oleh William Morris Davis (1884–1899). Siklus geomorfik terinspirasi dari teori uniformitarianisme yang pertama kalinya dikenalkan oleh James Hutton (1726-1797). Berkaitan dengan bentuk-bentuk lembah yang terdapat dimuka bumi, siklus geomorfik mampu menjelaskan urutan dari suatu sungai yang mengikis lembah yang

mengakibatkan kedalaman suatu lembah menjadi lebih dalam lagi, sedangkan proses erosi yang terjadi pada kedua sisi lembah yang terjadi secara teratur akan membuat lembah menjadi landai kembali dan elevasinya menjadi semakin lebih pula. Siklus ini akan bekerja kembali ketika terjadi pengangkatan dari daratan.

5.2. Hubungan Geomorfologi dengan Ilmu Ilmu Lain

Ilmu-ilmu yang erat hubungannya dengan geomorfologi terutama adalah Ilmu Kebumihan, termasuk diantaranya adalah:

- **Fisiografi.** Pada awalnya fisiografi mencakup studi tentang atmosfer, hidrologi dan bentangalam dan studi yang mempelajari ketiga objek tersebut umumnya berkembang di benua Eropa, sedangkan geomorfologi merupakan salah satu cabang dari Fisiografi. Dengan semakin majunya perkembangan studi tentang atmosfer (meteorologi) dan hidrologi di Amerika menyebabkan objek studi Fisiografi menjadi lebih terbatas, yaitu hanya mempelajari bentangalam saja, sehingga di Amerika istilah Fisiografi identik dengan Geomorfologi.
- **Geologi** mempunyai objek studi yang lebih luas dari geomorfologi, karena mencakup studi tentang seluruh kerak bumi, sedangkan geomorfologi hanya terbatas pada studi permukaan dari pada kerak bumi. Oleh karena itu maka geomorfologi dianggap sebagai cabang dari geologi dan kemudian dalam perkembangannya geomorfologi menjadi suatu ilmu tersendiri, terlepas dari geologi. Geologi struktur dan geologi dinamis adalah cabang-cabang ilmu geologi yang sangat membantu dalam mempelajari geomorfologi. Dengan geologi dinamis dapat membantu untuk menjelaskan evolusi permukaan bumi, sedangkan geologi struktur membantu dalam menjelaskan jenis-jenis dari bentuk-bentuk bentangalam. Banyak bentuk bentangalam dicerminkan oleh struktur geologinya. Oleh karena itu untuk mempelajari geomorfologi maka diperlukan pengetahuan dari ilmu-ilmu tersebut.
- **Meteorologi dan Klimatologi**, yang mempelajari keadaan fisik dari atmosfer dan iklim. Ilmu ini mempunyai pengaruh, baik langsung maupun tidak langsung terhadap proses perubahan permukaan muka bumi. Kondisi cuaca seperti terjadinya angin, petir, kelembaban udara dan pengaruh perubahan iklim dapat membawa perubahan-perubahan yang besar terhadap bentuk permukaan muka bumi yang ada. Oleh karena itu untuk mempelajari perubahan-perubahan yang terjadi di permukaan bumi, diperlukan pengetahuan tentang ilmu-ilmu tersebut.
- **Hidrologi** adalah ilmu yang mempelajari tentang segala sesuatu mengenai air yang ada di bumi (the science of the waters of the earth), termasuk dalam hal ini air yang ada di sungai-sungai, danau-danau, lautan dan air bawah tanah. Pengetahuan mengenai hidrologi juga akan membantu dalam mempelajari geomorfologi. Sama halnya dengan atmosfer, air dapat juga menyebabkan perubahan-perubahan atas permukaan muka bumi yang ada dan dapat meninggalkan bekas-bekasnya.
- **Geografi** mempunyai objek studi yang lebih luas dari pada geomorfologi, sebab mencakup aspek-aspek fisik dan sosial dari pada permukaan bumi. Sedangkan geomorfologi menekankan pada bentuk-bentuk yang terdapat pada permukaan bumi. Geografi menekankan kajiannya pada “Space Oriented” yang dapat menunjukkan dimana dan bagaimana penyebaran dari pada bentuk bentangalam serta mengapa penyebarannya demikian. Mengingat sifat dari geografi yang “Anthropocentris”, dan dalam hubungannya dengan studi geomorfologi, maka muncullah suatu sub disiplin ilmu yaitu “Geography of landform”. Dimana didalamnya juga mencakup, bagaimana meng-aplikasikan setiap jenis

bentangalam untuk aktivitas dan kehidupan manusia. Dengan kata lain dapat menjalin suatu hubungan timbal balik antara manusia dengan bentangalam yang ada.

5.3. Konsep Dasar Geomorfologi

Untuk mempelajari geomorfologi diperlukan dasar pengetahuan yang baik dalam bidang klimatologi, geografi, geologi serta sebagian ilmu fisika dan kimia yang mana berkaitan erat dengan proses dan pembentukan muka bumi. Secara garis besar proses pembentukan muka bumi menganut azas berkelanjutan dalam bentuk daur geomorfik (*geomorphic cycles*), yang meliputi pembentukan daratan oleh tenaga dari dalam bumi (*endogen*), proses penghancuran/pelapukan karena pengaruh luar atau tenaga *eksogen*, proses pengendapan dari hasil penghancuran muka bumi (*agradasi*), dan kembali terangkat karena tenaga *endogen*, demikian seterusnya merupakan siklus geomorfologi yang ada dalam skala waktu sangat lama.

1. Hukum-hukum fisika, kimia dan biologi yang berlangsung saat ini berlangsung juga pada masa lampau, dengan kata lain gaya-gaya dan proses-proses yang membentuk permukaan bumi seperti yang kita amati saat ini telah berlangsung sejak terbentuknya bumi.
2. Struktur geologi merupakan faktor pengontrol yang paling dominan dalam evolusi bentangalam dan struktur geologi akan dicerminkan oleh bentuk bentangalamnya.
3. Relief muka bumi yang berbeda antara satu dengan yang lainnya boleh jadi karena derajat pembentukannya juga berbeda.
4. Proses-proses geomorfologi akan meninggalkan bekas-bekas yang nyata pada bentangalam dan setiap proses geomorfologi akan membentuk bentuk bentangalam dengan karakteristik tertentu (meninggalkan jejak yang spesifik yang dapat dibedakan dengan proses lainnya secara jelas).
5. Akibat adanya intensitas erosi yang berbeda beda di permukaan bumi, maka akan dihasilkan suatu urutan bentuk bentangalam dengan karakteristik tertentu disetiap tahap perkembangannya.
6. Evolusi geomorfik yang kompleks lebih umum dijumpai dibandingkan dengan evolusi geomorfik yang sederhana (perkembangan bentuk muka bumi pada umumnya sangat kompleks/rumit, jarang sekali yang prosesnya sederhana).
7. Bentuk bentangalam yang ada di permukaan bumi yang berumur lebih tua dari Tersier jarang sekali dijumpai dan kebanyakan daripadanya berumur Kuartar.
8. Penafsiran secara tepat terhadap bentangalam saat ini tidak mungkin dilakukan tanpa mempertimbangkan perubahan iklim dan geologi yang terjadi selama zaman Kuartar (Pengenalan bentangalam saat sekarang harus memperhatikan proses yang berlangsung sejak zaman Pleistosen)
9. Adanya perbedaan iklim di muka bumi perlu menjadi pengetahuan kita untuk memahami proses-proses geomorfologi yang berbeda beda yang terjadi di muka bumi (dalam mempelajari bentangalam secara global/skala dunia, pengetahuan tentang iklim global sangat diperlukan)
10. Walaupun fokus pelajaran geomorfologi pada bentangalam masa kini, namun untuk mempelajari diperlukan pengetahuan sejarah perkembangannya.

Di samping konsep dasar tersebut di atas, dalam mempelajari geomorfologi cara dan metode pengamatan perlu pula diperhatikan. Apabila pengamatan dilakukan dari pengamatan lapangan saja, maka informasi yang diperoleh hanya mencakup pengamatan yang sempit (hanya sebatas kemampuan mata memandang), sehingga tidak akan diperoleh gambaran yang luas terhadap bentangalam yang diamati. Untuk mengatasi hal tersebut perlu dilakukan beberapa hal:

- a. Pengamatan bentangalam dilakukan dari tempat yang tinggi sehingga diperoleh pandangan yang lebih luas. Namun demikian, cara ini belum banyak membantu dalam mengamati bentangalam, karena walaupun kita berada pada ketinggian tertentu, kadangkala pandangan tertutup oleh hutan lebat sehingga pandangan terhalang. Kecuali, tempat kita berdiri pada saat pengamatan bentangalam merupakan tempat tertinggi dan

tidak ada benda satupun yang menghalangi. Itupun hanya terbatas kepada kemampuan mata memandang.

- b. Pengamatan dilakukan secara tidak langsung di lapangan dengan menggunakan citra pengideraan jauh baik citra foto maupun citra non foto, cara ini dapat melakukan pengamatan yang luas dan cepat.

5.4. Relief Bumi

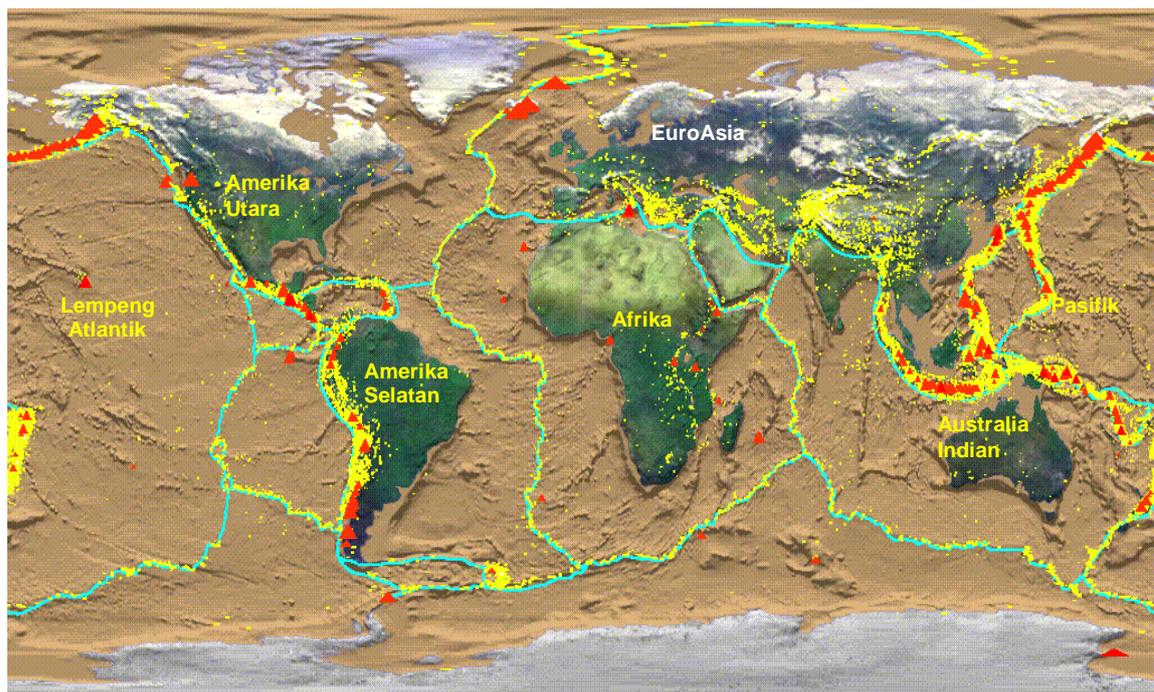
Relief bumi yang dimaksudkan disini adalah mencakup pengertian yang sangat luas, baik yang terdapat pada benua-benua ataupun yang terdapat didasar lautan. Berdasarkan atas pengertian yang luas tersebut, maka relief bumi dapat dikelompokkan atas 3 golongan besar, yaitu:

1. Relief Orde I (Relief of the first order)
2. Relief Orde II (Relief of the second order)
3. Relief Orde III (Relief of the third order)

Pengelompokan atas ketiga jenis relief diatas didasarkan pula atas kejadiannya masing-masing. Karena itu pula didalamnya terkandung unsur waktu relatif.

5.4.1. Relief Orde Pertama

Yang terdiri atas Paparan Benua (Continental Platforms) dan Cekungan Lautan (Ocean Basin). Bentuk-bentuk dari orde pertama ini mencakup dimensi yang sangat luas dimuka bumi. Sebagaimana diketahui bahwa luas daratan beserta air seluruhnya sebesar 107.000.000 mil persegi, yang terdiri dari luas benua (continents) sebesar 56.000.000 mil persegi dan sisanya 10.000.000 mil persegi merupakan luas continental shelf. Yang dimaksud dengan paparan benua meliputi benua dan tepi benua(continental shelf). Dengan demikian luas total paparan benua (continental platforms) adalah 66.000.000 mil persegi. Paparan benua Amerika Utara & Selatan, Eurasia, Afrika, Australia, dan Antartika merupakan bahagian-bahagian yang tertinggi dari permukaan litosfir.



Gambar 5-1 Relief Order I : Benua dan Cekungan Samudra

Tepi Benua (Continental shelf) adalah bagian dari paparan benua (continental platforms) yang terletak dibawah permukaan air laut. Cekungan Lautan (Ocean Basin) mempunyai kedalaman rata-rata 2,5 mil dibawah muka air laut, walaupun kita tahu bahwa dasar lautan memiliki bentuk topografi yang tidak teratur. Terdapat banyak depressi-depressi yang sangat dalam dari batas kedalaman rata-rata yang dikenal sebagai Palung Laut (Ocean Troughs), disamping itu terdapat pula bagian-bagian dasar laut yang muncul dipermukaan atau secara berangsur berada dekat dengan permukaan air laut.

Relief order pertama diketahui sangat erat hubungannya dengan proses kejadian bumi, dengan demikian teori-teori tentang geologi, astronomi, fisika dan matematika, seperti “Planetesimal Hypothesis”, “Liquid Earth Theories” maupun “Continental Drift Theory” menjadi bagian yang tak terpisahkan dalam pembentukan relief orde pertama

5.4.2. Relief Orde Kedua

Relief orde Kedua biasa disebut juga sebagai bentuk bentuk yang membangun (Constructional forms), hal ini disebabkan relief orde kedua dibentuk oleh gaya endogen sebagai gaya yang bersifat membangun (Constructional Forces). Kawasan benua-benua dan Cekungan-cekungan laut merupakan tempat keberadaan atau terbentuknya satuan-satuan dari relief dari orde kedua, seperti dataran, plateau, dan pegunungan.

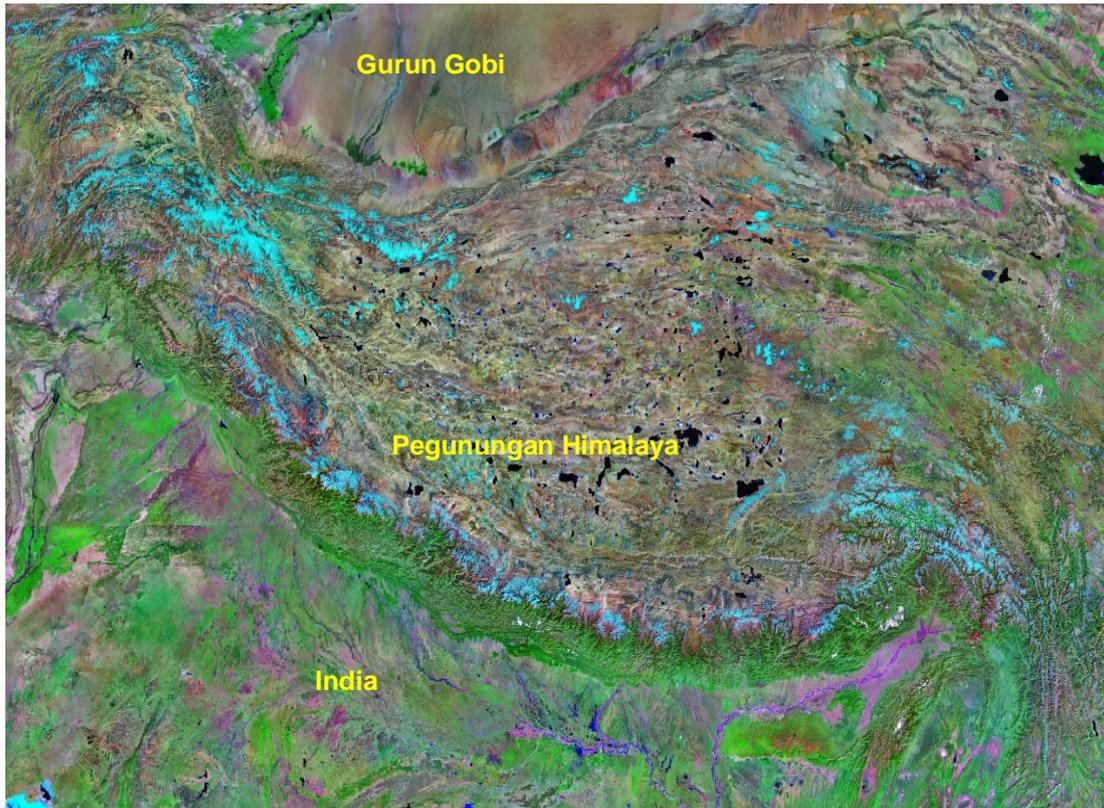
Gaya endogen yang berasal dari dalam bumi dapat mengakibatkan terjadinya perubahan-perubahan diatas muka bumi. Adapun gaya endogen dapat berupa:

1. Epirogenesa (berasal dari bahasa Latin: epiros = benua dan genesis = pembentukan), proses epirogenesa yang terjadi pada daerah yang sangat luas maka akan terbentuk suatu benua, dan pembentukan benua dikenal sebagai “continent buiding forces”.
2. Orogenesa (berasal dari bahasa latin: Oros = gunung, dan genesis = pembentukan), proses orogenesa yang terjadi pada daerah yang luas akan membentuk suatu pegunungan dan dikenal sebagai “mountain building forces”.

Kedua gaya endogen tersebut diatas menyebabkan terbentuknya bentuk-bentuk bentangalam yang membangun (contructional landforms). Apabila disuatu daerah yang tersusun dari batuan yang perlapisannya horisontal maka terbentuk bentangalam yang disebut dengan Dataran (Plain) atau Plateau. Proses ini dapat terjadi pada lapisan-lapisan batuan yang berada di bawah laut kemudian terangkat oleh gaya endogen menghasilkan bentuk bentangalam daratan atau plateau.

Gaya endogen dapat juga melipat lapisan-lapisan batuan sedimen yang awalnya horisontal menjadi suatu bentuk kubah (dome mountains) dan apabila gaya endogen mengakibatkan terjadinya dislokasi dari blok blok yang mengalami patahan serta lapisan batuan mengalami tilting, maka dikenal dengan bentuk pegunungan patahan (faulted mountains). Apabila gaya endogen mengakibatkan batuan sedimen terlipat kuat menghasilkan perlipatan sinklin dan antiklin maka akan menghasilkan pegunungan lipatan (folded mountains). Sedangkan apabila dipengaruhi oleh lipatan dan patahan akan menghasilkan pegunungan lipat pathan (complex mountains).

Kelompok lainnya dari relief orde kedua adalah bentuk bentangalam yang dihasilkan oleh aktivitas vulkanik yang dikenal bentangalam gunungapi. Bentuk bentuk bentangalam yang dihasilkan oleh proses endogen diatas masih brada dalam tahapan awal (initial stage). Bentuk bentuk bentangalam ini kemudian akan mengalami proses penghancuran oleh gaya eksogen (destruction forces) yang memungkinkan terjadinya perubahan dari bentuk aslinya.



Gambar 5-2 Citra pegunungan “Himalaya” yang terdapat di Nepal yang masuk kedalam relief orde kedua.



Gambar 5-3 Pemandangan permukaan “Pegunungan Himalaya, Nepal”



Gambar 5-4 Citra pegunungan “Appalachian” yang terdapat di Amerika Serikat yang masuk kedalam relief orde kedua.



Gambar 5-5 Pemandangan permukaan “Pegunungan Appalachian, USA”

5.4.3. Relief Orde Ketiga

Relief order ketiga dikenal juga sebagai bentuk bentuk yang bersifat menghancurkan (Destructional forms), hal ini disebabkan karena relief ini dibentuk oleh proses proses eksogen. Bentuk bentangalam yang berasal dari proses-proses eksogenik banyak dijumpai pada relief orde ketiga dan jumlahnya tak terhitung banyaknya dimana bentuk bentuk bentangalam ini memperindah dan menghiasi bentuk-bentuk bentangalam konstruksional dari relief orde kedua. Proses eksogenik akan meninggalkan bentuk-bentuk lahan hasil erosi, seperti: Valleys dan Canyons, meninggalkan sisa sisa residu membentuk bentuk bentangalam seperti tiang (peak landforms) dan kolom-kolom batuan yang tahan terhadap erosi, sehingga masih menyisakan bentuk-bentuk seperti diatas, disamping itu juga akan meninggalkan bentuk-bentuk pengendapan (depositional forms), seperti delta atau tanggul. Relief orde ketiga ini dapat dikelompokkan berdasarkan atas energi yang merusak atau agen yang bersifat membangun. Ada 4 (empat) agent yang utama, yaitu sungai (streams), gletser (glaciers), gelombang (waves) dan angin (winds), sedangkan pelapukan merupakan pemeran utama bagi keempat agen tersebut.

1. Bentuk-bentangalam yang dihasilkan oleh aktivitas sungai (fluvial), yaitu:

- a. Bentuk bentangalam hasil erosi (Erosional forms), seperti: gullies, valleys, gorges dan canyons.
- b. Bentuk bentangalam hasil residu (Residual forms), seperti: peaks, ronadocks, summits areas.
- c. Bentuk bentangalam hasil pengendapan (Depositional forms) seperti: alluvial fans, flood plains and deltas.

2. Bentuk-bentangalam yang dihasilkan oleh energi dari luncuran es (gletser) yaitu:

- a. Bentuk bentangalam hasil erosi (Erosional forms), seperti: cirques, glacial trough
- b. Bentuk bentangalam hasil residu (Residual forms), seperti: patterhorn-peaks, aretes, roche eontounees
- c. Bentuk bentangalam hasil pengendapan (Depositional forms), seperti: deraine, drumlins, kame dan esker.

3. Bentuk bentangalam yang dihasilkan oleh energi gelombang laut, yaitu:

- a. Bentuk bentangalam hasil erosi (Erosional forms), seperti: erode sea caves
- b. Bentuk bentangalam hasil residu (Residual forms), seperti: stacks & Arches
- c. Bentuk bentangalam hasil pengendapan (Depositional forms) seperti: beaches, bars & spits

4. Bentuk bentangalam yang diciptakan oleh energi angin, yaitu:

- a. Bentuk bentangalam hasil erosi (Erosional forms), seperti: blow holes pada daerah-daerah yang berpasir
- b. Bentuk bentangalam hasil residu (Residual forms), seperti: pedestal dan mushroom rocks.
- c. Bentuk bentangalam hasil pengendapan (Depositional forms) seperti: endapan pasir atau lempung dalam bentuk dunes atau loess.

Selain energi yang merusak secara fisik tersebut, organisme juga dapat menjadi agen yang cenderung merusak batuan-batuan di permukaan bumi, sebaliknya aktivitas pengendapan dapat menghasilkan bentuk-bentuk seperti coral-reefs dan hills. Dapat disimpulkan, bahwa waktu terbentuknya ketiga orde relief itu berbeda-beda. Relief bentuk pertama terbentuk lebih dulu dari pada relief orde kedua dan relief orde kedua terbentuk lebih dulu dari pada relief orde ketiga.



Relief order 3 yang dihasilkan oleh aktivitas sungai (fluvial): Gullies (kiri) dan Kipas Aluvial (kanan)



Relief order 3 yang dihasilkan oleh energi dari luncuran es : glacial trough (kiri) dan cirques glacial (kanan)



Relief order 3 yang dihasilkan oleh energi gelombang laut: erode sea caves (kiri) dan stacks & Arches (kanan)



Relief order 3 yang dihasilkan oleh energi angin: Sandunes (kiri) dan pedestal (kanan)

5.5. Struktur, Proses dan Stadia

Struktur, proses dan stadia merupakan faktor-faktor penting dalam pembahasan geomorfologi. Pembahasan sesuatu daerah tidaklah lengkap kalau salah satu diantaranya tidak dikemukakan (diabaikan). Pada pembahasan terdahulu, telah dikemukakan ketiga faktor tersebut dikenal sebagai prinsip-prinsip dasar geomorfologi, sedangkan pada bagian ini akan lebih diperjelas lagi, bagaimana arti dan kedudukan ketiga faktor tersebut dalam studi geomorfologi.

5.5.1. Struktur

Untuk mempelajari bentuk bentangalam suatu daerah, maka hal yang pertama harus diketahui adalah struktur geologi dari daerah tersebut. Sebagaimana telah dikemukakan, bahwa struktur geologi adalah faktor penting dalam evolusi bentangalam dan struktur itu tercerminkan pada muka bumi, maka jelas bahwa bentangalam suatu daerah itu dikontrol/dikendalikan oleh struktur geologinya. Selain daripada struktur geologi, adalah sifat-sifat batuan, yaitu antara lain apakah pada batuan terdapat rekahan-rekahan (kekar), ada tidaknya bidang lapisan, patahan, kegemburan, sifat porositas dan permiabilitas batuan satu dengan yang lainnya.

Menurut Thornburry, bahwa pengertian struktur dalam geomorfologi mempunyai pengertian yang lebih luas lagi, sedangkan Lobeck membedakan antara “Struktur Geologi” dan “Struktur Bentangalam”. Beberapa istilah struktur geologi: struktur horisontal, struktur dome, struktur patahan, struktur lipatan, struktur gunungapi; Beberapa istilah struktur bentangalam: dataran atau plateau, bukit kubah, pegunungan patahan, pegunungan lipatan, pegunungan kompleks. Karena struktur bentangalam ditentukan oleh struktur geologinya, dimana struktur geologi terjadi oleh gaya endogen, maka struktur bentangalam dapat diartikan sebagai bentuk bentangalam yang terjadi akibat gaya endogen.

5.5.2. Proses

Banyak para ahli, seperti Worcester, Lobeck, dan Dury berbeda dalam menafsirkan tentang pengertian proses geomorfologi, mereka beranggapan bahwa yang dimaksud dengan proses disini adalah proses yang berasal dari dalam dan luar bumi (proses endogenik dan proses eksogenik), ada pula yang beranggapan proses disini adalah energi yang berasal dari luar bumi (gaya eksogen) saja. Adapun pengertian proses disini adalah energi yang bekerja di permukaan bumi yang berasal dari luar bumi (gaya eksogen) dan bukan yang berasal dari dalam bumi (gaya endogen). Pengertian “Geomorphic Processes” semata-mata dijiwai oleh energi / proses yang berasal dari luar bumi, dengan alasan adalah:

1. Energi yang berasal dari dalam bumi (gaya endogen) lebih cenderung sebagai faktor yang membangun, seperti pembentukan dataran, plateau, pegunungan kubah, pegunungan lipatan, pegunungan patahan, dan gunungapi.
2. Energi yang berasal dari luar bumi (gaya eksogen) lebih cenderung merubah bentuk atau struktur bentangalam.

Gaya merusak inilah yang menyebabkan adanya tahapan stadia atau “stages” pada setiap jenis bentangalam. Stadia atau stage tidak disebabkan oleh gaya endogen seperti diastrophisme atau vulcanisme. Tak dapat disangkal, bahwa memang kedua gaya (endogen dan eksogen), yang disebut juga sebagai proses endogenik dan proses eksogenik mempunyai pengaruh yang dominan dalam pembentukan suatu bentangalam yang spesifik diatas muka bumi ini, oleh karena itu maka sejarah genetika bentangalam dibagi menjadi dua golongan besar yaitu:

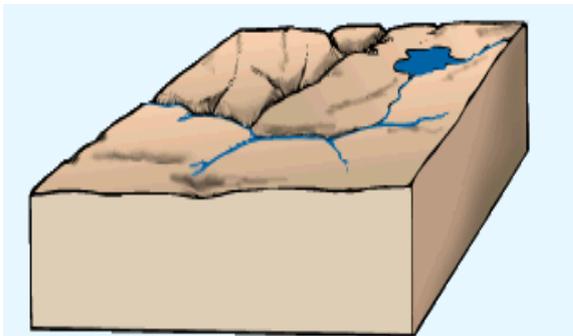
1. Bentangalam kontruksional, yaitu semua bentangalam yang terbentuk akibat gaya endogen (gaya eksogen belum bekerja disini, jadi masih berada pada tingkat initial).

2. Bentangalam destruksional, yaitu semua bentangalam yang terbentuk akibat gaya eksogen terhadap bentangalam yang dihasilkan oleh gaya endogen, melalui proses pelapukan, erosi, abrasi, dan sedimentasi.

Dengan demikian dapat dijelaskan bahwa yang dimaksud dengan proses disini adalah semua gaya yang berdampak terhadap penghancuran (perombakan) bentuk bentangalam yang terjadi akibat gaya endogen sehingga memungkinkan bentangalam mengalami stadia Muda, Dewasa, dan Tua. Proses perombakan bentangalam terjadi melalui sungai (proses fluvial), gletser, gelombang, dan angin. Keempatnya disebut juga sebagai agen yang dinamis (mobile agents/geomorphic agent) karena mereka dapat mengikis dan mengangkut material-material di bumi dan kemudian mengendapkannya pada tempat-tempat tertentu.

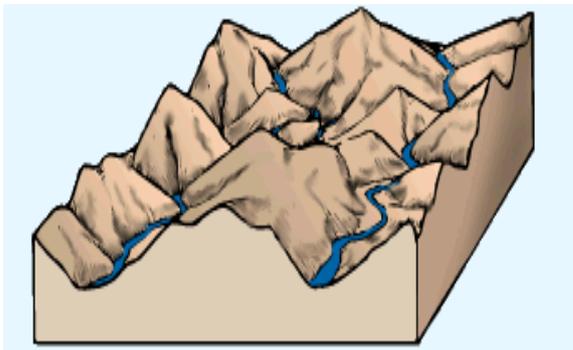
5.5.3. Stadia

Stadia/tingkatan bentangalam (jentera geomorfik) dinyatakan untuk mengetahui seberapa jauh tingkat kerusakan yang telah terjadi dan dalam tahapan/stadia apa kondisi bentangalam saat ini. Untuk menyatakan tingkatan (jentera geomorfik) digunakan istilah: (1) Muda, (2) Dewasa dan (3) Tua. Tiap-tiap tingkatan dalam geomorfologi itu ditandai oleh sifat-sifat tertentu yang spesifik, bukan ditentukan oleh umur bentangalam (gambar 5-6).



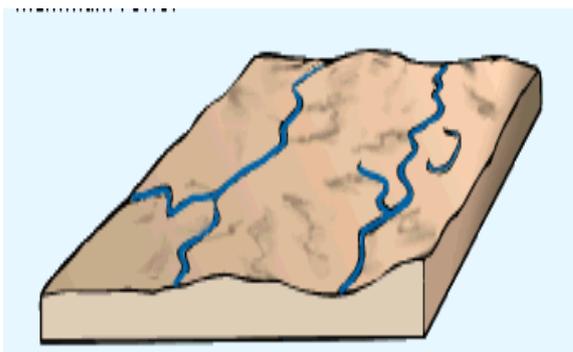
Stadia Muda:

Dicirikan oleh lembah berbentuk “V”, tidak dijumpai dataran banjir, banyak dijumpai air terjun, aliran air deras, erosi vertikal lebih dominan dibandingkan erosi lateral.



Stadia Dewasa:

Dicirikan oleh relief yang maksimal, dengan bentuk lembah sudah mulai cenderung berbentuk “U” dimana erosi vertikal sudah seimbang dengan erosi lateral, cabang-cabang sungai sudah memperlihatkan bentuk meandering.



Stadia Tua:

Dicirikan oleh lembah dan sungai meander yang lebar, erosi lateral lebih dominan dibandingkan erosi vertikal karena permukaan erosi sudah mendekati ketinggian dasar muka air.

Gambar 5-6 Satu siklus geomorfologi : Muda, Dewasa, dan Tua

5.6. Klasifikasi Bentangalam

Sehubungan dengan stadia geomorfologi yang dikenal juga sebagai Siklus Geomorfik (Geomorphic cycle) yang pada mulanya diajukan Davis dengan istilah Geomorphic cycle. Siklus dapat diartikan sebagai suatu peristiwa yang mempunyai gejala yang berlangsung secara terus menerus (kontinyu), dimana gejala yang pertama sama dengan gejala yang terakhir. Siklus geomorfologi dapat diartikan sebagai rangkaian gejala geomorfologi yang sifatnya menerus. Misalnya, suatu bentangalam dikatakan telah mengalami satu siklus geomorfologi apabila telah melalui tahapan perkembangan mulai tahap muda, dewasa dan tua.

Tabel 5-1 Klasifikasi Bentangalam (Lobeck, 1939)

KLASIFIKASI BENTANGALAM									
I. BENTANGALAM KONTRUKSIONAL									
STRUKTUR			PROSES				STADIA		
GEOLOGI		BENTANGALAM	GAYA PENGHANCUR				MUDA	DEWASA	TUA
Sederhana	Horisontal	Dataran Relief Rendah	A r u s	G l e t s e r	G e l o m b a n g	A n g i n	Dataran Muda	Dataran Dewasa	Dataran Tua
	Horisontal	Plateau Relief Tinggi					Plateau Muda	Plateau Dewasa	Plateau Tua
Komplek	Kubah (Dome)	Pegunungan Kubah					Pegunungan Kubah Muda	Pegunungan Kubah Dewasa	Pegunungan Kubah Tua
	Patahan	Pegunungan Patahan					Pegunungan Patahan Muda	Pegunungan Patahan Dewasa	Pegunungan Patahan Tua
	Lipatan	Pegunungan Lipatan					Pegunungan Lipatan Muda	Pegunungan Lipatan Dewasa	Pegunungan Lipatan Tua
	Komplek	Pegunungan Komplek	Pegunungan Komplek Muda	Pegunungan Komplek Dewasa	Pegunungan Komplek Tua				
	Vulkanis	Gunungapi	Gunungapi Muda	Gunungapi Dewasa	Gunungapi Tua				
II BENTANGALAM DESTRUKSIONAL									
GAYA	TIPE EROSI		RESIDU			PENGENDAPAN			
Pelapukan	Lubang (Holes) Paritan (Pits)		Pengelupasan Kubah (Exfoliation Domes)			Kerucut Talus (Talus Cones) Longsor (Lands Lides)			
Arus Sungai	Lembah (Valleys) Canyen (Canyons)		Batas Pemisah Pegunungan (Mountains Divides)			Deltas Alluvial Fans; Flood Plains			
Gletser	Cirques Glacial Troughs		Patterhorn Peaks Ar ete			Noraines Drumlins Eskers			
Gelombang	Sea Caves Clefts		Paparan (Platforms) Cliffed Mead Lands			Gosong Pantai (Bars Beaches)			
Angin	Lubang (Blow Holes)		Rock Pedastals			Dunes Loss			
Organisme	Lubang-lubang (Burrows)					Terumbu Karang (Coral reefs) Sarang semut (Ant hills)			

Stadium tua dapat kembali menjadi muda apabila terjadi peremajaan (rejuvenation) atas suatu bentangalam. Dengan kembali ke stadia muda, maka berarti bahwa siklus geomorfologi yang kedua mulai berlangsung. Untuk ini dipakai formula $n + 1$ cycle, dimana n adalah jumlah siklus yang mendahului dari satu siklus yang terakhir. Istilah lain yang sering dipakai untuk hal yang sama dengan siklus geomorfologi adalah siklus erosi (cycle of erosion). Dengan adanya

kemungkinan terjadi beberapa siklus geomorfologi, maka dikenal pula istilah : the first cycle of erosion, the second cycle of erosion, the third cycle of erosion, etc. Misalnya suatu plateau yang mencapai tingkat dewasa pada siklus yang kedua, maka disebut sebagai “maturely dissected plateau in the second cycle of erosion”.

5.7. Peta

Peta adalah suatu penyajian pada bidang datar dari seluruh atau sebagian unsur permukaan bumi digambar dalam skala tertentu dan sistem proyeksi tertentu. Peta seringkali sangat efektif untuk menunjukkan lokasi dari obyek alamiah maupun obyek buatan manusia, baik ukuran maupun hubungan antara satu obyek dengan obyek lainnya. Sebagaimana dengan foto, peta juga menyajikan informasi yang barangkali tidak praktis apabila dinyatakan atau digambarkan dalam susunan kata-kata. Secara umum peta diartikan sebagai gambaran konvensional dari pola bumi yang digambarkan seolah olah dilihat dari atas ada bidang datar melalui satu bidang proyeksi dengan dilengkapi tulisan untuk identifikasinya.

Peta mengandung arti komunikasi. Artinya merupakan suatu signal antara sipengirim pesan (pembuat peta) dengan si penerima pesan (pemakai peta). Dengan demikian peta digunakan untuk mengirim pesan berupa informasi tentang realita dari fenomena geografi. Peta pada dasarnya adalah sebuah data yang dirancang untuk mampu menghasilkan sebuah informasi geografis melalui proses pengorganisasian dari kolaborasi data lainnya yang berkaitan dengan bumi untuk menganalisis, memperkirakan dan menghasilkan gambaran kartografi. Informasi ruang mengenai bumi sangat kompleks, tetapi pada umumnya data geografi mengandung 4 aspek penting, yaitu:

1. Lokasi-lokasi yang berkenaan dengan ruang, merupakan objek-objek ruang yang khas pada sistem koordinat (proyeksi sebuah peta).
2. Atribut, informasi yang menerangkan mengenai objek-objek ruang yang diperlukan. Hubungan ruang, hubungan logik atau kuantitatif diantara objek-objek ruang, Waktu, merupakan waktu untuk perolehan data, data atribut dan ruang.
3. Pemetaan adalah suatu proses menyajikan informasi muka Bumi yang berupa fakta, dunia nyata, baik bentuk permukaan buminya maupun sumberdaya alamnya, berdasarkan skala peta, sistem proyeksi peta, serta simbol-simbol dari unsur muka Bumi yang disajikan.
4. Penyajian unsur-unsur permukaan bumi di atas peta dibatasi oleh garis tepi kertas serta grid atau gratikul. Diluar batas tepi daerah peta, pada umumnya dicantumkan berbagai keterangan yang disebut tepi. Keterangan tepi ini dicantumkan agar peta dapat dipergunakan sebaik-baiknya oleh pemakai peta. Penyusunan dan penempatan keterangan tepi bukan merupakan hal yang mudah, karena semua informasi yang terletak disekitar peta harus memperlihatkan keseimbangan.

Kebanyakan dari peta yang dikenal hanya memperlihatkan bentuk dua dimensi saja, sedangkan para pengguna peta seperti ahli geologi membutuhkan bentuk 3 dimensi (unsur ketinggian) juga disajikan dalam peta. Peta yang menyajikan unsur ketinggian yang mewakili dari bentuk lahan disebut dengan peta topografi. Meskipun berbagai teknik telah banyak dipakai untuk menggambarkan unsur ketinggian, akan tetapi metoda yang paling akurat/teliti adalah memakai garis kontur. Indonesia pertama kali di petakan secara detail oleh pemerintah kolonial Belanda dan selesai pada tahun 1943. Peta ini kemudian disempurnakan lagi di tahun 1944. Peta topografi tahun 1944 ini akhirnya dipakai sebagai acuan dasar pemetaan Indonesia. Tahun 1966 peta Indonesia disempurnakan lagi melalui sistem pencitraan satelit oleh American Map Service (AMS) namun dengan skala terbesar 1:50000. Peta topografi awalnya hanya dipakai untuk kebutuhan pertahanan dan militer sehingga sangat dirahasiakan dan tidak sembarang orang bisa

mengakses. Akan tetapi dengan dunia informasi yang makin terbuka, maka peta topografi sudah disesuaikan dengan kepentingan publik.

5.7.1. Bagian Bagian Peta

1. **Judul Peta**, diambil dari bagian terbesar wilayah yang tercantum dalam satu sheet peta. Biasanya terletak di bagian atas peta atau di samping untuk peta buatan Badan Koordinasi dan Pemetaan Nasional (BAKOSURTANAL).
2. **Legenda Peta**, penjelasan dari simbol simbol yang tercantum dalam peta. Bagian ini adalah komponen yang sangat vital karena kita akan jadi buta dalam membaca peta jika tidak ada legendanya.
3. **Skala Peta**, bagian yang menunjukkan ukuran dalam lembar peta dengan medan sebenarnya. Skala ini ada dua jenis yaitu skala garis dan skala angka. Dalam peta topografi biasanya dicantumkan keduanya. Rumus perhitungan : jarak di medan sebenarnya = jarak di peta x skalanya. (Contoh : skala peta 1:25.000; 1:50.000; 1:100.000) cara membacanya adalah 1:25000 berarti 1 cm dalam peta adalah 25.000 cm di medan sebenarnya atau 250 meter.
4. **Garis Koordinat**, jaring-jaring dalam peta yang terdiri dari garis vertikal dan garis horisontal. Guna garis ini adalah untuk batas perhitungan koordinat. Koordinat peta dikenal ada dua jenis yaitu koordinat grid dan koordinat geografis. Koordinat geografis merupakan koordinat dari jaring-jaring bumi yang terdiri garis lintang untuk horizontal dan garis bujur untuk vertical. Penulisannya biasanya dengan koordinat geografis, derajat, menit dan detik (Contoh : 940 15' 114,4") biasanya disertakan "L" untuk Lintang dan "B" untuk Bujur. Koordinat grid adalah jaring jaring koordinat lokal yang dipakai untuk acuan pengkoordinatan dalam peta. Biasanya hanya disebutkan dengan angka saja dan dikenal dengan koordinat 8 angka atau 12 angka. Untuk peta Indonesia ada 2 acuan pokok dalam koordinat ini yaitu dengan dikenal dengan sistem UTM/UPS atau LCO masing masing dengan acuan 00 yang berbeda.
5. **Garis Ketinggian atau biasa disebut garis kontur**, Adalah garis yang menyerupai sidik jari yang menunjukkan titik ketinggian yang sama dalam peta. Karena merupakan tanda dari ketinggian yang sama, maka garis ini tidak akan pernah saling memotong tapi bisa bersinggungan. Lokasi yang lebih rendah akan melingkari lokasi yang lebih tinggi, itulah ciri garis kontur. Atau bisa juga disebutkan garis sebelah dalam adalah lebih tinggi dari garis sebelah luar. Dalam peta interval atau jeda beda ketinggian antara garis kontur biasanya ditunjukkan di dekat lokasi legenda. Untuk peta skala 1:25000 interval konturnya biasanya adalah 12,5 meter sedangkan peta skala 1:50000 biasanya interval konturnya adalah 25 meter. Terjemahannya adalah bila interval kontur 25 meter, maka jarak antara garis kontur yang satu dengan yang lainnya di w:st="on" medan sebenarnya memiliki beda tinggi secara vertical 25 meter. Garis kontur dengan pola huruf "V" atau runcing biasanya menunjukkan sebuah jurang/sungai, dan garis kontur dengan pola "U" atau berpola lengkung biasanya menunjukkan sebuah punggungan dan "O" merupakan puncak atau Kawah.
6. **Tahun Pembuatan Peta**, merupakan keterangan yang menunjukkan tahun terakhir peta tersebut diperbaharui. Hal ini sangat penting karena kondisi permukaan bumi bisa berubah sewaktu waktu.
7. **Deklinasi**, yaitu garis keterangan yang menunjukkan beda Utara Peta dan Utara Magnetik (Utara Kompas). Deklinasi ini direvisi tiap 5 tahun sekali. Kenapa ada perbedaan antara Utara peta dan Utara sebenarnya dan Utara Magnetik. Seperti kita ketahui Utara Bumi kita ditunjukkan oleh di Kutub Utara. Sedangkan sumbu utara magnet bumi sebenarnya

ada di sebuah kepulauan di dekat dataran Green Land. Setiap tahun karena rotasi Sumbu bumi ini mengalami pergeseran rata-rata 0,02 detik bisa ke timur dan ke barat. Jadi utara sebenarnya bisa ditentukan dari mengkonversi antara utara magnetik dengan utara Peta. Biasanya akan dicantumkan di setiap lembar peta.

Tujuh bagian diatas merupakan bagian pokok yang selalu ada dalam tiap lembar peta. Bagian lain adalah merupakan bagian pelengkap. Yang biasanya berisi indek peta, keterangan pembuatan peta, dan pemroduksi peta.

1. Orientasi Peta

Orientasi peta adalah menyamakan kedudukan peta dengan medan sebenarnya (secara praktis menyamakan utara peta dengan utara magnetis). Untuk keperluan orientasi ini, kita perlu mengenal tanda-tanda medan yang ada di lokasi. Ini bisa dilakukan dengan menanyakan kepada penduduk setempat nama-nama gunung, bikit, sungai, atau tanda-tanda medan lainnya, atau dengan mengamati kondisi bentang alam yang terlihat dan mencocokkan dengan gambar kontur yang ada dipeta, untuk keperluan praktis, utara magnetis dianggap sejajar dengan utara sebenarnya, tanpa memperlitungkan adanya deklinasi. Langkah-langkah orientasi peta:

- a) Cari tempat terbuka agar dapat melihat tanda-tanda medan yang menyolok;
- b) Letakkan peta pada bidang datar;
- c) Letakkan kompas diatas peta dan sejajarkan antara arah utara peta dengan utara magnetis/utara kompas, dengan demikian letak peta akan sesuai dengan bentang alam yang dihadapi.
- d) Cari tanda-tanda medan yang paling menonjol disekeliling dan temukan tanda medan tersebut dipeta, lakukan untuk beberapa tanda medan.
- e) Ingat tanda medan itu, bentuknya dan tempatnya dimedan sebenarnya maupun dipeta, ingat-ingat tanda medan yang khas dari setiap tanda medan.

2. Azimuth dan Back Azimuth

Azimuth ialah besar sudut antara utara magnetis (nol derajat) dengan titik yang kita tuju, azimuth juga sering disebut sudut kompas, perhitungan searah jarum jam. Ada tiga macam azimuth yaitu:

- a) Azimuth Sebenarnya, yaitu besar sudut yang dibentuk antara utara sebenarnya dengan titik sasaran;
- b) Azimuth Magnetis, yaitu sudut yang dibentuk antara utara kompas dengan titik sasaran;
- c) Azimuth Peta, yaitu besar sudut yang dibentuk antara utara peta dengan titik sasaran.

Back Azimuth adalah besar sudut kebalikan/kebelakang dari azimuth. Cara menghitungnya: bila sudut azimuth lebih dari 180 derajat maka sudut azimuth dikurangi 180 derajat, bila sudut azimuth kurang dari 180 derajat maka sudut azimuth dikurangi 180 derajat, bila sudut azimuth = 180 derajat maka back azimuthnya adalah 0 derajat atau 360 derajat.

3. Resection

Resection adalah menentukan kedudukan/posisi di peta dengan menggunakan dua atau lebih tanda medan yang dikenali. Teknik resection membutuhkan bentang alam yang terbuka untuk dapat membidik tanda medan. Tidak selalu tanda medan harus selalu dibidik, jika kita berada di tepi sungai, sepanjang jalan, atau sepanjang suatu punggung, maka hanya perlu satu tanda medan lainnya yang dibidik. Langkah-langkah resection:

- a) Lakukan orientasi peta;
- b) Cari tanda medan yang mudah dikenali dilapangan dan di peta, minimal dua buah;
- c) Dengan penggaris buat salib sumbu pada pusat tanda-tanda medan itu;

- d) Bidik dengan kompas tanda-tanda medan itu dari posisi kita, sudut bidikan dari kompas itu disebut azimuth;
- e) pindahkan sudut bidikan yang didapat ke peta, dan hitung sudut pelurusnya;
- f) perpotongan garis yang ditarik dari sudut-sudut pelurus tersebut adalah posisi kita di peta

4. Intersection

Prinsip intersection adalah menentukan posisi suatu titik (benda) di peta dengan menggunakan dua atau lebih tanda medan yang dikenali dilapangan. Intersection digunakan untuk mengetahui atau memastikan posisi suatu benda yang terlihat dilapangan, tetapi sukar untuk dicapai. Pada intersection, kita sudah yakin pada posisi kita di peta. Langkah-langkah melakukan intersection:

- a) lakukan orientasi medan, dan pastikan posisi kita;
- b) bidik obyek yang kita amati;
- c) pindahkan sudut yang kita dapat dipeta;
- d) bergerak ke posisi lain, dan pastikan posisi tersebut di peta, lakukan langkah b dan c;
- e) perpotongan garis perpanjangan dari dua sudut yang didapat adalah posisi obyek yang dimaksud.

5.7.2. Jenis Jenis Peta

Peta dapat digolongkan menjadi beberapa dasar yaitu :

1. Penggolongan berdasarkan skalanya :

Peta skala besar dengan skala 1: 25.000. Peta ini isinya lebih detail contoh peta tofografi. Peta skala sedang dengan skala 1: 25,000 – 1: 2.000.000 peta ini hanya memuat yang penting penting saja. Peta skala kecil dengan skala lebih dari 1:200.000.

2. Penggolongan berdasarkan isi dan fungsinya:

Peta umum (General Map) yaitu peta yang memuat kenampakan kenampakan umum (lebih dari satu jenis) memuat kenampakan fisis alamiah da kenampakan budaya. Peta ini lebih berfungsi sebagai orientasi. Peta tematik yaitu peta yang memuat satu jenis kenampakan saja peta tertentu baik kenampakan fisis maupun kenampakan budaya. Peta kart yaitu peta yang di desain untuk keperluan navigasi, nautical, aeronautical.

3. Penggolongan berdasarkan tujuannya:

Peta geologi bertujuan untuk menunjukkan formasi batuan atau aspek geologi lainnya di suatu daerah. Peta iklim bertujuan untuk menunjukkan berbagai macam sifat iklim di suatu daerah. Jenis jenis lainnya: misalnya peta tanah, peta kependudukan peta tata guna lahan dan sebagainya

5.7.3. Peta Topografi

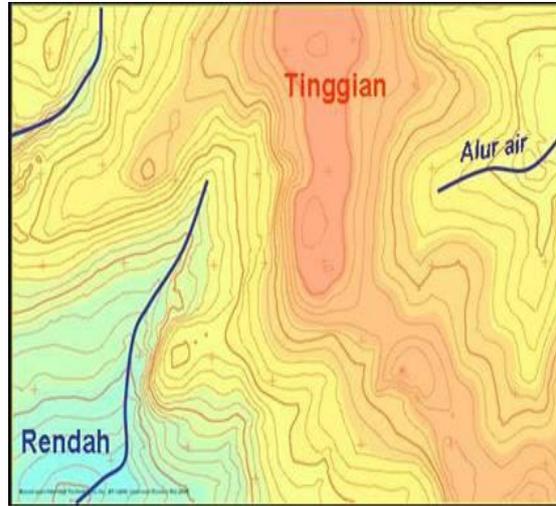
Berasal dari bahasa yunani, topos yang berarti tempat dan graphi yang berarti menggambar. Peta topografi memetakan tempat-tempat dipermukaan bumi yang berketinggian sama dari permukaan laut menjadi bentuk garis-garis kontur, dengan satu garis kontur mewakili satu ketinggian. Peta topografi mengacu pada semua ciri-ciri permukaan bumi yang dapat diidentifikasi, apakah alamiah atau buatan, yang dapat ditentukan pada posisi tertentu. Oleh sebab itu, dua unsur utama topografi adalah ukuran relief (berdasarkan variasi elevasi) dan ukuran planimetrik (ukuran permukaan bidang datar).

Peta topografi menyediakan data yang diperlukan tentang sudut kemiringan, elevasi, daerah aliran sungai, vegetasi secara umum dan pola urbanisasi. Peta topografi juga menggambarkan sebanyak

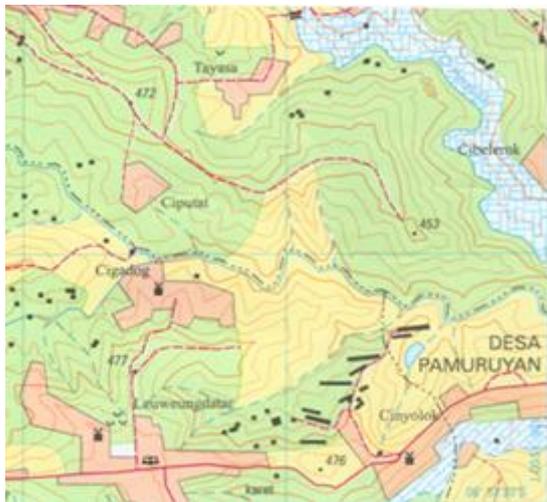
mungkin ciri-ciri permukaan suatu kawasan tertentu dalam batas-batas skala. Peta topografi dapat juga diartikan sebagai peta yang menggambarkan kenampakan alam (asli) dan kenampakan buatan manusia, diperlihatkan pada posisi yang benar. Selain itu peta topografi dapat diartikan peta yang menyajikan informasi spasial dari unsur-unsur pada muka bumi dan dibawah bumi meliputi, batas administrasi, vegetasi dan unsur-unsur buatan manusia. Peta topografi mempunyai garis lintang dan garis bujur dan titik pertemuannya menghasilkan koordinat. Koordinat ialah titik persilangan antara garis lintang dan bujur.



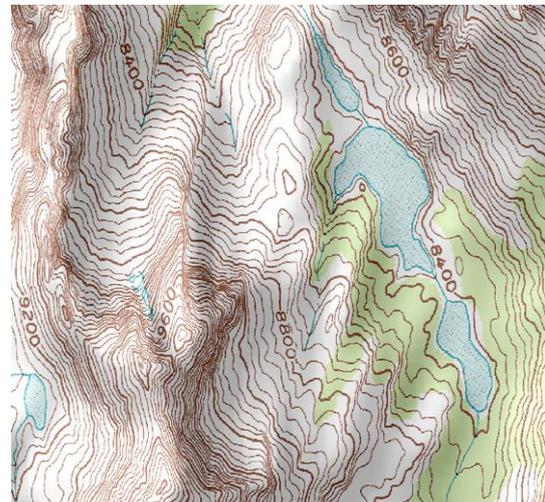
Peta Topografi



Peta Topografi + Warna



Peta Rupabumi



Peta Rupabumi

Gambar 5-7 Berbagai jenis peta topografi

Kebanyakan dari peta yang dikenal hanya memperlihatkan bentuk dua dimensi saja, sedangkan para pengguna peta seperti ahli geologi membutuhkan bentuk 3 dimensi (unsur ketinggian) juga disajikan dalam peta. Peta yang menyajikan unsur ketinggian yang mewakili dari bentuk lahan disebut dengan peta topografi. Meskipun berbagai teknik telah banyak dipakai untuk menggambarkan unsur ketinggian, akan tetapi metoda yang paling akurat/teliti adalah memakai garis kontur.

Peta topografi dalam pemetaan geologi dikenal sebagai peta dasar (base maps) dan merupakan peta yang mendasari dalam pembuatan peta geologi. Sebagaimana diketahui bahwa peta dasar tidak saja diperlukan oleh para ahli geologi, namun juga diperlukan oleh para ahli teknik lainnya dan para teknisi serta para pelaksana dalam melaksanakan pekerjaannya atau melaksanakan suatu

proyek pembangunan. Ketelitian suatu peta sangat ditentukan oleh Skala Peta. Skala peta adalah suatu perbandingan antara obyek yang terdapat di permukaan bumi dan di atas peta. Dalam prakteknya, skala peta ditentukan oleh kebutuhan si pengguna. Untuk perencanaan teknis, seperti perencanaan gedung, saluran drainase, konstruksi bangunan dan pondasi bendungan, umumnya menggunakan skala peta yang besar, yaitu skala 1 : 500 ; 1 : 1.000, 1 : 2.000; atau 1 : 5.000. Pada umumnya peta skala besar dibuat dengan cara pengukuran langsung di lapangan dengan menggunakan theodolite dan atau tenol sebagai alat ukur dalam pembuatan peta teknis dan peta skala besar bersifat detail serta memiliki ketelitian dan akurasi yang sangat tinggi.

Di Indonesia untuk memperoleh peta topografi / rupabumi yaitu dengan cara memesan atau membeli ke lembaga yang memang bertugas menyediakan peta rupabumi. Badan Koordinasi Survei dan Pemetaan Nasional (Bakosurtanal) adalah lembaga pemerintah yang fungsi dan tugasnya menyediakan peta rupabumi standar yang diperlukan oleh pengguna, baik sektor pemerintah maupun sektor swasta maupun perorangan. Adapun skala peta yang diterbitkan oleh Bakosurtanal pada umumnya adalah peta-peta berskala 1 : 10.000 (khusus untuk wilayah Jabotabek), sedangkan untuk pulau Jawa umumnya adalah peta-peta berskala 1 : 25.000 dan 1 : 50.000, sedangkan untuk Sumatra, Bali, Sebagian Kalimantan, Sebagian Sulawesi tersedia peta rupabumi berskala 1 : 50.000 dan wilayah-wilayah lainnya masih berskala 1 : 100.000 sampai skala yang lebih kecil lagi.

5.8. Peta Geomorfologi

Peta geomorfologi didefinisikan sebagai peta yang menggambarkan bentuk lahan, genesa beserta proses yang mempengaruhinya dalam berbagai skala. Berdasarkan definisi diatas maka suatu peta geomorfologi harus mencakup hal hal sebagai berikut:

- a. Peta geomorfologi menggambarkan aspek-aspek utama lahan atau terrain disajikan dalam bentuk simbol huruf dan angka, warna, pola garis dan hal itu tergantung pada tingkat kepentingan masing-masing aspek.
- b. Peta geomorfologi memuat aspek-aspek yang dihasilkan dari sistem survei analitik (diantaranya morfologi dan morfogenesis) dan sintetik (diantaranya proses geomorfologi, tanah /soil, tutupan lahan).
- c. Unit utama geomorfologi adalah kelompok bentuk lahan didasarkan atas bentuk asalnya (struktural, denudasi, fluvial, marin, karts, angin dan es).
- d. Skala peta merupakan perbandingan jarak peta dengan jarak sebenarnya yang dinyatakan dalam angka, garis atau kedua-duanya.

Adapun informasi yang terdapat dalam peta geomorfologi berupa bentuk, geometri, serta proses-proses yang telah maupun sedang terjadi, baik proses endogenik maupun eksogenik. Ada sedikit perbedaan penekanan antara informasi geomorfologi untuk sains dan informasi geomorfologi untuk terapan.

1. Untuk tujuan sains maka peta geomorfologi diharap mampu memberi informasi mengenai hal-hal berikut :
 - a. Faktor-faktor geologi apa yang telah berpengaruh kepada pembentukan bentang alam disuatu tempat
 - b. Bentuk-bentuk bentangalam apa yang telah terbentuk karenanya. Pada umumnya hal-hal tersebut diuraikan secara deskriptif. Peta geomorfologi yang disajikan harus dapat menunjang hal-hal tersebut diatas, demikian pula klasifikasi yang digunakan. Gambaran peta yang menunjang genesa dan bentuk diutamakan.
2. Sedangkan untuk tujuan terapan peta geomorfologi akan lebih banyak memberi informasi mengenai :
 - a. Geometri dan bentuk permukaan bumi seperti tinggi, luas, kemiringan lereng, kerapatan sungai, dan sebagainya.
 - b. Proses geomorfologi yang sedang berjalan dan besaran dari proses seperti :

- Jenis proses (pelapukan, erosi, sedimentasi, longsor, pelarutan, dan sebagainya)
- Besaran dan proses tersebut (berapa luas, berapa dalam, berapa intensitasnya, dan sebagainya)

Pada umumnya hal-hal tersebut dinyatakan secara terukur. Peta geomorfologi yang disajikan harus menunjang hal-hal tersebut diatas, demikian pula klasifikasi yang digunakan. Gambaran peta diutamakan yang menunjang kondisi parametris (yang dapat diukur) serta proses-proses exsogen yang berjalan pada masa kini dan yang akan datang.

5.8.1. Skala Peta dan Peta Geomorfologi

Skala peta merupakan rujukan utama untuk pembuatan peta geomorfologi. Pembuatan satuan peta secara deskriptif ataupun klasifikasi yang dibuat berdasarkan pengukuran ketelitiannya sangat tergantung pada skala peta yang digunakan. Di Indonesia peta topografi yang umum tersedia dengan skala 1: 20.000, 1: 1.000.000, 1: 500.000, 1: 250.000, 1: 100.000, 1: 50.000 dan beberapa daerah (terutama di Jawa) telah terpetakan dengan skala 1 : 25.000 untuk kepentingan-kepentingan khusus sering dibuat peta berskala besar dengan pembesaran dari peta yang ada, atau dibuat sendiri untuk keperluan teknis, antara lain peta 1: 10.000, 1: 5.000, dan skala-skala yang lebih besar lagi.

Tabel 5-2 Skala peta, sifat dan tahap pemetaan, serta proses dan unsur dominan

Skala	Sifat Pemetaan	Tahap Pemetaan	Proses dan unsur geologi yang dominan
< 1 : 250.000			Geoteknik, Geofisik
< 1 : 250.000	Global	Regional	
1 : 100.000	Regional		Tektonik, Formasi (batuan utama)
1 : 50.000	Lokal	Survey	Struktur jenis batuan/satuan batuan
1 : 25.000	Lokal		Batuan, struktur, pengulangan dan bentuk/relief, proses eksogen
1 : 10.000	Detail	Investigasi	Batuan, proses eksogen, sebagai unsur utama, bentuk akibat proses
< 1 : 10.000	Sangat Kecil		Proses eksogen, dan hasil proses

Untuk penelitian, sesuai dengan RUTR, dianjurkan menggunakan peta 1:250.000, 1:100.000 untuk regional upraisal, 1: 50.000 – 1: 25.000 untuk survey dan 1: 10.000 dan yang lebih besar untuk investigasi. Untuk mudahnya penggunaan peta-peta tersebut dapat dilihat pada table 5-2. Dari skala peta yang digunakan akhirnya dapat kita buat satuan peta geomorfologi, sebagai contoh pada table 5-3.

5.8.2. Interpretasi Geomorfologi

Ada dua cara dasar untuk belajar mengenal dan mengidentifikasi kenampakan-kenampakan geologi pada peta topografi. Cara pertama adalah dengan mengamati dengan teliti dan detail terhadap bentuk-bentuk dari struktur geologi yang digambarkan dalam bentuk-bentuk kontur pada peta topografi. Gambaran / ilustrasi dari bentuk-bentuk semacam ini disebut sebagai kunci untuk mengenal dan mengidentifikasi kenampakan geologi. Cara kedua adalah melalui metoda praktek dan pelatihan sehingga memiliki kemampuan melakukan deduksi dalam mengidentifikasi dan memaknakan kenampakan-kenampakan geologi melalui kajian dengan berbagai kriteria. Cara kedua ini diyakini sangat dibutuhkan dalam melakukan interpretasi. Meskipun banyak diilustrasikan disini bahwa kesamaan geologi yang terdapat di banyak tempat di dunia, baik secara stuktur geologi, stratigrafi dan geomorfologi detail serta hubungan diantaranya sangatlah unik. Berikut ini adalah beberapa cara dalam mengenal dan mengidentifikasi kenampakan-kenampakan geologi pada peta topografi. Pembuatan peta geomorfologi akan dipermudah dengan adanya data sekunder berupa peta topografi, peta geologi, foto udara, citra satelit, citra radar, serta

pengamatan langsung dilapangan. Interpretasi terhadap data sekunder akan membantu kita untuk menetapkan satuan dan batas satuan geomorfologinya.

5.8.3. Interpretasi Peta Topografi

Dalam interpretasi geologi dari peta topografi, maka penggunaan skala yang digunakan akan sangat membantu. Di Indonesia, peta topografi yang tersedia umumnya mempunyai skala 1 : 25.000 atau 1 : 50.000 (atau lebih kecil). Acapkali skala yang lebih besar, seperti skala 1 : 25.000 atau 1 : 12.500 umumnya merupakan pembesaran dari skala 1 : 50.000. dengan demikian, relief bumi yang seharusnya muncul pada skala 1 : 25.000 atau lebih besar, akan tidak muncul, dan sama saja dengan peta skala 1 : 50.000. Dengan demikian, sasaran / objek interpretasi akan berlainan dari setiap skala peta yang digunakan. Perhatikan Tabel 5-3 dibawah. Walaupun demikian, interpretasi pada peta topografi tetap ditujukan untuk menginterpretasikan batuan, struktur dan proses yang mungkin terjadi pada daerah di peta tersebut, baik analisa secara kualitatif, maupun secara kuantitatif.

Dalam interpretasi peta topografi, prosedur umum yang biasa dilakukan dan cukup efektif adalah: 1). Menarik semua kontur yang menunjukkan adanya lineament /kelurusan; 2). Mempertegas (biasanya dengan cara mewarnai) sungai-sungai yang mengalir pada peta, 3). Mengelompokkan pola kerapatan kontur yang sejenis. Pada butir 1, penarikan lineament biasa dengan garis panjang, tetapi dapat juga berpatah-patah dengan bentuk garis-garis lurus pendek. Kadangkala, setelah pengerjaan penarikan garis-garis garis-garis pendek ini selesai, dalam peta akan terlihat adanya zona atau trend atau arah yang hampir sama dengan garis-garis pendek ini. Pada butir 2, akan sangat penting untuk melihat pola aliran sungai (dalam satu peta mungkin terdapat lebih dari satu pola aliran sungai). Pola aliran sungai merupakan pencerminan keadaan struktur yang mempengaruhi daerah tersebut. Pada butir 3, pengelompokan kerapatan kontur dapat dilakukan secara kualitatif yaitu dengan melihat secara visual terhadap kerapatan yang ada, atau secara kuantitatif dengan menghitung persen lereng dari seluruh peta. Persen lereng adalah persentase perbandingan antara beda tinggi suatu lereng terhadap panjang lerengnya itu sendiri.

Banyak pengelompokan kelas lereng yang telah dilakukan, misalnya oleh Mabberly (1972) untuk keperluan lingkungan binaan, Desaunettes (1977) untuk pengembangan pertanian, ITC (1985) yang bersifat lebih kearah umum dan melihat proses-proses yang biasa terjadi pada kelas lereng tertentu (lihat tabel 5-5). Dalam interpretasi batuan dari peta topografi, hal terpenting yang perlu diamati adalah pola kontur dan aliran sungai.

- a. Pola kontur rapat menunjukkan batuan keras, dan pola kontur jarang menunjukkan batuan lunak atau lepas.
- b. Pola kontur yang menutup (melingkar) diantara pola kontur lainnya, menunjukkan lebih keras dari batuan sekitarnya.
- c. Aliran sungai yang membelok tiba-tiba dapat diakibatkan oleh adanya batuan keras.
- d. Kerapatan sungai yang besar, menunjukkan bahwa sungai-sungai itu berada pada batuan yang lebih mudah tererosi (lunak). (kerapatan sungai adalah perbandingan antara total panjang sungai-sungai yang berada pada cekungan pengaliran terhadap luas cekungan pengaliran sungai-sungai itu sendiri).

Tabel 5-3 Contoh skala peta dan satuan geomorfologi

Skala	Contoh satuan geomorfologi
1 : 250.000	Zona fisiografi : geoantiklin Jawa, pegunungan Rocky, Zona patahan Semangko
1 : 100.000	Sub fisiografi : Komplek dieng, Perbukitan kapur selatan, dan lainnya, Plateau Rongga
1 : 50.000	Perbukitan Karst Gn. Sewu, Perbukitan Lipatan Karangsambung, Delta Citarum, Dataran Tinggi Bandung, dan lainnya
1 : 25.000	Lembah Antiklin Welaran, Hogback Brujul – Waturondo, Bukit Sinklin Paras, Kawah Upas, dan lainnya
1 : 10.000	Lensa gamping Jatibungkus, Sumbat Lava Gn. Merapi, Longsoran Cikorea
1 : 10.000 <	Aliran Lumpur di, rayapan di km....., Erosi alur di....., dsb

Tabel 5-4 Hubungan antara skala peta dan pengenalan terhadap objek geomorfologi.

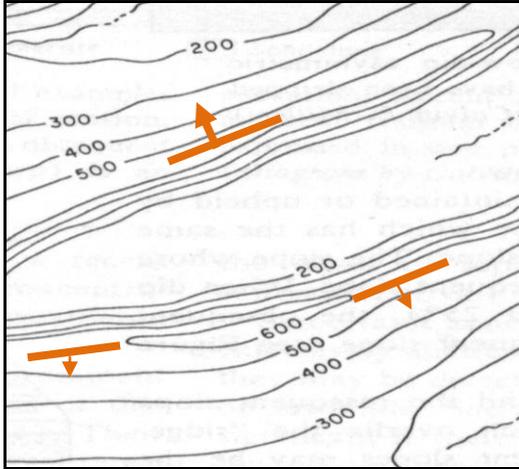
Objek Geomorfologi	Skala		
	1:2.500 s/d 1:10.000	1:10.000 s/d 1:30.000	Lebih Kecil dari 1:30.000
Regional / bentang alam (Contoh : jajaran Pegunungan, perbukitan lipatan dan lainnya)	Buruk	Baik	Baik - Sangat baik
Lokal/bentuk alam darat (Contoh :korok, gosong pasir, questa, dan lainnya	Baik - Sangat Baik	Baik-Sedang	Sedang-Buruk
Detail/proses geomorfik (contoh: longsoran kecil, erosi parit, dan lainnya	Sangat Baik	Buruk	Sangat buruk

Tabel 5-5 Kelas lereng, dengan sifat-sifat proses dan kondisi alamiah yang kemungkinan terjadi dan usulan warna untuk peta relief secara umum (disadur dan disederhanakan dari Van Zuidam, 1985)

Kelas Lereng	Sifat-sifat proses dan kondisi alamiah	Warna
0 – 2 ⁰ (0-2 %)	Datar hingga hampir datar; tidak ada proses denudasi yang berarti	Hijau
2 – 4 ⁰ (2-7 %)	Agak miring; Gerakan tanah kecepatan rendah, erosi lembar dan erosi alur (sheet and rill erosion). rawan erosi	Hijau Muda
4 – 8 ⁰ (7 – 15 %)	Miring;sama dengan di atas, tetapi dengan besaran yang lebih tinggi. Sangat rawan erosi tanah.	Kuning
8 – 16 ⁰ (15 -30 %)	Agak curam; Banyak terjadi gerakan tanah, dan erosi, terutama longsoran yang bersifat nendatan.	Jingga
16 – 35 ⁰ (30 – 70 %)	Curam;Proses denudasional intensif, erosi dan gerakan tanah sering terjadi.	Merah Muda
35 – 55 ⁰ (70 – 140 %)	Sangat curam; Batuan umumnya mulai tersingkap, proses denudasional sangat intensif, sudah mulai menghasilkan endapan rombakan (koluvial)	Merah
>55 ⁰ (>140 %)	Curam sekali, batuan tersingkap; proses denudasional sangat kuat, rawan jatuhnya batu, tanaman jarang tumbuh (terbatas).	Ungu
>55 ⁰ (>140 %)	Curam sekali Batuan tersingkap; proses denudasional sangat kuat, rawan jatuhnya batu, tanaman jarang tumbuh (terbatas).	Ungu

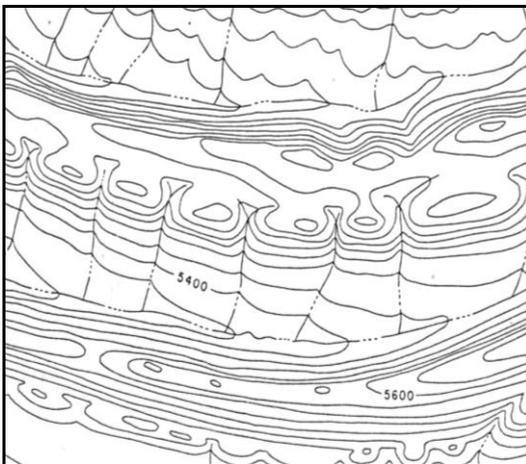
Dalam interpretasi struktur geologi dari peta topografi, hal terpenting adalah pengamatan terhadap pola kontur yang menunjukkan adanya kelurusan atau pembelokan secara tiba-tiba, baik pada pola bukit maupun arah aliran sungai, bentuk-bentuk topografi yang khas, serta pola aliran sungai. Beberapa contoh kenampakan Geologi yang dapat diidentifikasi dan dikenal pada peta topografi:

1. Jurus dan kemiringan lapisan berdasarkan pola kontur



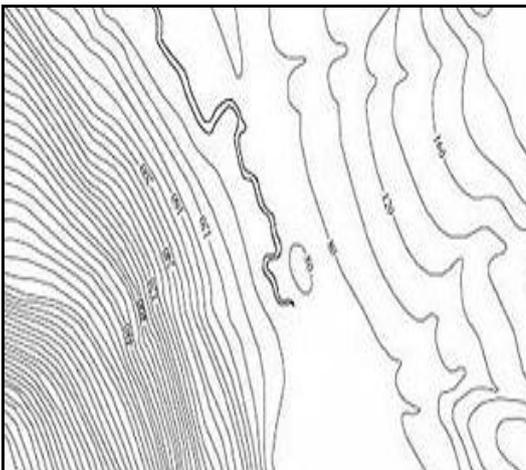
- Jurus perlapisan batuan dapat ditafsirkan berdasarkan arah kecenderungan dari garis konturnya.
- Kemiringan lapisan batuan dapat ditafsirkan berdasarkan spasi konturnya. Arah kemiringan umumnya mengarah ke arah spasi kontur yang renggang.

2. Jurus dan kemiringan lapisan berdasarkan pola kontur



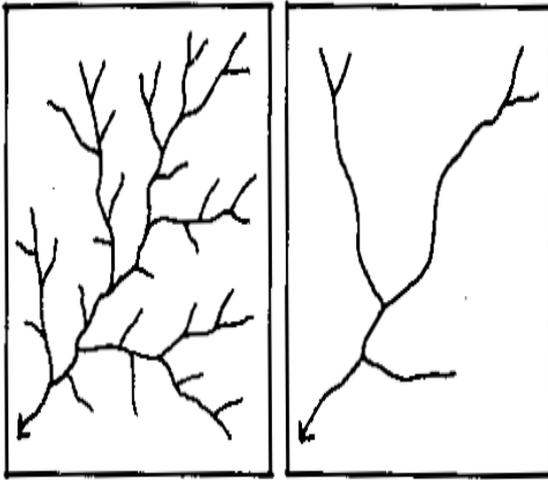
- Jurus perlapisan batuan dapat ditafsirkan berdasarkan bentuk dari pola garis konturnya.
- Kemiringan lapisan batuan dapat ditafsirkan berdasarkan spasi konturnya. Arah kemiringan umumnya mengarah ke arah spasi kontur yang renggang.

3. Resistensi batuan berdasarkan pola kerapatan kontur



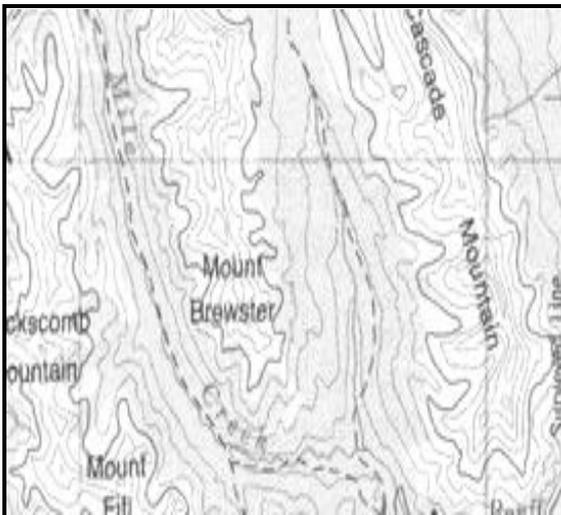
- Spasi garis kontur rapat meng-indikasikan batuan yang resisten
- Spasi garis kontur renggang mengindikasikan batuan yang non-resisten.

4. Resistensi batuan berdasarkan kerapatan sungai (drainage density)



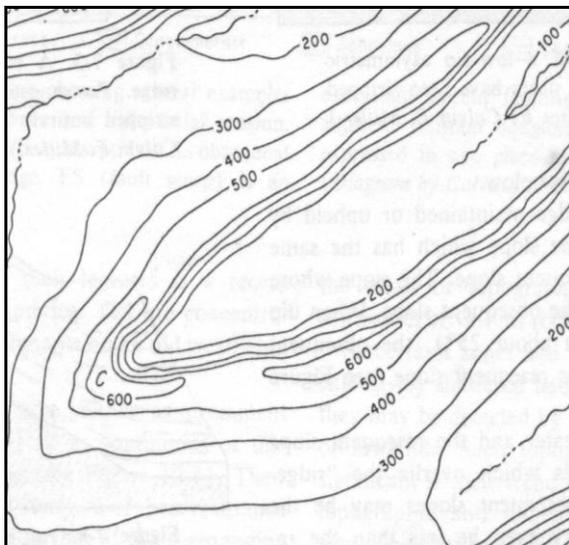
- Nilai kerapatan sungai (drainage density) yang besar mengindikasikan batuan yang lunak, seperti batulempung, napal, atau lanau.
- Nilai kerapatan sungai (drainage density) yang kecil mengindikasikan batuan yang resisten, seperti: batuan beku, breksi, konglomerat, batupasir.

5. Struktur lipatan berdasarkan pola kontur perbukitan paralel



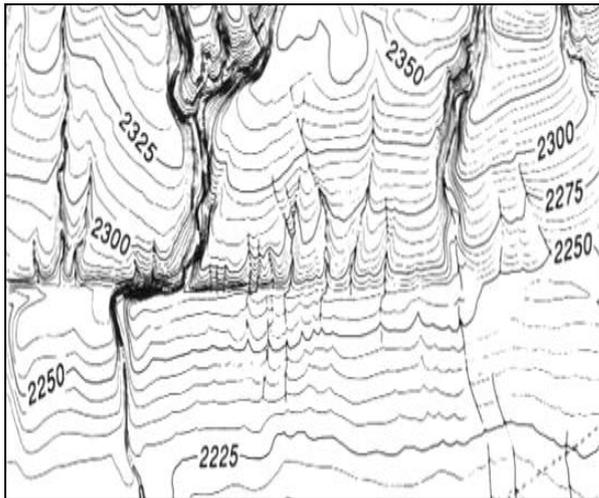
- Pola kontur perbukitan yang sejajar / paralel.
- Pola aliran sungai trellis yang mewakili daerah yang dikontrol oleh struktur perlipatan.

6. Struktur lipatan berdasarkan pola kontur perbukitan berupa “shoe shape”



- Pola kontur perbukitan yang berbentuk sepatu (shoe shape) mengindikasikan struktur lipatan (sinklin atau antiklin) yang menjunjam kebawah atau terbuka keatas.

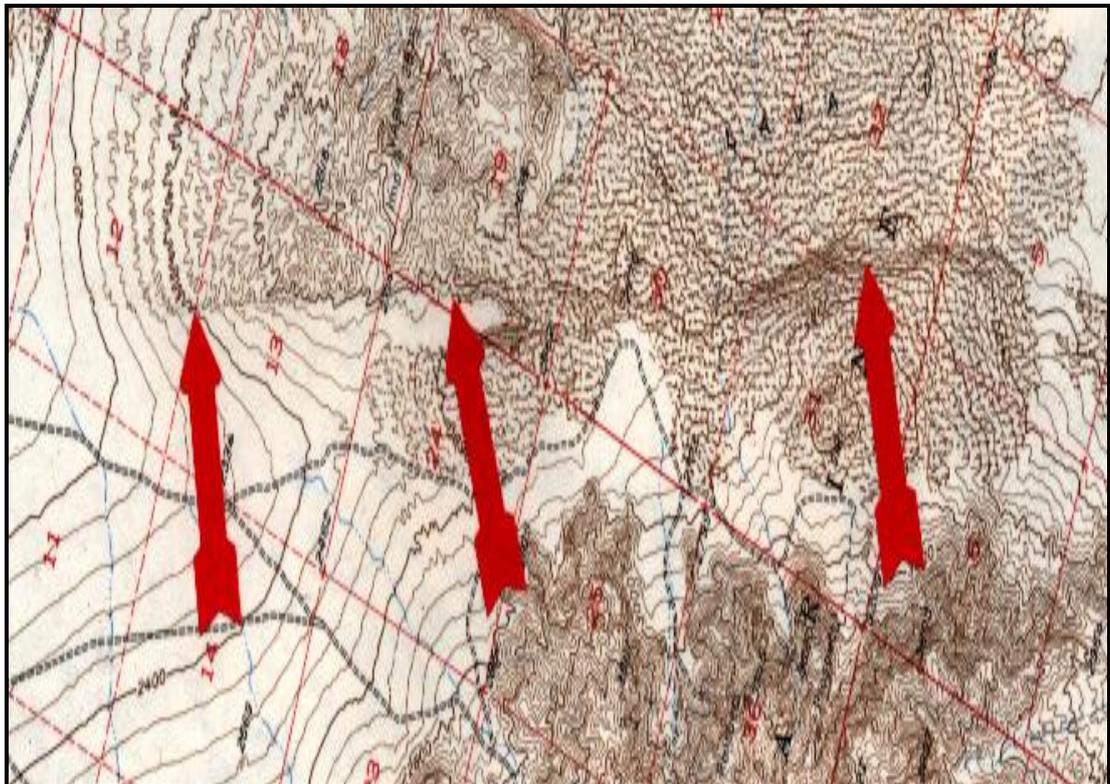
8. Struktur patahan berdasarkan pola aliran sungai yang berbelok tiba-tiba (offset)



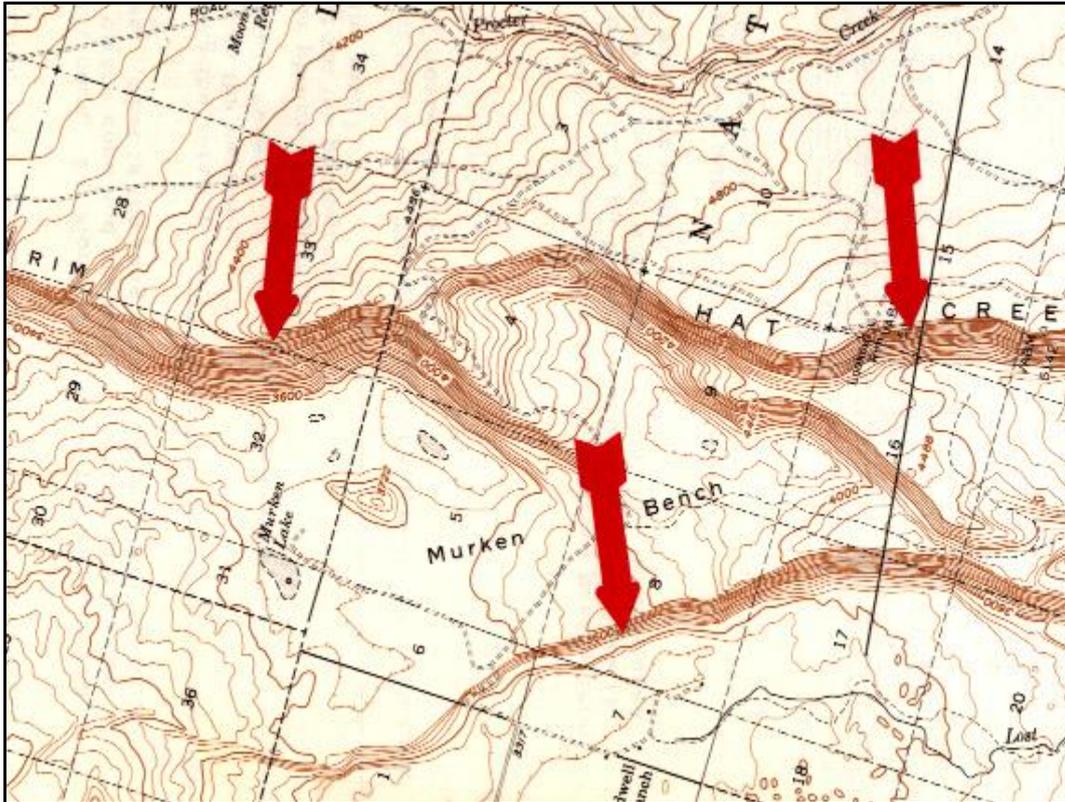
- Pola aliran sungai yang membelok secara tiba-tiba (offset)
- Arah aliran sungai yang mengalir disepanjang bidang patahan.

Beberapa contoh kenampakan Geologi yang dapat diidentifikasi dan dikenal pada peta topografi:

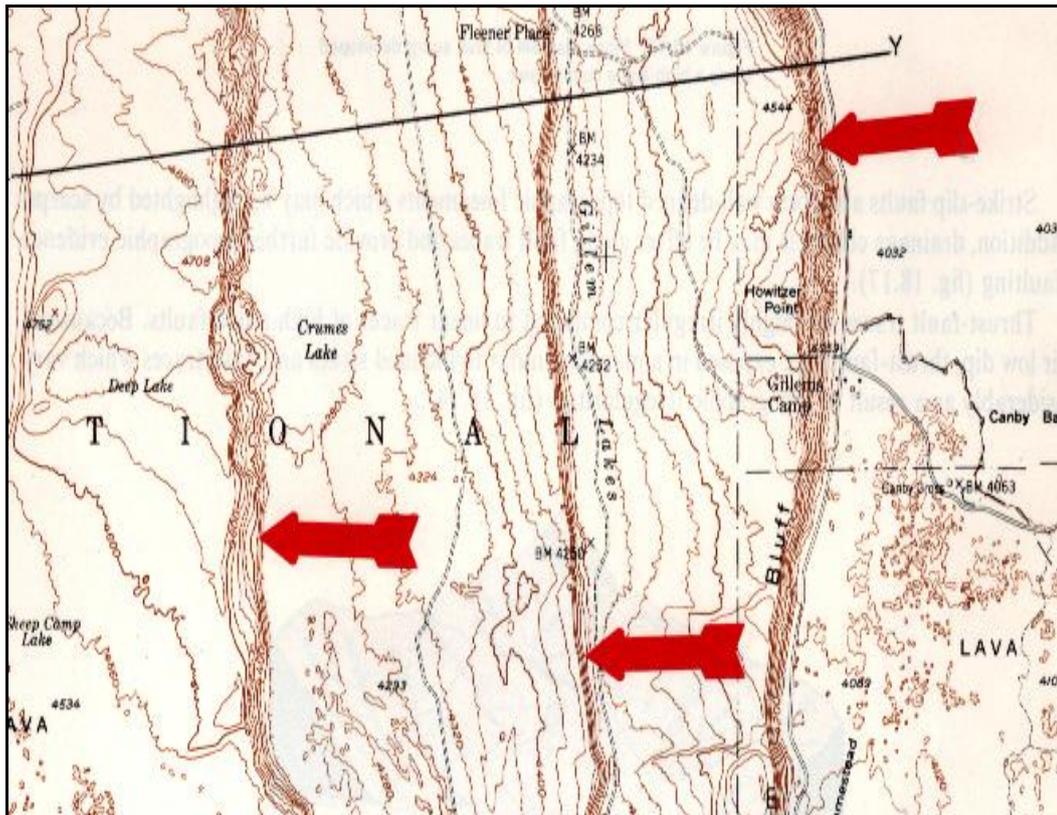
1. **Patahan / Sesar**, umumnya ditunjukkan oleh adanya pola kontur rapat yang menerus lurus, kelurusan sungai dan perbukitan, ataupun pergeseran, dan pembelokan perbukitan atau sungai, dan pola aliran sungai parallel dan rectangular.



Gambar 5-8 Perubahan ekspresi topografi yang ekstrem/pola kontur yang rapat dan lurus/menerus sebagai kelurusan bukit (tanda panah)



Gambar 5-9 Perubahan ekspresi topografi yang ekstrem / pola kontur yang rapat dan lurus/menerus (tanda panah)

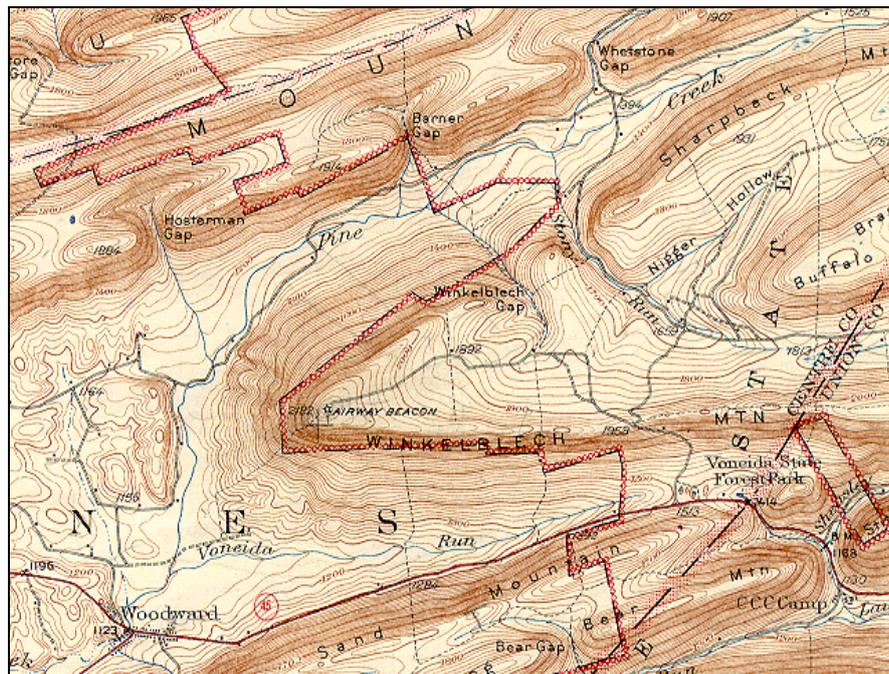


Gambar 5-10 Perubahan ekspresi topografi yang ekstrem / pola kontur yang rapat dan lurus/menerus (tanda panah)

2. **Perlipatan**, umumnya ditunjukkan oleh pola aliran sungai trellis atau parallel, dan adanya bentuk-bentuk dip-slope yaitu suatu kontur yang rapat dibagian depan yang merenggang makin kearah belakang. Jika setiap bentuk dip-slope ini diinterpretasikan untuk seluruh peta, muka sumbu-sumbu lipatan akan dapat diinterpretasikan kemudian. Pola dip-slope seperti ini mempunyai beberapa istilah yang mengacu pada kemiringan perlapisannya.

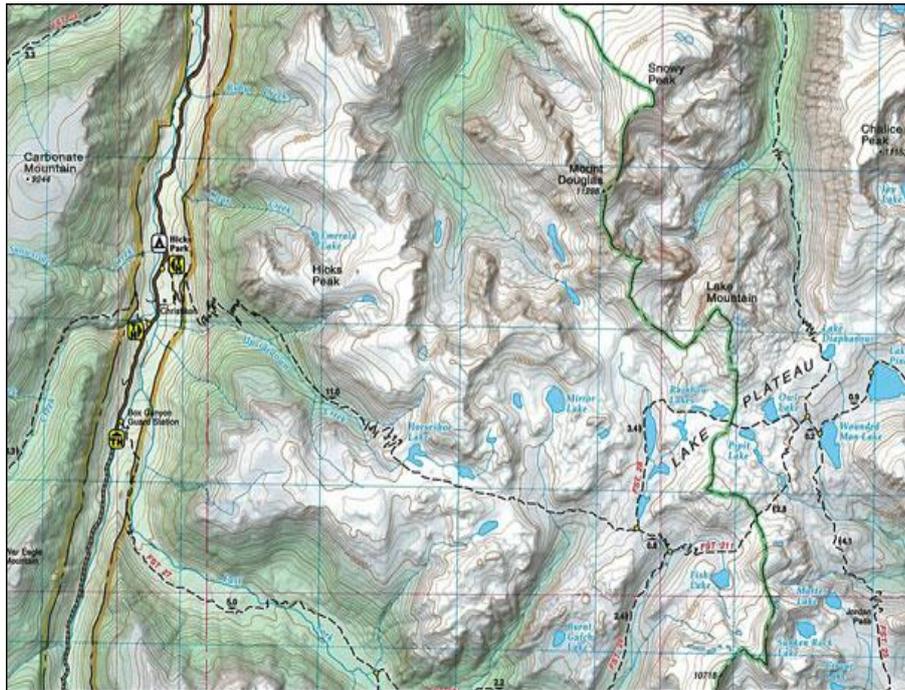


Gambar 5-11 Peta Topografi Lipatan : Pola Aliran Trellis dan Penjajaran Bukit



Gambar 5-12 Peta Topografi Lipatan : Pola Aliran Trellis, Pola Kontur berbentuk sepatu (shoe shape) dan Penjajaran Bukit

3. **Kekar**, umumnya dicirikan oleh pola aliran sungai rectangular, dan kelurusan-kelurusan sungai dan bukit.

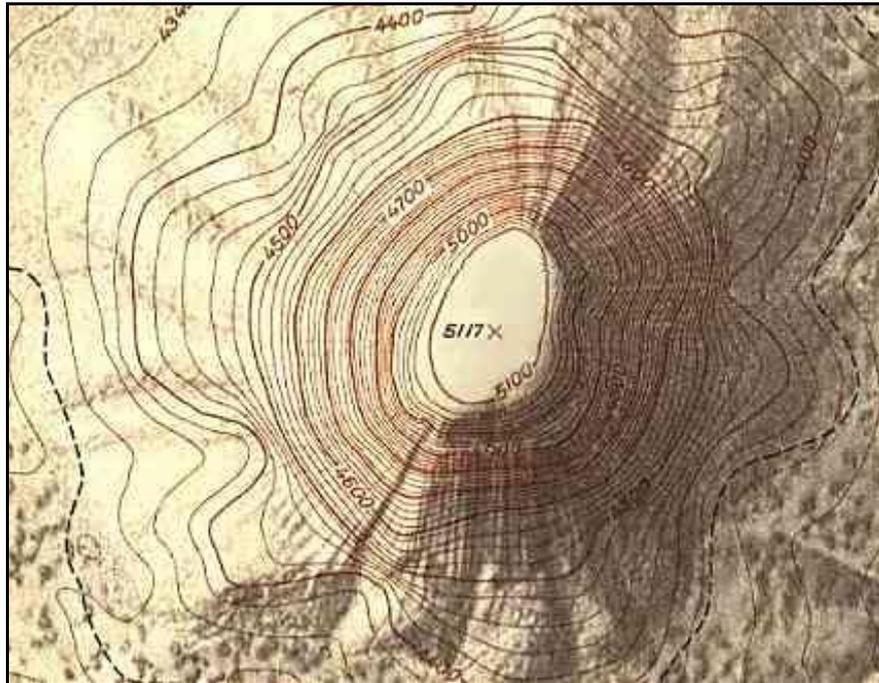


Gambar 5-13 Peta topografi yang memperlihatkan kontrol Kekar dan Sesar: Pola aliran rectangular, kelurusan (lineament) bukit, kelurusan sebaran danau.



Gambar 5-14 Peta topografi yang memperlihatkan kontrol kekar dan lineament

4. **Intrusi**, umumnya dicirikan oleh pola kontur yang melingkar dan rapat, sungai-sungai mengalir dari arah puncak dalam pola radial atau annular.

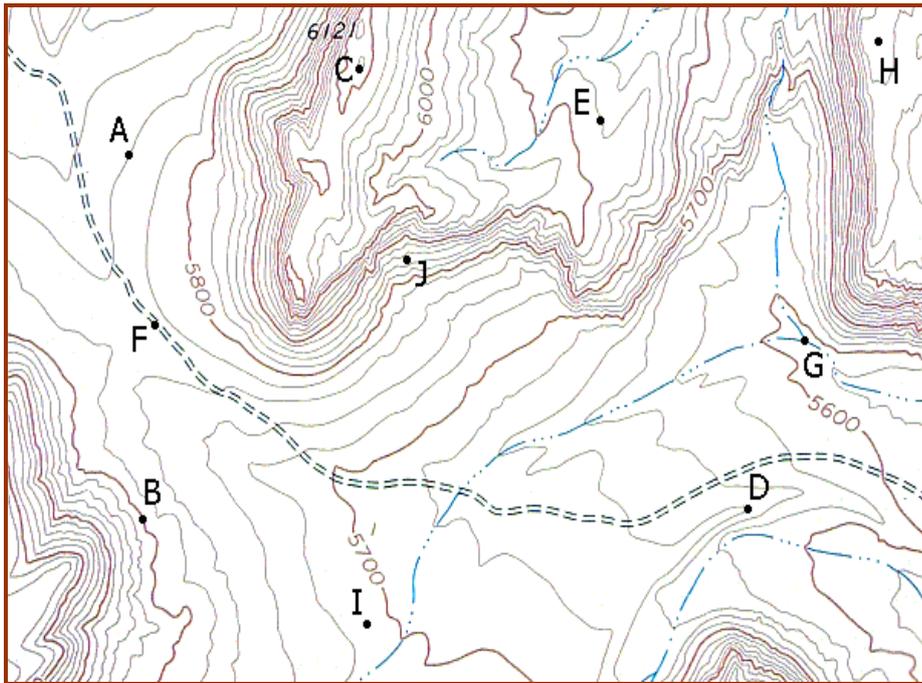


Gambar 5-15 Peta Topografi Intrusi Batuan Beku dengan pola kontur yang melingkar dan rapat.

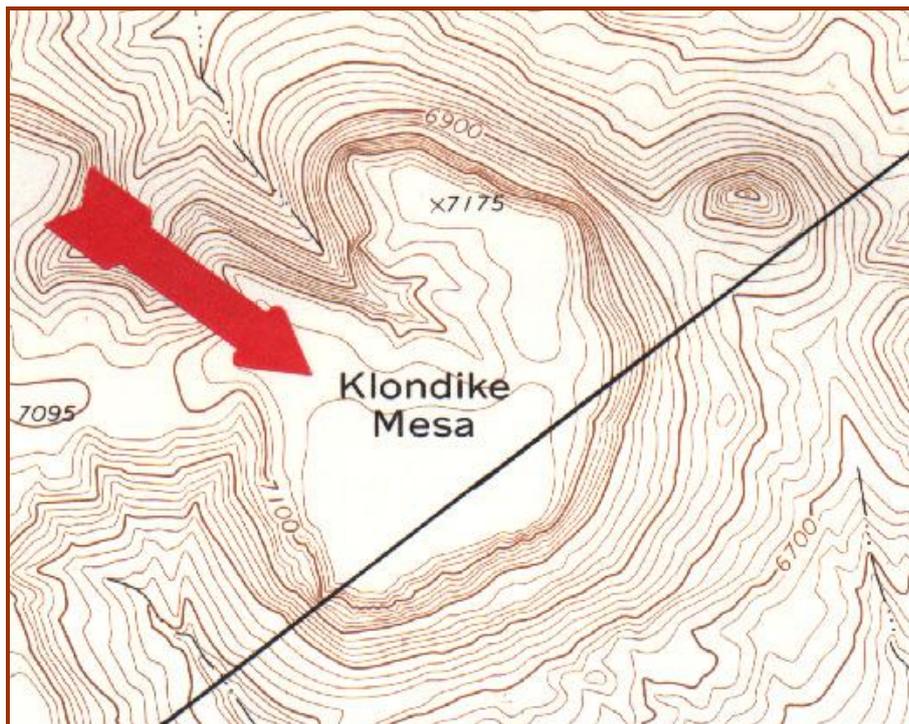


Gambar 5-16 Peta Topografi Kubah Garam (Dome structures) dan Pola Aliran Annular

5. **Lapisan mendatar**, dicirikan oleh adanya areal dengan pola kontur yang jarang dan dibatasi oleh pola kontur yang rapat.

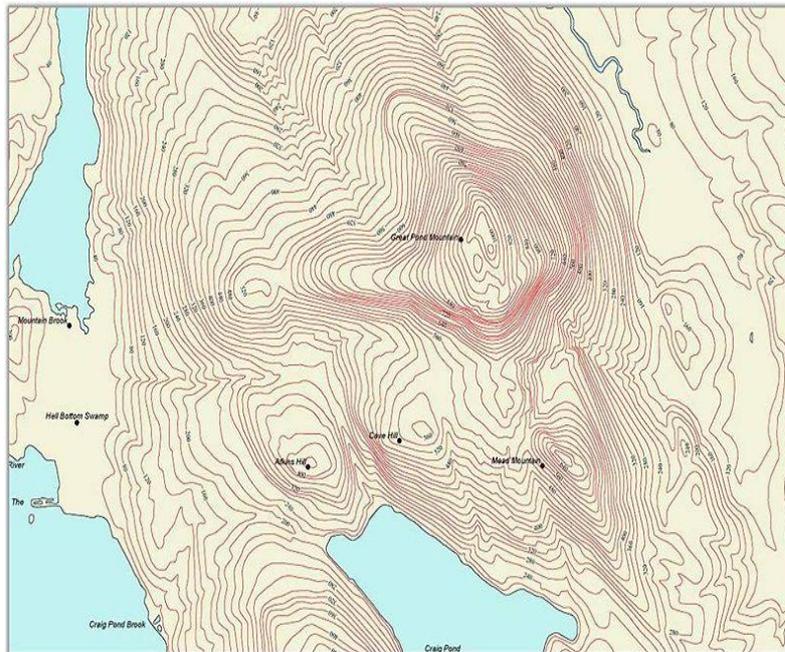


Gambar 5-17 Peta Topografi dari Batuan Lapisan Mendatar yang dicirikan oleh pola kontur yang jarang dibatasi oleh pola kontur yang rapat.



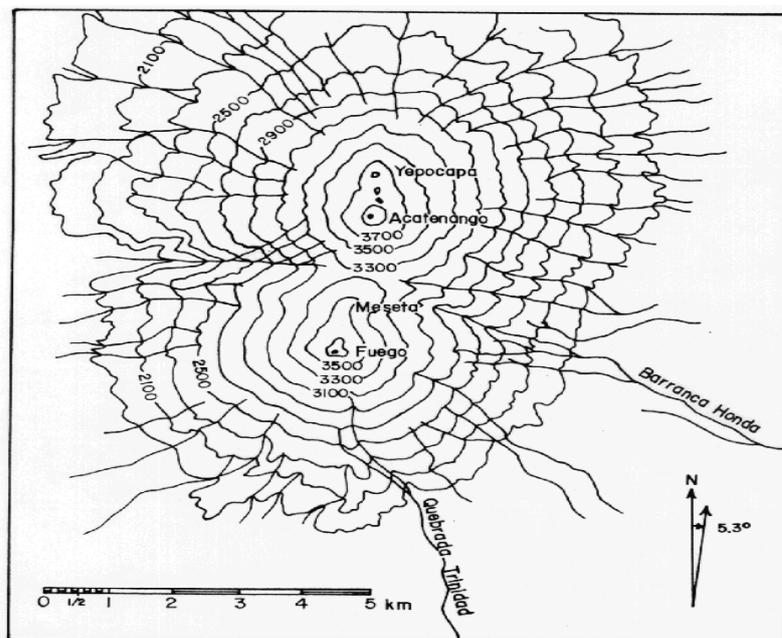
Gambar 5-18 Peta Topografi dari Batuan Lapisan Mendatar yang dicirikan oleh pola kontur yang jarang dibatasi oleh pola kontur yang rapat.

6. **Ketidakselarasan bersudut**, dicirikan oleh pola kontur rapat dan mempunyai kelurusan-kelurusan seperti pada pola perlipatan yang dibatasi secara tiba-tiba oleh pola kontur jarang yang mempunyai elevasi sama atau lebih tinggi.

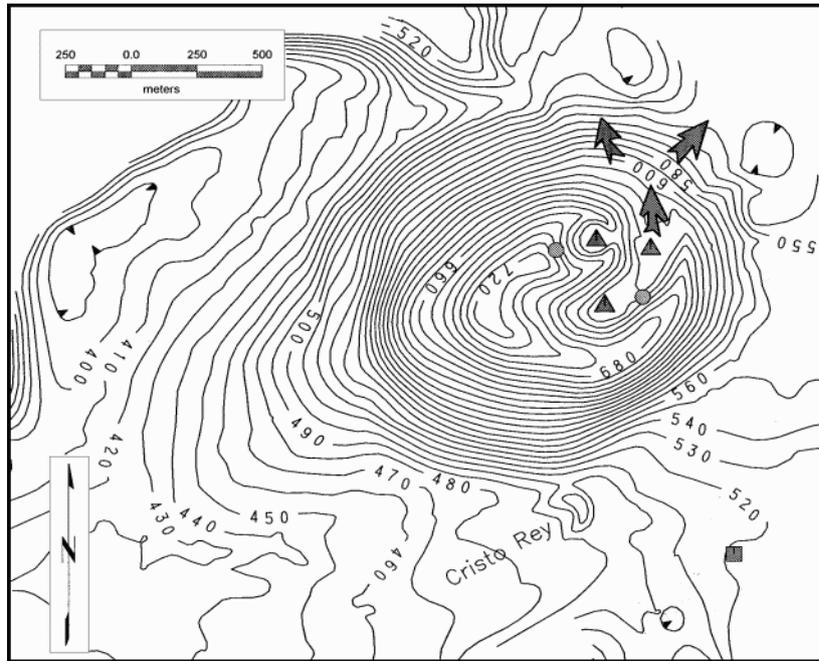


Gambar 5-19 Peta Topografi dari bentuk ketidak selarasan: Perbedaan pola kontur rapat dan renggang

7. **Gunung api**, dicirikan umumnya oleh bentuk kerucut dan pola aliran radial, serta kawah pada puncaknya untuk gunung api muda, sementara untuk gunung api tua dan sudah tidak aktif, dicirikan oleh pola aliran annular serta pola kontur melingkar rapat atau memanjang yang menunjukkan adanya jenjang volkanik atau korok-korok.

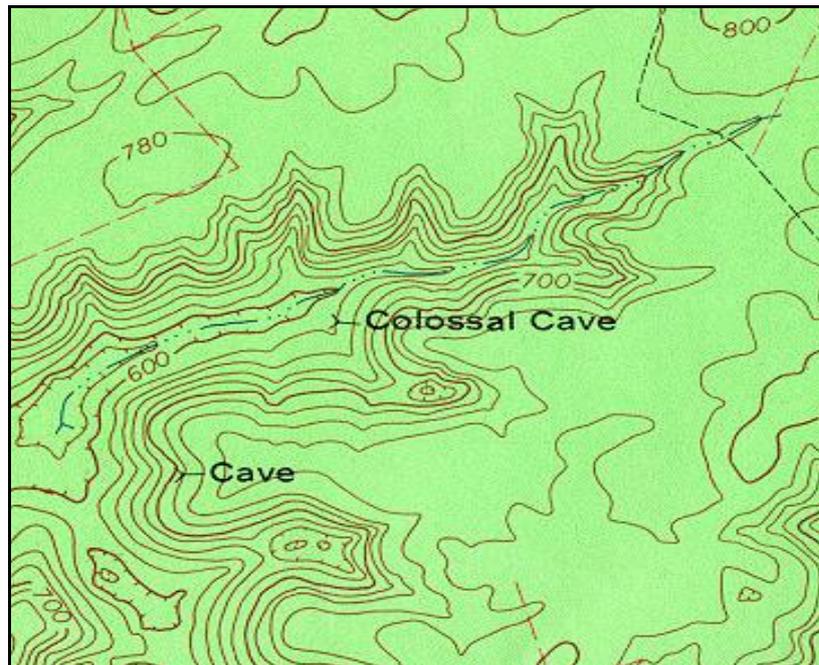


Gambar 5-20 Peta Topografi Gunungapi : Pola kontur membulat dan Pola Aliran Radial

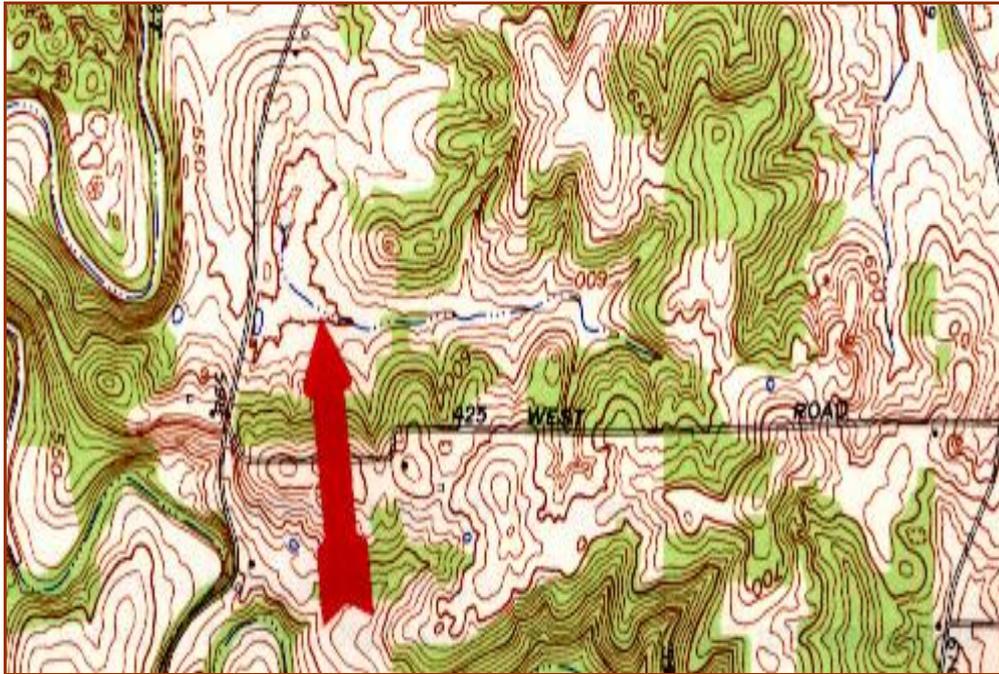


Gambar 5-21 Peta Topografi Kaldera dengan anak Gunungapi : Pola Kontur Membulat.

8. **Karst**, dicirikan oleh pola kontur melingkar yang khas dalam penyebaran yang luas, beberapa aliran sungai seakan-akan terputus, terdapat pola-pola kontur yang menyerupai bintang segi banyak, serta pola aliran sungai multibasinal. **Pola karst** ini agak mirip dengan pola perbukitan seribu yang biasanya terjadi pada kaki gunung api. Walaupun dengan pola kontur yang melingkar dengan penyebaran cukup luas, tetapi umumnya letaknya berjauhan antara satu pola melingkar dengan lainnya, dan tidak didapat pola kontur seperti bintang segi banyak.

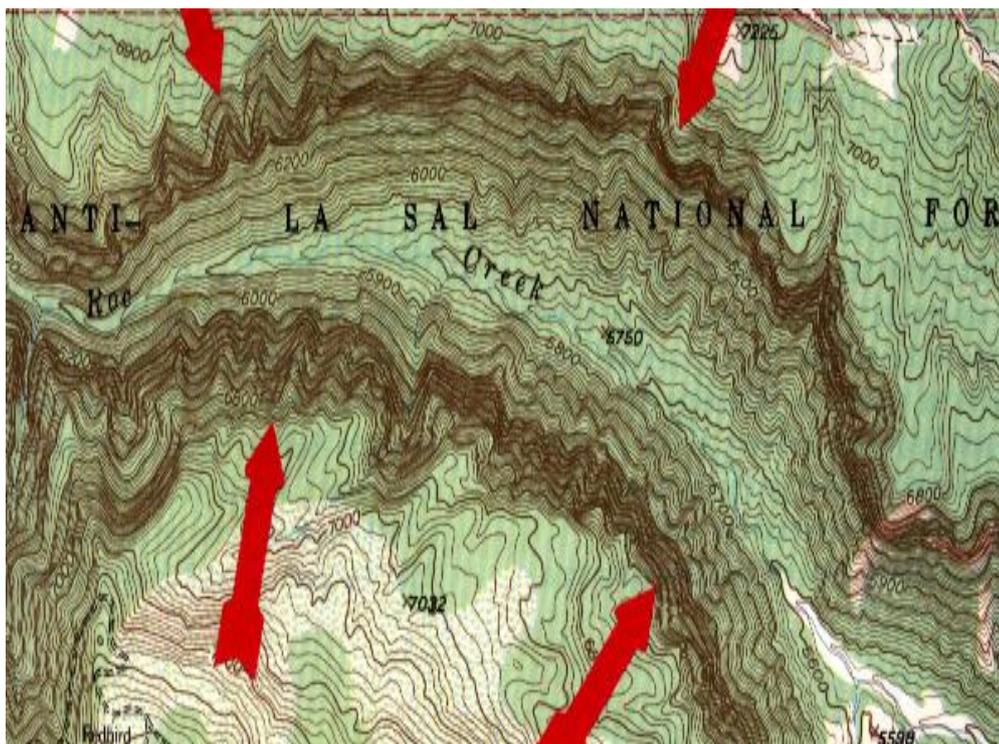


Gambar 5-22. Peta Topografi Karst : “Pola kontur depresi” dan “sungai bawah tanah”



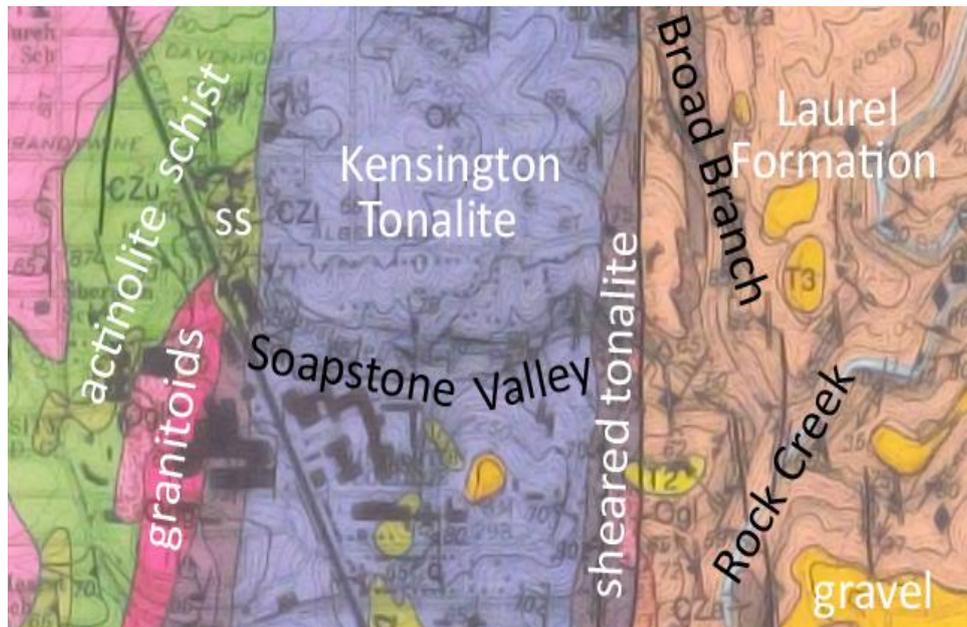
Gambar 5-23. Peta topografi Karst : “Pola kontur depresi” dan “sungai bawah tanah”

9. **Daerah mélange**, umumnya dicirikan oleh pola-pola kontur melingkar berupa bukit-bukit dalam penyebaran yang relative luas, terdapat beberapa pergeseran bentuk-bentuk topografi, kemungkinan juga terdapat beberapa kelurusan, dengan pola aliran sungai rektangular atau contorted.



Gambar 5-24. Peta Topografi Daerah Melange : Pola Kontur dan Pergeseran Bentuk Bentuk Topografi.

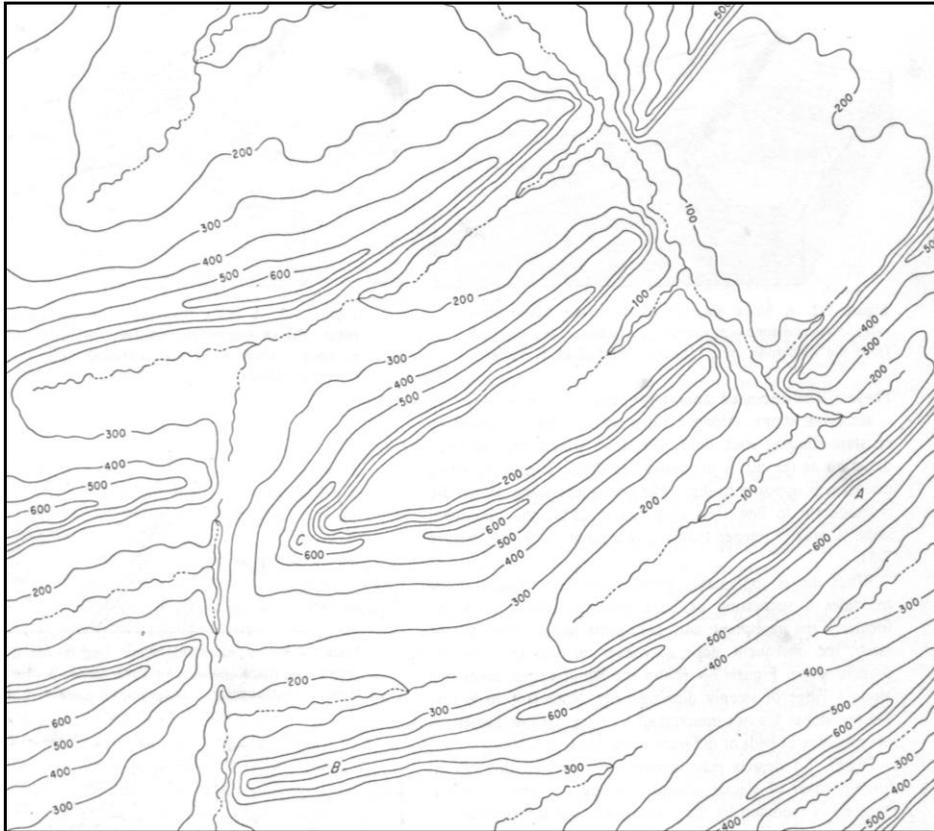
8. **Daerah Slump**, umumnya dicirikan oleh banyaknya pola dip-slope dengan penyebarannya yang tidak menunjukkan pola pelurusan, tetapi lebih berkesan “acak-acakan”. Pola kontur rapat juga tidak menunjukkan kelurusan yang menerus, tetapi berkesan terpatah-patah.



Gambar 5-25. Peta Topografi Daerah Slump : Pola Kontur dengan dip slope yang bersifat acak dan pola aliran dendritik .

Gambar 5-26 adalah suatu peta kontur hipotetis yang merefleksikan wilayah yang tersusun dari batuan sedimen terlipat dan tersesarkan. Berdasarkan peta tersebut dapat dianalisa dan ditafsirkan sebagai berikut:

- Perlipatan batuan dicerminkan oleh pola kontur yang memperlihatkan pola simetri sedangkan kemiringan lapisan batuan dicerminkan oleh kerapatan kontur / spasi kontur. Untuk jurus perlipatan batuan tercermin dari pola garis kontur yang memanjang dari arah baratdaya - timurlaut, pola garis kontur yang demikian dapat ditafsirkan sebagai arah jurus perlipatan batuan.
- Untuk arah kemiringan lapisan dapat ditafsirkan melalui pola spasi kontur dari rapat ke renggang, hal ini mencerminkan bentuk relief yang landai dan bentuk lereng yang demikian biasanya mewakili bidang kemiringan lapisan. Berdasarkan kriteria tersebut, maka dapat ditafsirkan jurus perlipatan batuan berarah baratdaya – timurlaut dengan arah kemiringan lapisan ke arah tenggara dan baratlaut., membentuk lipatan antiklin.
- Patahan / sesar dicerminkan oleh pola aliran sungai dan arah sungai yang membelok secara tiba tiba serta adanya pergeseran pola kontur. Berdasarkan adanya “offset” sungai dan pergeseran pola kontur dapat ditafsirkan pada jalur sungai tersebut dilalui oleh sesar mendatar dengan pergerakan relatifnya mengarah kekanan (dexstral fault)
- Jenis litologi dapat ditafsirkan melalui kerapatan kontur. Untuk kontur rapat mencerminkan batuan yang keras (resisten) sedangkan kontur yang renggang mencerminkan batuan yang lunak (kurang resisten).

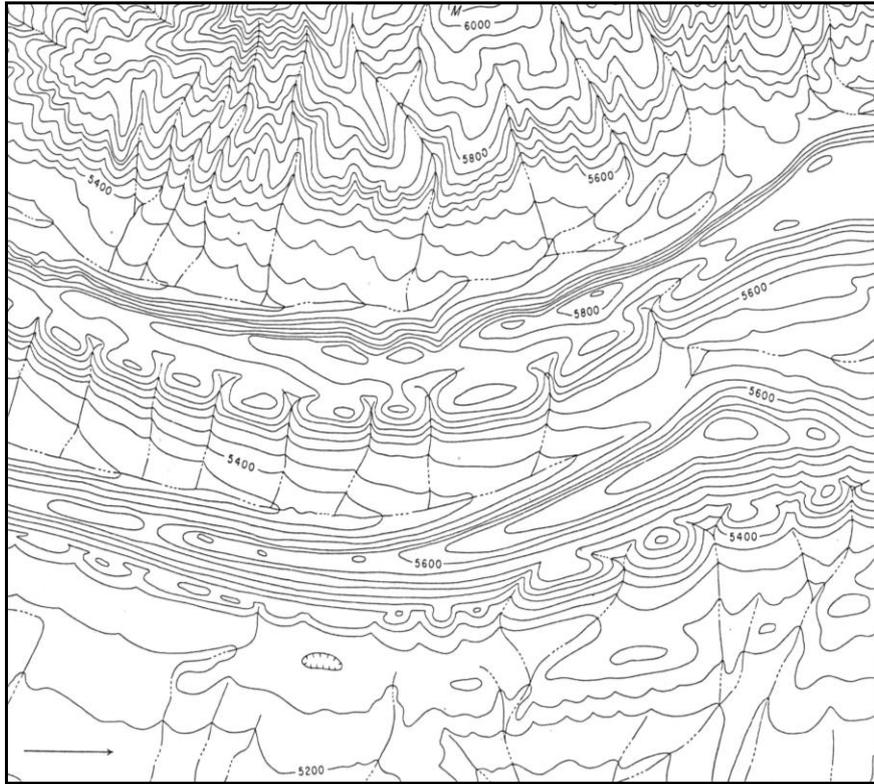


Gambar 5-26. Peta topografi hipotetik yang mencerminkan suatu daerah yang terlipat dan tersesarkan.

Gambar 5-27. adalah peta topografi hipotetis yang merefleksikan suatu wilayah yang tersusun dari perselingan batuan yang resisten (batupasir, konglomerat, atau breksi) dan non-resisten terhadap erosi (lempung, serpih, atau napal).

Berdasarkan peta tersebut dapat dianalisa dan ditafsirkan sebagai berikut:

- Pada peta, batuan resisten ditafsirkan dari kenampakan pola kontur yang rapat, sedangkan batuan non-resisten diwakili oleh pola kontur yang renggang.
- Pola kontur yang berada dibagian atas peta memperlihatkan kontur yang rapat dengan pola kontur tidak teratur. Pola kontur yang demikian umumnya mewakili batuan yang homogen. Berdasarkan data geologi diketahui bahwa topografi tersebut tersusun dari batuan metamorf.
- Kedudukan jurus dan kemiringan lapisan batuan (strike/dip) dapat ditafsirkan melalui pola dan kerapatan konturnya. Untuk jurus perlapisan batuan tercermin dari pola garis kontur yang memanjang dari kiri ke kanan (barat – timur), pola garis kontur yang demikian dapat ditafsirkan sebagai arah jurus perlapisan batuan. Untuk arah kemiringan lapisan dapat ditafsirkan melalui pola spasi kontur dari rapat ke renggang, hal ini mencerminkan bentuk relief yang landai dan bentuk lereng yang demikian biasanya mewakili bidang kemiringan lapisan. Berdasarkan kriteria-kriteria diatas, maka dapat ditafsirkan jurus perlapisannya berarah barat – timur dengan arah kemiringan lapisannya ke arah atas (utara).
- Jenis litologi (jenis batuan) dapat ditafsirkan melalui kerapatan garis kontur, kontur rapat mewakili batuan yang resisten, sedangkan kontur yang renggang mewakili batuan yang kurang resisten. Berdasarkan sebaran pola kontur dan kerapatan garis konturnya dapat ditafsirkan minimal terdapat 7 jenis batuan.



Gambar 5-27. Peta topografi hipotetis yang mencerminkan suatu areal yang terdiri dari perselingan batuan yang resisten dan batuan non-reisiten.

Ringkasan

- **Geomorfologi** adalah ilmu yang mempelajari tentang rona muka bumi beserta aspek-aspek yang mempengaruhinya. Geomorfologi mempelajari bentuk-bentuk bentangalam; bagaimana bentangalam itu terbentuk secara kontruksional yang diakibatkan oleh gaya endogen, dan bagaimana bentangalam tersebut dipengaruhi oleh pengaruh luar berupa gaya eksogen seperti pelapukan, erosi, denudasi, sedimentasi. Air, angin, dan gletser, sebagai agen yang merubah batuan atau tanah membentuk bentang alam yang bersifat destruktional, dan menghasilkan bentuk-bentuk alam darat tertentu (landform).
- **Bentangalam** (*landscape*) didefinisikan sebagai panorama alam yang disusun oleh elemen-elemen geomorfologi dalam dimensi yang lebih luas dari terrain.
- **Bentuk-lahan** (*landforms*) adalah kompleks fisik permukaan ataupun dekat permukaan suatu daratan yang dipengaruhi oleh kegiatan manusia.
- **Struktur, proses dan stadia** merupakan faktor-faktor penting dalam pembahasan geomorfologi. Pembahasan sesuatu daerah tidaklah lengkap kalau salah satu diantaranya tidak dikemukakan (diabaikan). Pada pembahasan terdahulu, telah dikemukakan ketiga faktor tersebut dikenal sebagai prinsip-prinsip dasar geomorfologi, sedangkan pada bahagian ini akan lebih diperjelas lagi, bagaimana arti dan kedudukan ketiga faktor tersebut dalam studi geomorfologi
- **Peta geomorfologi** adalah peta yang menggambarkan bentuk lahan, genesa beserta proses yang mempengaruhinya dalam berbagai skala. Berdasarkan definisi tersebut maka suatu peta geomorfologi harus mencakup hal-hal sebagai berikut:
 - a. Aspek-aspek utama lahan atau terrain yang disajikan dalam bentuk simbol huruf dan angka, warna, pola garis dan hal itu tergantung pada tingkat kepentingan masing-masing aspek.
 - b. Aspek-aspek yang dihasilkan dari sistem survei analitik (diantaranya morfologi dan morfogenesis) dan sintetik (diantaranya proses geomorfologi, tanah /soil, tutupan lahan).
 - c. Unit utama geomorfologi yaitu kelompok bentuk lahan didasarkan atas bentuk asalnya (struktural, denudasi, fluvial, marin, karts, angin dan es).
 - d. Skala peta merupakan perbandingan jarak peta dengan jarak sebenarnya yang dinyatakan dalam angka, garis atau kedua-duanya.
- **Kegunaan Peta Geomorfologi :**
 1. Untuk tujuan sains maka peta geomorfologi diharap mampu memberi informasi mengenai:
 - a. Faktor-faktor geologi apa yang telah berpengaruh kepada pembentukan bentangalam disuatu tempat
 - b. Uraian deskriptif dari bentuk-bentuk bentangalam apa saja yang telah terbentuk. Peta geomorfologi yang disajikan harus dapat menunjang hal-hal tersebut diatas, demikian pula klasifikasi yang digunakan.
 - c. Gambaran peta yang menunjang genesa dan bentuk diutamakan.
 2. Untuk tujuan terapan peta geomorfologi lebih banyak memberi informasi mengenai :
 - a. Geometri dan bentuk permukaan bumi seperti tinggi, luas, kemiringan lereng, kerapatan sungai, dan sebagainya.
 - b. Proses geomorfologi yang sedang berjalan dan besarnya seperti :
 - Jenis proses (pelapukan, erosi, sedimentasi, longsor, pelarutan, dan sebagainya).
 - Besaran dan proses tersebut (berapa luas, berapa dalam, berapa intensitasnya, dan sebagainya).

Pertanyaan Ulangan

1. Sebutkan apa bedanya antara Bentangalam dan Bentuklahan ?
2. Sebutkan faktor-faktor apa saja yang mempengaruhi bentuk bentangalam ?
3. Sebutkan bentuk-bentuk bentang alam yang bersifat konstruksional dan bentuk bentangalam destruksional ?
4. Jelaskan manfaat peta geomorfologi bagi para perencana wilayah dan kota (planolog) maupun para ahli teknik sipil ?
5. Jelaskan hubungan antara peta topografi dengan geomorfologi ?

6

Penginderaan Jauh

6.1. Pendahuluan

Teknologi penginderaan jauh (remote sensing) berkembang dengan pesat sejak eksplorasi antariksa berlangsung sekitar tahun 1960-an dengan mengorbitnya satelit-satelit Gemini, Apollo, Sputnik, Solyus. Kamera yang mengambil gambar permukaan bumi dari satelit memberikan informasi berbagai gejala dipermukaan bumi seperti geologi, kehutanan, kelautan dan sebagainya. Teknologi pemotretan udara yang berkembang bersamaan dengan era eksplorasi antariksa seperti sistem kamera majemuk, multispectral scanner, vidicon, radiometer, spectrometer diikuti sertakan dalam misi antariksa tersebut pada tahap berikutnya.

Pada tahun 1972 satelit ERTS-1 (sekarang dikenal dengan Landsat) untuk pertama kali diorbitkan Amerika Serikat. Satelit ini dikenal dengan satelit sumber alam karena fungsinya adalah untuk memetakan potensi sumber alam dan memantau kondisi lingkungan. Para praktisi dari berbagai bidang ilmu mencoba memanfaatkan data Landsat untuk menunjang program pemetaan, dalam waktu singkat disimpulkan bahwa data satelit tersebut potensial untuk menunjang program pemetaan dalam lingkup sangat luas. Sejak itu berbagai satelit sejenis diorbitkan oleh negara-negara maju lain, seperti SPOT oleh Perancis, IRS oleh India, MOSS dan Adeos oleh Jepang, ERS-1 oleh MEE (Masyarakat Ekonomi Eropa) dan Radarsat oleh Kanada.

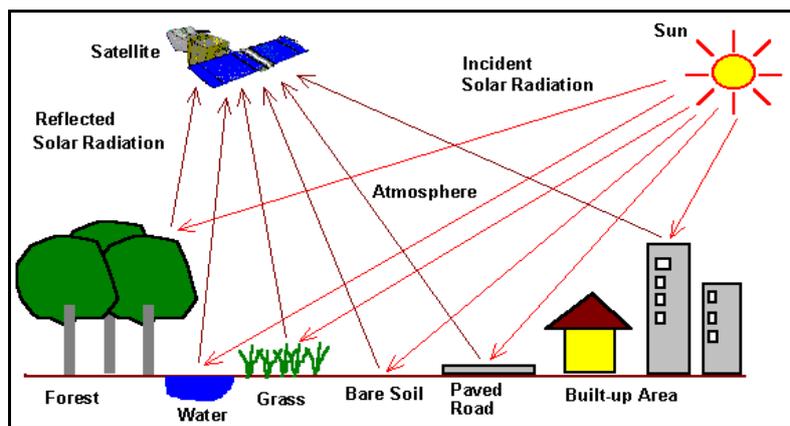
Pada sekitar tahun 2000 sensor berketelitian tinggi yang semula merupakan jenis sensor untuk mata-mata/intelligence telah pula dipakai untuk keperluan sipil dan diorbitkan melalui satelit-satelit Quickbird, Ikonos, Orbimage-3, sehingga obyek kecil di permukaan bumi dapat pula direkam. Penggunaan data satelit penginderaan jauh di bidang kebumihan telah banyak dilakukan di negara maju untuk keperluan pemetaan geologi, eksplorasi mineral dan energi, bencana alam dan sebagainya. Di Indonesia penggunaan dalam bidang kebumihan belum sebanyak di luar negeri karena berbagai kendala, diantaranya data satelit cukup mahal, memerlukan software khusus dan paling utama adalah ketersediaan sumberdaya manusia yang terampil sangat terbatas. Dalam pembahasan ini akan lebih ditekankan pada pengenalan informasi geologi dan kondisi lingkungan geologi yang dalam beberapa hal berkaitan dengan penggunaan data satelit penginderaan jauh.

6.2. Prinsip Dasar

Penginderaan jauh didefinisikan sebagai suatu metoda untuk mengenal dan menentukan obyek dipermukaan bumi tanpa melalui kontak langsung dengan obyek tersebut. Banyak pakar memberi batasan, penginderaan jauh hanya mencakup pemanfaatan gelombang elektromagnetik saja, sedangkan penginderaan yang memanfaatkan sifat fisik bumi seperti kemagnetan, gaya berat dan seismik tidak termasuk dalam klasifikasi ini. Namun sebagian pakar memasukkan pengukuran sifat fisik bumi ke dalam lingkup penginderaan jauh. Di bawah ini akan disinggung secara singkat mengenai gelombang elektromagnetik, pembagian dalam selang panjang gelombang (spectral range), mengapa dipakai dalam sistem perekaman citra dan bagaimana responnya terhadap benda di permukaan bumi.

6.2.1. Komponen Dasar

Empat komponen dasar dari sistem Penginderaan Jauh adalah target, sumber energi, alur transmisi, dan sensor (gambar 6-1). Komponen dalam sistem ini berkerja bersama untuk mengukur dan mencatat informasi mengenai target tanpa menyentuh obyek tersebut. Sumber energi yang menyinari atau memancarkan energi elektromagnetik pada target mutlak diperlukan. Energi berinteraksi dengan target dan sekaligus berfungsi sebagai media untuk meneruskan informasi dari target kepada sensor. Sensor adalah sebuah alat yang mengumpulkan dan mencatat radiasi elektromagnetik. Setelah dicatat, data akan dikirimkan ke stasiun penerima dan diproses menjadi format yang siap pakai, diantaranya berupa citra. Citra ini kemudian diinterpretasi untuk menyarikan informasi mengenai target. Proses interpretasi biasanya berupa gabungan antara visual dan automatic dengan bantuan computer dan perangkat lunak pengolah citra.



Gambar 6-1. Komponen Penginderaan Jauh: (1). Sumber Energi (matahari); (2). Target (obyek di permukaan bumi); (3). Atmosfir (media transmisi); dan (4). Sensor (alat perekam).

6.2.2. Teknologi Penginderaan Jauh

Sebuah platform Penginderaan Jauh dirancang sesuai dengan beberapa tujuan khusus. Tipe sensor dan kemampuannya, platform, penerima data, pengiriman dan pemrosesan harus dipilih dan dirancang sesuai dengan tujuan tersebut dan beberapa faktor lain seperti biaya, waktu dan sebagainya.

1. Resolusi sensor

Rancangan dan penempatan sebuah sensor terutama ditentukan oleh karakteristik khusus dari obyek yang ingin dipelajari dan informasi yang diinginkan dari obyek tersebut. Setiap aplikasi Penginderaan Jauh mempunyai kebutuhan khusus mengenai luas cakupan area, frekuensi pengukuran dan tipe energi yang akan dideteksi. Oleh karena itu, sebuah sensor harus mampu memberikan resolusi spasial, spectral dan temporal yang sesuai dengan kebutuhan aplikasi.

- **Resolusi spasial** menunjukkan tingkat kerincian/ketelitian suatu obyek yang ditangkap oleh sensor. Semakin rinci suatu obyek maka akan semakin tinggi pula resolusi spasial yang diperlukan. Sebagai contoh, pemetaan penggunaan lahan memerlukan resolusi spasial lebih tinggi daripada sistem pengamatan cuaca berskala besar.
- **Resolusi spektral** menunjukkan lebar kisaran dari masing-masing band spektral yang diukur oleh sensor. Untuk mendeteksi kerusakan tanaman dibutuhkan sensor dengan kisaran band yang sempit pada bagian merah.
- **Resolusi temporal** menunjukkan interval waktu antar dua pengukuran yang berurutan. Untuk memonitor perkembangan kebakaran hutan maka diperlukan pengukuran setiap jam,

sedangkan untuk memonitor produksi tanaman membutuhkan pengukuran setiap musim, sedangkan pemetaan geologi hanya membutuhkan sekali pengukuran.

2. Platform

- **Ground-Based Platforms:** sensor diletakkan di atas permukaan bumi dan tidak berpindah-pindah. Sensornya biasanya sudah baku seperti pengukur suhu, angin, pH air, intensitas gempa dll. Biasanya sensor ini diletakkan di atas bangunan tinggi seperti menara.
- **Aerial platforms:** biasanya diletakkan pada pesawat terbang, meskipun platform airborne lain seperti balon udara, helikopter dan roket juga bisa digunakan. Digunakan untuk mengumpulkan citra yang sangat detail dari permukaan bumi dan hanya ditargetkan ke lokasi tertentu. Dimulai sejak awal 1900-an.
- **Satellite Platforms:** sejak awal 1960 an sensor mulai diletakkan pada satelit yang diposisikan pada orbit bumi dan teknologinya berkembang pesat sampai sekarang. Banyak studi yang dulunya tidak mungkin menjadi mungkin.

3. Komunikasi dan pengumpulan data

Pengiriman data yang dikumpulkan dari sebuah sistem Penginderaan Jauh kepada pemakai kadang-kadang harus dilakukan dengan sangat cepat. Oleh karena itu, pengiriman, penerimaan, pemrosesan dan penyebaran data dari sebuah sensor satelit harus dirancang dengan teliti untuk memenuhi kebutuhan pemakai. Pada ground-based platforms, pengiriman menggunakan sistem komunikasi ground-based seperti radio, transmisi microwave atau computer network. Bisa juga data disimpan pada platform untuk kemudian diambil secara manual. Pada aerial Platforms, data biasanya disimpan on board dan diambil setelah pesawat mendarat. Dalam hal satellite Platforms, data dikirim ke bumi yaitu kepada sebuah stasiun penerima. Berbagai cara transmisi yang dilakukan:

1. langsung kepada stasiun penerima yang ada dalam jangkauan,
2. disimpan on board dan dikirimkan pada saat stasiun penerima ada dalam jangkauan, terus menerus, yaitu pengiriman ke stasiun penerima melalui komunikasi satelit berantai pada orbit bumi, atau
3. kombinasi dari cara-cara tersebut.

Data diterima oleh stasiun penerima dalam bentuk format digital mentah. Kemudian data tersebut akan diproses untuk pengkoreksian sistematik, geometrik dan atmosferik dan dikonversi menjadi format standard. Data kemudian disimpan dalam tape, disk atau CD. Data biasanya disimpan di stasiun penerima dan pemroses, sedangkan perpustakaan lengkap dari data biasanya dikelola oleh pemerintah ataupun perusahaan komersial yang berkepentingan.

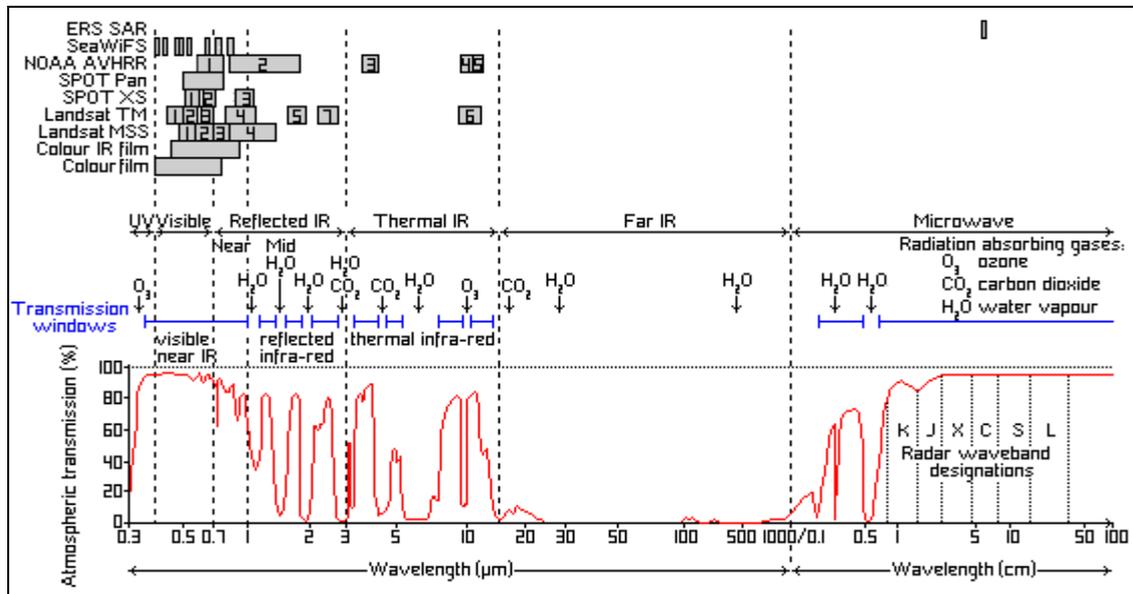
4. Radiasi Elektromagnetik

Berangkat dari bahasan kita di atas mengenai komponen sistem Penginderaan Jauh, energi elektromagnetik adalah sebuah komponen utama dari kebanyakan sistem Penginderaan Jauh untuk lingkungan hidup, yaitu sebagai medium untuk pengiriman informasi dari target kepada sensor. Energi elektromagnetik merambat dalam gelombang dengan beberapa karakter yang bisa diukur, yaitu: panjang gelombang/wavelength, frekuensi, amplitudo, kecepatan. Amplitudo adalah tinggi gelombang, sedangkan panjang gelombang adalah jarak antara dua puncak. Frekuensi adalah jumlah gelombang yang melalui suatu titik dalam satu satuan waktu. Frekuensi tergantung dari kecepatan merambatnya gelombang. Karena kecepatan energi elektromagnetik adalah konstan (kecepatan cahaya), panjang gelombang dan frekuensi berbanding terbalik. Semakin panjang suatu gelombang, semakin rendah frekuensinya, dan semakin pendek suatu gelombang semakin tinggi frekuensinya. Energi elektromagnetik dipancarkan, atau dilepaskan, oleh semua masa di alam semesta pada level yang berbedabeda. Semakin tinggi level energi dalam suatu sumber energi, semakin rendah panjang

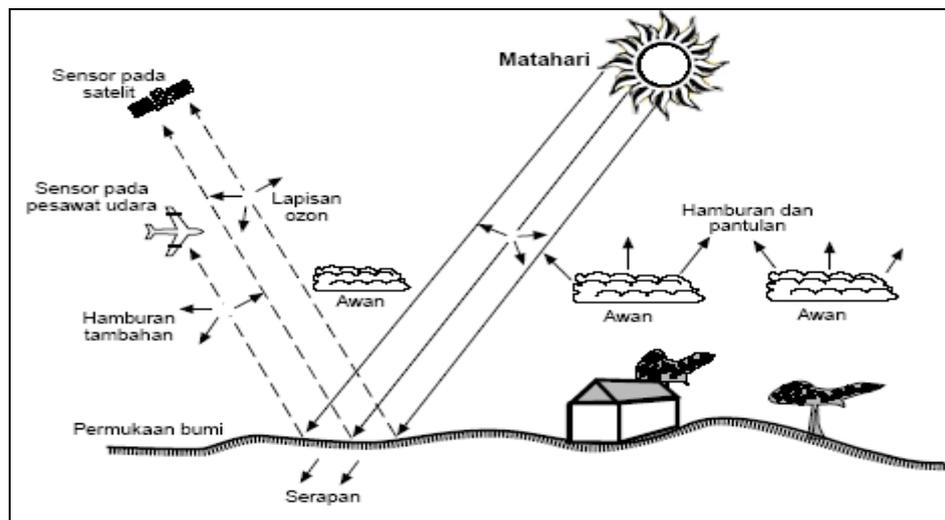
gelombang dari energi yang dihasilkan, dan semakin tinggi frekuensinya. Perbedaan karakteristik energi gelombang digunakan untuk mengelompokkan energi elektromagnetik.

5. Gelombang Elektromagnetik

Gelombang elektromagnetik adalah gelombang yang merambat secara kontinu dalam gerak yang harmonis. Sumber dari gelombang ini secara alami adalah sinar matahari, selain dapat pula dibuat secara artifisial seperti pada penginderaan dengan gelombang radar (gelombang mikro). Selang panjang gelombang elektromagnetik mulai dari sekitar 0.3 nm sampai orde meter yang meliputi gelombang ultra ungu sampai radio (gambar 6-2).



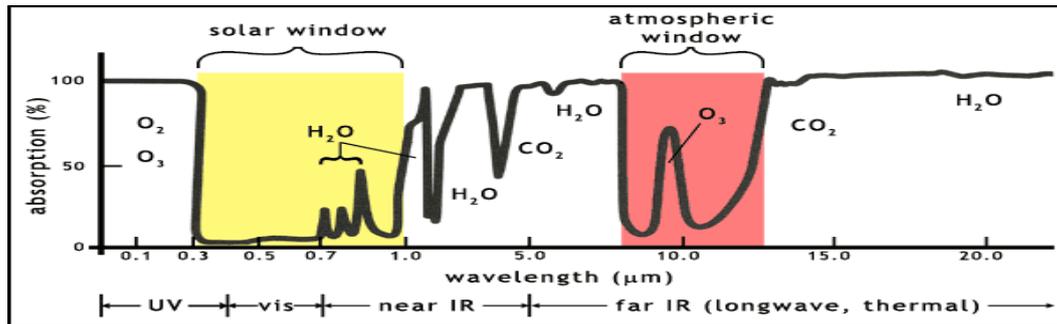
Gambar 6-2. Selang panjang gelombang elektromagnetik, Jendela Atmosfir dan Sistem Penginderaan Jauh (Film berwarna, Film Infra Merah, Landsat MSS, Landsat TM, SPOT, NOAA AVHRR, ERS SAR)



Gambar 6-3 Proses yang berlangsung di atmosfer selama gelombang menjalar ke permukaan bumi

Tidak semua gelombang elektromagnetik dapat dipakai dalam sistim perekaman data karena sebagian dari selang panjang gelombang tersebut tidak dapat diteruskan (ditrasmit) ke permukaan bumi. Perambatan gelombang ke permukaan bumi dipengaruhi oleh proses yang terlihat pada gambar 6-3.

Penghalang yang membendung jalannya gelombang tersebut di antaranya adalah massa gas yang terdapat di atmosfer seperti O₂, H₂O, CO₂. Oleh karena itu ada celah-celah dimana transmisi gelombang berjalan penuh. Celah tersebut dikenal sebagai jendela atmosfer (atmospheric window) seperti dapat dilihat pada gambar 6-2. dan gambar 6-4.



Gambar 6-4. Jendela atmosfer dimana transmisi gelombang berjalan penuh

Berdasarkan distribusi jendela atmosfer tersebut sistem penginderaan jauh dipilih dan ditentukan secara operasional.

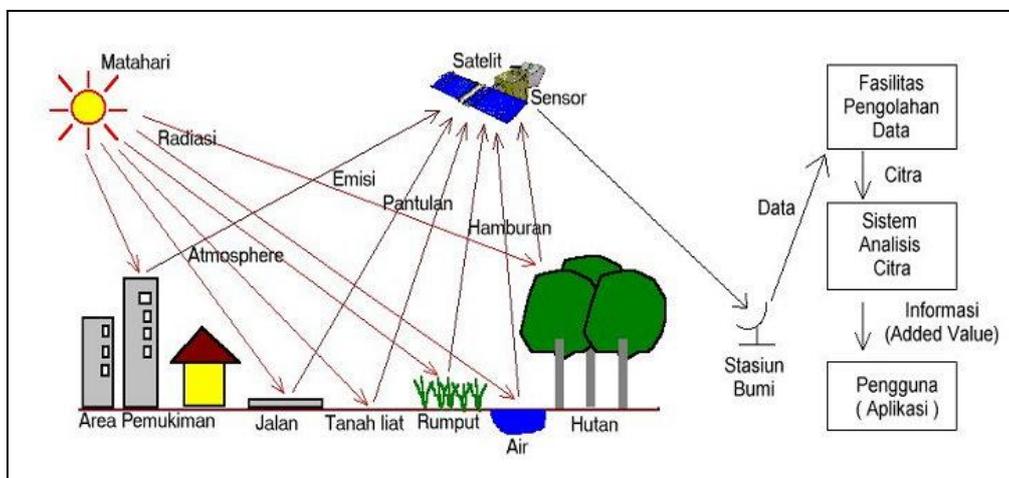
Susunan semua bentuk gelombang elektromagnetik berdasarkan panjang gelombang dan frekuensinya disebut spectrum elektromagnetik. Gambar spectrum elektromagnetik di bawah disusun berdasarkan panjang gelombang (diukur dalam satuan μm) mencakup kisaran energi yang sangat rendah, dengan panjang gelombang tinggi dan frekuensi rendah, seperti gelombang radio sampai ke energi yang sangat tinggi, dengan panjang gelombang rendah dan frekuensi tinggi seperti radiasi X-ray dan Gamma Ray.

- **Radio** : Radio energi adalah bentuk level energi elektromagnetik terendah, dengan kisaran panjang gelombang dari ribuan kilometer sampai kurang dari satu meter. Penggunaan paling banyak adalah komunikasi, untuk meneliti luar angkasa dan sistem radar. Radar berguna untuk mempelajari pola cuaca, badai, membuat peta 3D permukaan bumi, mengukur curah hujan, pergerakan es di daerah kutub dan memonitor lingkungan. Panjang gelombang radar berkisar antara 0.8 – 100 cm.
- **Microwave** : Panjang gelombang radiasi microwave berkisar antara 0.3 – 300 cm. Penggunaannya terutama dalam bidang komunikasi dan pengiriman informasi melalui ruang terbuka, memasak, dan sistem Penginderaan Jauh aktif. Pada sistem Penginderaan Jauh aktif, pulsa microwave ditembakkan kepada sebuah target dan refleksinya diukur untuk mempelajari karakteristik target. Sebagai contoh aplikasi adalah Tropical Rainfall Measuring Mission's (TRMM) Microwave Imager (TMI), yang mengukur radiasi microwave yang dipancarkan dari atmosfer bumi untuk mengukur penguapan, kandungan air di awan dan intensitas hujan.
- **Infrared** : Radiasi infrared (IR) bisa dipancarkan dari sebuah obyek ataupun dipantulkan dari sebuah permukaan. Pancaran infrared dideteksi sebagai energi panas dan disebut thermal infrared. Energi yang dipantulkan hampir sama dengan energi sinar nampak dan disebut dengan reflected IR atau near IR karena posisinya pada spektrum elektromagnetik berada di dekat sinar nampak. Panjang gelombang radiasi infrared berkisar antara 0.7 – 300 μm, dengan spesifikasi: near IR atau reflected IR: 0.7 – 3 μm, dan thermal IR: 3 – 15 μm Untuk aplikasi PJ untuk lingkungan hidup menggunakan citra Landsat, Reflected IR pada band 4 (near IR), band 5, 7 (Mid IR) dan thermal IR pada band 6, merupakan karakteristik utama untuk interpretasi citra. Sebagai contoh, gambar berikut menunjukkan suhu permukaan laut global (dengan thermal IR) dan sebaran vegetasi (dengan near IR).

- **Visible :** Posisi sinar nampak pada spectrum elektromagnetik adalah di tengah. Tipe energi ini bisa dideteksi oleh mata manusia, film dan detektor elektronik. Panjang gelombang berkisar antara 0.4 to 0.7 μm . Perbedaan panjang gelombang dalam kisaran ini dideteksi oleh mata manusia dan oleh otak diterjemahkan menjadi warna. Di bawah adalah contoh komposit dari citra Landsat Thematic Mapper.
- **Ultraviolet, X-Ray, Gamma Ray:** Radiasi ultraviolet, X-Ray dan Gamma Ray berada dalam urutan paling kiri pada spectrum elektromagnetik. Tipe radiasinya berasosiasi dengan energi tinggi, seperti pembentukan bintang, reaksi nuklir, ledakan bintang. Panjang gelombang radiasi ultraviolet berkisar antara 3 nm-0.4 μm , sedangkan X-Ray 0.03 – 3 nm, dan Gamma ray < 0.003nm. Radiasi UV bisa dideteksi oleh film dan detektor elektronik, sedangkan X-ray dan Gamma-ray diserap sepenuhnya oleh atmosfer, sehingga tidak bisa diukur dengan Penginderaan Jauh.

6.2.3. Sistim Penginderaan Jauh

Sistim penginderaan jauh mencakup beberapa komponen utama yaitu: (1). Sumber energi; (2). Sensor sebagai alat perekam data; (3). Stasiun bumi sebagai pengendali dan penyimpan data; (4). Fasilitas pemrosesan data; (5). Pengguna data. Secara diagramatik diperlihatkan pada gambar 6-5. Sumber energi yang umum dipergunakan dalam sistim penginderaan jauh yang operasional saat ini adalah dari matahari yang dikenal sebagai “passive sensing” sebaliknya sistim “active sensing” dipakai dalam sistim “imaging radar”.



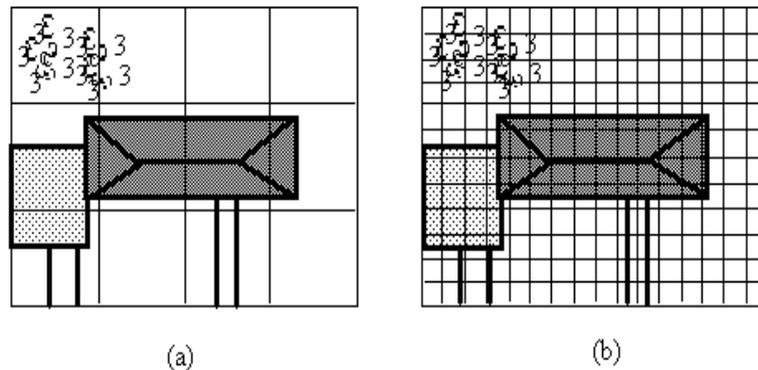
Gambar 6-5. Diagram sistim penginderaan jauh pada umumnya

Sensor yang dapat digunakan untuk perekam data dapat berupa multispectral scanner, vidicon atau multispectral camera. Rekaman data pada umumnya disimpan sementara di dalam alat perekam yang ditempatkan di satelit kemudian dikirimkan secara telemetri ke stasiun penerima bumi sebagai data mentah (raw data). Di stasiun bumi data mengalami pemrosesan awal (pre-processing) seperti proses kalibrasi radiometri, koreksi geometri sebelum dikemas dalam bentuk format baku yang siap untuk dipakai pengguna (users). Pengguna data pada umumnya adalah masyarakat umum dengan tidak ada pengecualian apakah militer, sipil, instansi pemerintah atau swasta. Pemesanan dapat dilakukan langsung kepada stasiun penerima (user services) atau melalui agen/distributor lain.

6.2.4. Data Penginderaan Jauh

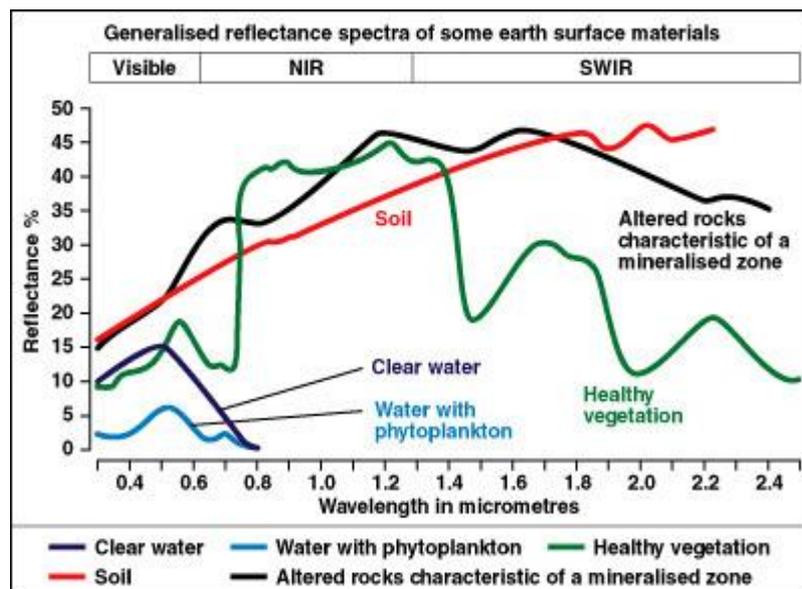
Data penginderaan jauh pada umumnya berbentuk data digital yang merekam unit terkecil di dalam sistim perekam data. Unit terkecil ini dikenal dengan nama pixel (picture element) yang berupa koordinat 3 dimensi (x,y,z). Koordinat x,y menunjukkan lokasi unit tersebut dalam koordinat geografi dan y menunjukkan nilai intensitas pantul dari unit dalam tiap selang panjang gelombang

yang dipakai. Nilai intensitas pantul berkisar antara 0 – 255 dimana 0 merupakan intensitas terendah (hitam) dan 255 intensitas tertinggi (putih). Ukuran pixel berbeda tergantung pada sistem yang dipakai, menunjukkan ketajaman/ketelitian dari data penginderaan jauh, atau yang dikenal dengan resolusi spasial. Makin besar nilai resolusi spasial suatu data makin kurang detail data tersebut dihasilkan, sebaliknya makin kecil nilai resolusi spasial makin detail data tersebut dihasilkan seperti dapat dilihat pada gambar 6-6.



Gambar 6-6. Gambaran perbedaan nilai resolusi spasial data penginderaan jauh.

Selain resolusi spasial data penginderaan jauh mengenal suatu istilah lain yaitu resolusi spektral. Data penginderaan jauh yang menggunakan satu “band” pada sensornya hanya akan memberikan satu data intensitas pantul pada tiap pixel. Apabila sensor menggunakan 5 band maka data pada tiap pixel akan menghasilkan 5 nilai intensitas yang berbeda. Dengan menggunakan banyak band (multiband) maka pemisahan suatu obyek dapat dilakukan lebih akurat berdasarkan nilai intensitas yang khas dari masing-masing band yang dipakai. Sebagai ilustrasi resolusi spektral diperlihatkan pada gambar 6-7.



Gambar 6-7. Diagram yang menunjukkan resolusi spektral dari data penginderaan jauh multispectral.

6.2.5. Pemrosesan Data

Karena data penginderaan jauh berupa data digital maka penggunaan data memerlukan suatu perangkat keras dan lunak khusus untuk pemrosesannya. Komputer PC dan berbagai software seperti ERMapper, ILWIS, IDRISI, ERDAS, PCI, ENVI dsb dapat dipergunakan sebagai pilihan. Untuk keperluan analisis dan interpretasi dapat dilakukan dengan dua cara: (1). Pemrosesan dan

analisis digital dan (2). Analisis dan interpretasi visual. Kedua metoda ini mempunyai keunggulan dan kekurangan, seyogyanya kedua metoda dipergunakan bersama-sama untuk saling melengkapi.

Pemrosesan digital berfungsi untuk membaca data, menampilkan data, memodifikasi dan memproses, ekstraksi data secara otomatis, menyimpan, mendesain format peta dan mencetak. Sedangkan analisis dan interpretasi visual dipergunakan apabila pemrosesan data secara digital tidak dapat dilakukan dan kurang berfungsi baik. Pemrosesan secara digital lain sangat bervariasi seperti misalnya deteksi tepi (*edge enhancements*), *filtering*, *histogram transformations*, *band ratioing*, *Principle Component Analysis (PCA)*, *Classifications*, penggunaan formula dan sebagainya. Disamping pemrosesan digital suatu metoda lain yang tidak dapat dikesampingkan adalah pemrosesan, interpretasi dan analisis secara visual. Cara seperti ini dilakukan seperti halnya diterapkan dalam interpretasi potret udara konvensional yang telah lama dilakukan sebelum era citra satelit diperkenalkan. Parameter interpretasi seperti pengenalan obyek berdasarkan bentuk, ukuran, pola dan tekstur topografi, struktur, rona warna dan sebagainya dipergunakan dalam mengenal dan membedakan obyek / benda antara satu dengan yang lain. Dalam bidang geologi interpretasi visual memegang peran sangat penting karena obyek-obyek geologi sukar sekali dipisahkan melalui pemrosesan secara digital.

6.2.6. Interaksi Energi

Gelombang elektromagnetik (EM) yang dihasilkan matahari dipancarkan (*radiated*) dan masuk ke dalam atmosfer bumi. Interaksi antara radiasi dengan partikel atmosfer bisa berupa penyerapan (*absorption*), pemencaran (*scattering*) atau pemantulan kembali (*reflectance*). Sebagian besar radiasi dengan energi tinggi diserap oleh atmosfer dan tidak pernah mencapai permukaan bumi. Bagian energi yang bisa menembus atmosfer adalah yang '*transmitted*'. Semua masa dengan suhu lebih tinggi dari 0 Kelvin (-273° C) mengeluarkan (*emit*) radiasi EM. Radiometer adalah alat pengukur level energi dalam kisaran panjang gelombang tertentu, yang disebut *channel*. Penginderaan Jauh multispectral menggunakan sebuah radiometer yang berupa deretan dari banyak sensor, yang masing-masing peka terhadap sebuah *channel* atau band dari panjang gelombang tertentu. Data spectral yang dihasilkan dari suatu target berada dalam kisaran level energi yang ditentukan. Radiometer yang dibawa oleh pesawat terbang atau satelit mengamati bumi dan mengukur level radiasi yang dipantulkan atau dipancarkan dari benda-benda yang ada di permukaan bumi atau pada atmosfer. Karena masing-masing jenis permukaan bumi dan tipe partikel pada atmosfer mempunyai karakteristik spectral yang khusus (atau *spectral signature*) maka data ini bisa dipakai untuk menyediakan informasi mengenai sifat target.

Pada permukaan yang rata, hampir semua energi dipantulkan dari permukaan pada suatu arah, sedangkan pada permukaan kasar, energi dipantulkan hampir merata ke semua arah. Pada umumnya permukaan bumi berkisar diantara ke dua ekstrim tersebut, tergantung pada kekasaran permukaan. Contoh yang lebih spesifik adalah pemantulan radiasi EM dari daun dan air. Sifat klorofil adalah menyerap sebagian besar radiasi dengan panjang gelombang merah dan biru dan memantulkan panjang gelombang hijau dan near IR. Sedangkan air menyerap radiasi dengan panjang gelombang nampak tinggi dan near IR lebih banyak daripada radiasi nampak dengan panjang gelombang pendek (biru). Pengetahuan mengenai perbedaan spectral signature dari berbagai bentuk di permukaan bumi memungkinkan kita untuk menginterpretasi citra. Tabel di sebelah kanan sangat berguna dalam menginterpretasi vegetasi dari citra Landsat TM. Ada dua tipe deteksi yang dilakukan oleh sensor: deteksi pasif dan aktif. Banyak bentuk Penginderaan Jauh yang menggunakan deteksi pasif, dimana sensor mengukur level energi yang secara alami dipancarkan, dipantulkan, atau dikirimkan oleh target. Sensor ini hanya bisa bekerja apabila terdapat sumber energi yang alami, pada umumnya sumber radiasi adalah matahari, sedangkan pada malam hari atau apabila permukaan bumi tertutup awan, debu, asap dan partikel atmosfer lain, pengambilan data dengan cara deteksi pasif tidak bisa dilakukan dengan baik. Contoh sensor pasif yang paling dikenal adalah sensor utama pada satelit Landsat, Thematic Mapper, yang mempunyai 7 band atau *channel*. Sedangkan pada deteksi aktif, Penginderaan Jauh menyediakan sendiri sumber energi untuk menyinari target dan menggunakan sensor untuk mengukur refleksi energi oleh target dengan

menghitung sudut refleksi atau waktu yang diperlukan untuk mengembalikan energi. Keuntungan menggunakan deteksi pasif adalah pengukuran bisa dilakukan kapan saja. Akan tetapi sistem aktif ini memerlukan energi yang cukup besar untuk menyinari target. Sebagai contoh adalah radar Dopler, sebuah sistem ground-based, radar presipitasi pada satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), yang merupakan spaceborne pertama yang menghasilkan peta 3-D dari struktur badai.

Band 1 (0.45-0.52 μ m; biru) - berguna untuk membedakan kejernihan air dan juga membedakan antara tanah dengan tanaman.

Band 2 (0.52-0.60 μ m; hijau) - berguna untuk mendeteksi tanaman.

Band 3 (0.63-0.69 μ m; merah) - band yang paling berguna untuk membedakan tipe tanaman, lebih daripada band 1 dan 2.

Band 4 (0.76-0.90 μ m; reflected IR) - berguna untuk meneliti biomas tanaman, dan juga membedakan batas tanah-tanaman dan daratan-air.

Band 5 (1.55-1.75 μ m; reflected IR) – menunjukkan kandungan air tanaman dan tanah, berguna untuk membedakan tipe tanaman dan kesehatan tanaman. Juga digunakan untuk membedakan antara awan, salju dan es.

Band 7 (2.08-2.35 μ m; reflected IR) – berhubungan dengan mineral; rasion antara band 5 dan 7 berguna untuk mendeteksi batuan dan deposit mineral.

Band 6 (10.4-12.5 μ m; thermal IR) - berguna untuk mencari lokasi kegiatan geothermal, mengukur tingkat stress tanaman, kebakaran, dan kelembaban tanah.

Sumber: Sabins 1986

Gambar 6-8 Karakteristik Band pada Citra Landsat TM

6.3. Penafsiran Geologi Dari Citra Penginderaan Jauh

Penggunaan data penginderaan jauh dalam bidang kebumihan pada dasarnya adalah mengenal dan memetakan obyek dan parameter kebumihan yang spesifik, menafsirkan proses pembentukannya dan menafsirkan kaitannya dengan aspek lain. Untuk melakukan hal di atas dua metoda yang umum dilakukan melalui metoda visual/manual yaitu mengenal obyek obyek geologi seperti perbukitan, dataran, gunungapi, delta dan gejala geologi spesifik seperti perbedaan jenis batuan, bidang perlapisan, struktur sesar. Pada tabel dibawah diberikan unsur unsur dasar penafsiran citra. Analisa geologi biasanya dilakukan berdasarkan metoda analisa visual. Analisa visual untuk geologi didasarkan atas unsur unsur dasar dari citra. Pengetahuan tentang daerah yang di analisa menjadi faktor yang sangat penting untuk mencapai hasil yang maksimal. Sebagai contoh tekstur suatu obyek juga akan berguna untuk membedakan obyek obyek yang mungkin terlihat sama jika penentuan hanya didasarkan pada satu kriteria saja, yaitu tonanya saja. (karena air dan tutupan lahan kemungkinan bisa mempunyai nilai kecerahan (brightness) yang sama, akan tetapi teksturnya sangat berbeda.

Asosiasi diantara beberapa kriteria yang terdapat dalam citra dapat menjadi alat yang sangat berguna dalam analisa citra. Dengan demikian, analisa citra secara visual dengan menerapkan kriteria dari berbagai sifat dasar yang terdapat pada citra akan menjadi kunci dalam keberhasilan penafsiran. Cara kedua dilakukan melalui ekstraksi otomatis dari obyek dengan memakai cara dan formula tertentu dengan menggunakan software yang ada (digital processings). Kedua cara di atas mempunyai kelebihan dan kekurangan sehingga pemilihan penggunaan kedua metoda tersebut perlu dipertimbangkan secara seksama sesuai dengan keperluannya. Dalam bidang kebumihan, geologi pada khususnya, interpretasi dan analisis secara visual menempati bagian paling utama dalam mendapatkan informasi geologi dibandingkan metoda pemrosesan digital misalnya *automatic extraction*.

Unsur Unsur Penafsiran Citra	
Unsur Unsur Dasar	Tona Hitam dan Putih (Black and White Tone)
	Warna (Color)
	Stereoscopic Parallax
Sebaran spasial tona dan warna	Ukuran (Size)
	Bentuk (Shape)
	Tekstur (Texture)
	Pola (Pattern)
Berdasarkan Analisa Unsur Unsur Utama	Tinggi (Height)
	Bayangan (Shadow)
Unsur Unsur Kontektuals	Lokasi (Site)
	Asosiasi (Association)

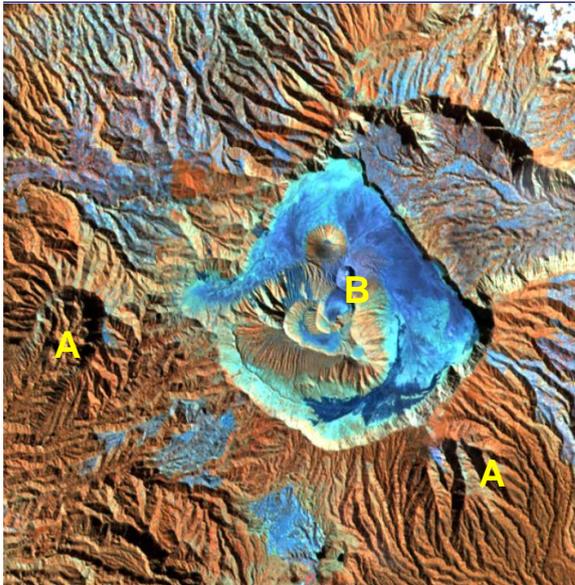
Meskipun demikian penerapan pemrosesan digital, dalam batas tertentu, sangat membantu kelancaran analisis visual. Data geologi yang diberikan citra inderaja dapat bersifat tidak jelas, dapat pula berupa data baru yang tidak dapat diperoleh dari survei konvensional. Oleh sebab itu penggunaan data inderaja seyogyanya dipakai sebagai pelengkap, penunjang bentuk survei yang lazim dipakai. Seyogyanya data inderaja sebagai data sementara (tentatif) yang perlu divalidasi dan dikonfirmasi lebih lanjut di lapangan. Berikut akan dibahas bagaimana data dan informasi geologi dapat diperoleh dari citra penginderaan jauh.

6.3.1. Daerah Gunungapi

Data penginderaan jauh untuk kegunungapian dapat memberikan informasi mengenai bentuk dan sebaran produk erupsi seperti endapan piroklastik, aliran dan kubah lava dari bentuknya yang khas. Disamping itu data penginderaan jauh dapat juga memberikan gambaran mengenai kompleks gunungapi dan sejarah erupsinya yang tercermin dari perbedaan derajat erosi, gunungapi aktif dengan sebaran piroklastik dan aliran lahar. Kenampakan pada citra diperlihatkan pada gambar 6-9 sampai dengan 6-13. Pada gambar 6-9 adalah citra dari Kaldera Tengger yang memperlihatkan kerucut tua A dengan ekspresi derajat erosi yang kasar dan kerucut muda dengan derajat erosi yang relatif halus. Gambar 6-10 adalah citra dari suatu kompleks gunungapi aktif yang memperlihatkan bentuk-bentuk dari aliran lava yang dicirikan oleh bentuk (shape), pattern (pola) yang khas dari suatu aliran lava, sedangkan endapan piroklastik dicirikan oleh tekstur citra yang relatif kasar.

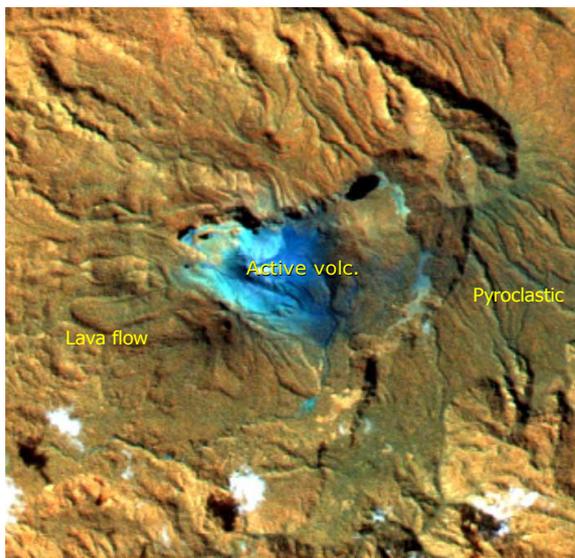
Pada gambar 6-11 diperlihatkan suatu aliran lava baru (warna biru kehijauan) dan aliran lava tua (merah-merah muda) dengan bentuk dan pola aliran yang khas. Gambar 6-12 adalah citra dari kompleks pegunungan Sibualbuali, Padangsidempuan yang memperlihatkan lokasi dari pusat pusat fumarol yang berkorelasi dengan segment-segment sesar semangko. Gambar 6-13 adalah citra dari kompleks gunungapi Dieng, Wonosobo yang memperlihatkan sebaran dari beberapa kerucut gunungapi dengan derajat erosi yang berbeda beda.

Berdasarkan perbedaan tingkat derajat erosi dapat dipakai untuk menafsirkan sejarah pembentukan dan perkembangan gunungapi di daerah tersebut. Pada gambar 6-14 adalah citra dari sebaran kerucut gunungapi di daerah Garut, Jawa Barat. Pada citra tampak sebaran beberapa kerucut gunungapi dengan derajat erosi yang berbeda beda serta batas sebaran tubuh gunungapi yang masih dapat didelineasi. Pada daerah kompleks gunungapi yang telah mengalami proses erosi lanjut, pemetaan geologi gunungapi menjadi lebih sukar karena bentuk morfologi yang masih ideal sudah tidak dapat dikenal dengan baik. Meskipun demikian dalam hal tertentu jejak tubuh gunungapi masih dapat diperkirakan seperti diperlihatkan pada gambar 6-13 dan 6-14



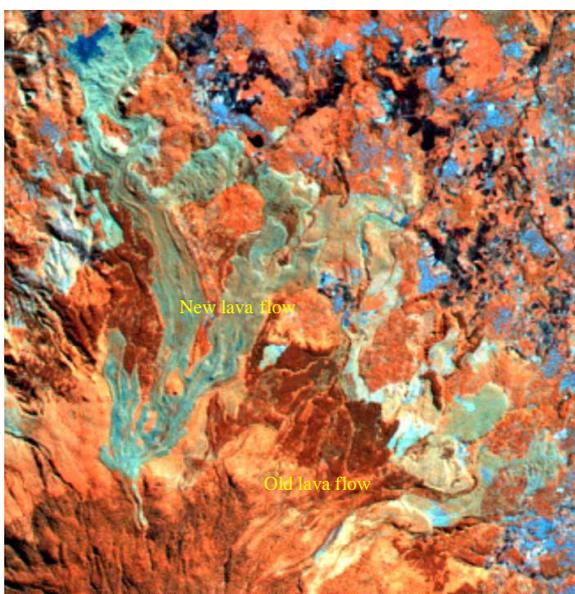
Gambar 6-9 Kaldera Tengger dengan tubuh kerucut tua (A) dan Kerucut muda (B).

Geologi gunungapi Kaldera Tengger dapat dikenal dan di-deliniasi berdasarkan bentuk dan teksturnya. Pada citra kerucut tua (A) dikenal melalui ekspresi derajat erosi yang kasar (bertekstur kasar) dan kerucut muda (B) dengan derajat erosi yang relatif halus (bertekstur halus).



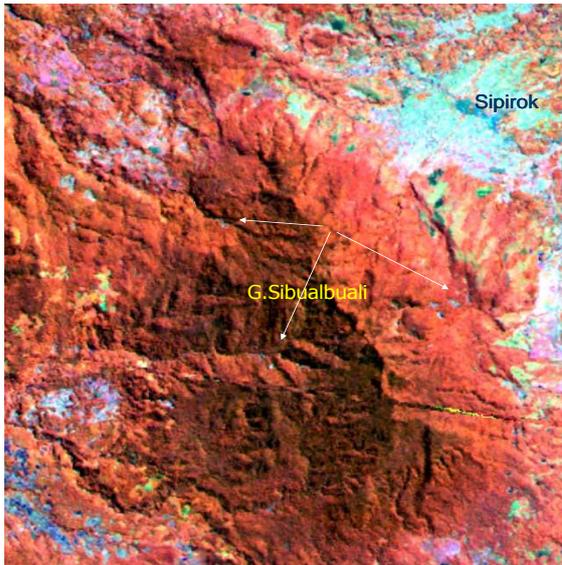
Gambar 6-10. Komplek gunungapi aktif dengan aliran lava, piroklastik dan gunungapi aktif.

Citra dari suatu komplek gunungapi aktif yang memperlihatkan bentuk-bentuk dari aliran lava yang dicirikan oleh bentuk (shape), pattern (pola) yang khas dari suatu aliran lava, sedangkan endapan piroklastik dicirikan oleh tekstur citra yang relatif kasar.



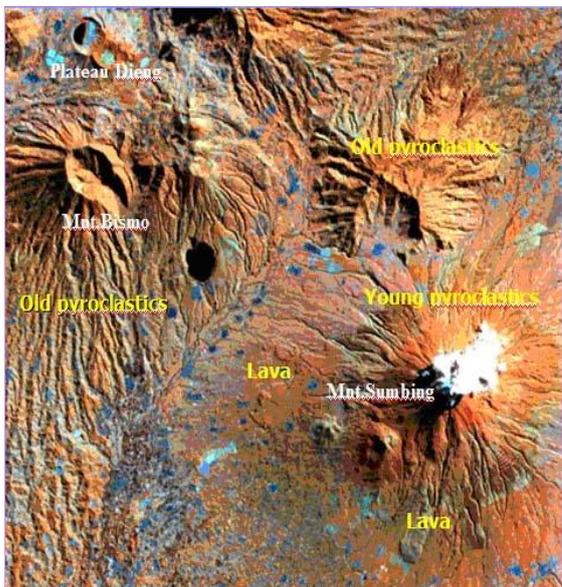
Gambar 6-11 Aliran lava dari erupsi samping Gunung Ceremai, Jawa Barat.

Pada gambar diperlihatkan suatu aliran lava baru (warna biru kehijauan) dengan derajat erosi halus (tekstur halus) dan aliran lava tua (merah-merah muda) dengan bentuk dan pola aliran yang khas.



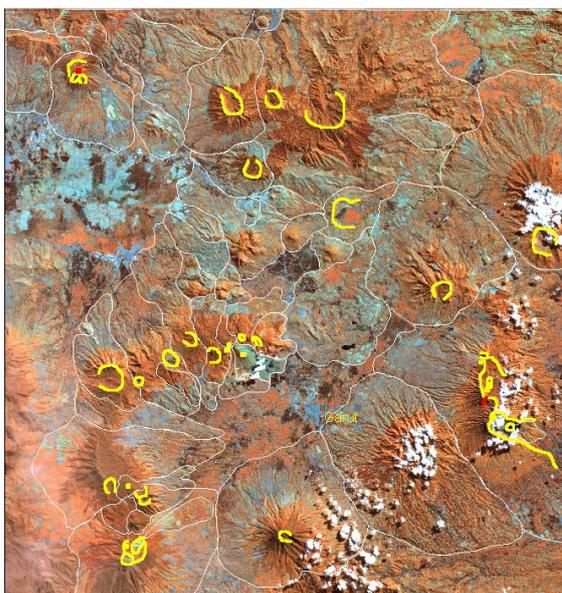
Gambar 6-12 Citra Landsat MSS Fumarola dari Gunungapi Sibual-buali, Padangsidempuan serta kenampakan dari sebagian segment sesar Sumatera.

Gambar citra dari kompleks pegunungan Sibualbuali, Padangsidempuan yang memperlihatkan lokasi dari pusat pusat fumarol yang berkorelasi dengan segment-segment sesar semangko. Sesar Semongko dikenali melalui adanya lineament-lineament (kelurusan-kelurusan).



Gambar 6-13 Komplek gunungapi dari Pegunungan Dieng

Gambar citra Landsat MSS dari kompleks gunungapi Dieng, Wonosobo yang memperlihatkan sebaran dari beberapa kerucut gunungapi dengan derajat erosi yang berbeda beda (Kerucut gunungapi dikenali melalui tekstur/derajat erosinya). Berdasarkan perbedaan tingkat derajat erosi dapat dipakai untuk menafsirkan sejarah pembentukan dan perkembangan gunungapi di daerah tersebut.



Gambar 6-14 Sebaran kerucut gunungapi di daerah Garut

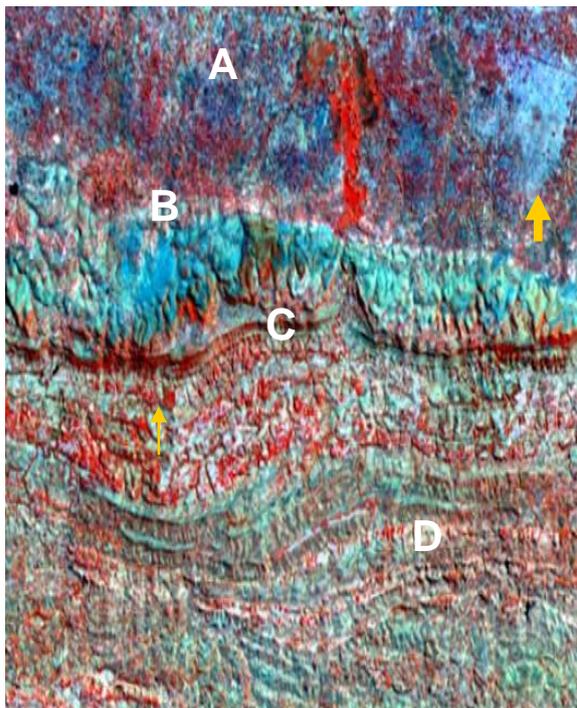
Gambar citra Landsat MSS dari sebaran kerucut gunungapi di daerah Garut, Jawa Barat. Pada citra tampak sebaran beberapa kerucut gunungapi (garis kuning) dengan derajat erosi yang berbeda beda serta batas sebaran tubuh gunungapi yang masih dapat didelineasi.

6.3.2. Daerah Batuan Sedimen Terlipat.

Batuan sedimen terlipat dicirikan oleh bentuk dan pola topografi yang khas dan dapat dikenal dengan baik pada citra satelit inderaja, dengan kenampakan sebagai berikut:

- a. Susunan topografi yang terdiri dari perselingan antara lembah dan pematang bukit memanjang saling sejajar. Morfologi lembah ditempati oleh jenis batuan lunak yang mudah tertoreh (batulempung, serpih, napal) dan pematang bukit ditempati oleh lapisan batuan yang lebih keras (batupasir, konglomerat, breksi, batugamping). Arah memanjang dari bentuk morfologi ini merupakan jejak dari bidang perlapisan.
- b. Batuan karbonat yang umumnya keras biasanya menempati topografi tinggi, dikenal dengan baik apabila menunjukkan bentuk morfologi karst. Breksi juga menempati topografi tinggi, homogen dan memperlihatkan tekstur topografi kasar-sangat kasar.
- c. Bidang perlapisan seringkali dapat dikenal dari kesejajaran jejak bidang perlapisannya. Kemiringan bidang perlapisan dapat dikenal dari bentuk morfologi mesa, cuesta atau hogback tergantung pada besarnya sudut kemiringan bidang perlapisan tersebut.
- d. Sumbu lipatan dapat dikenal dari punggung atau lembah berbentuk bulat, lonjong atau tapal kuda (horse shoe shapes).
- e. Struktur sesar dapat dikenal dengan baik pada citra yang diperlihatkan oleh beberapa kenampakan di antaranya adanya pergeseran bidang perlapisan, kelurusan topografi dalam skala regional, gawir topografi, kelurusan segmen sungai, pergeseran aliran sungai, orientasi bukit dan gejala geologi lain dan sebagainya. Kelurusan topografi yang berpola teratur menunjukkan adanya suatu pola rekahan pada batuan/kelompok batuan.

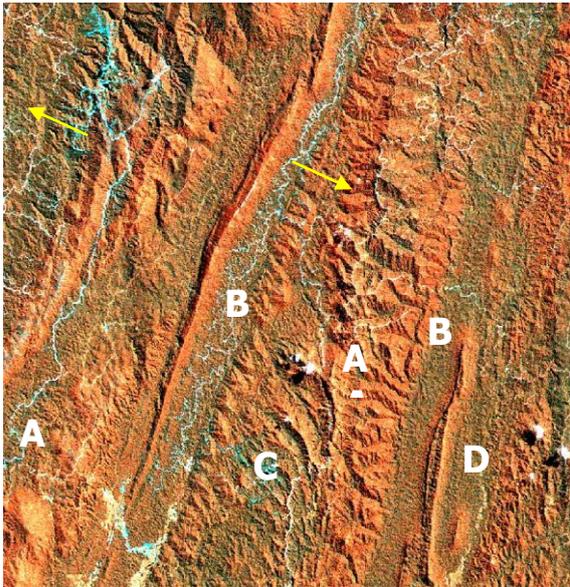
Kenampakan gejala geologi tersebut di atas diperlihatkan pada gambar 6-15 sampai dengan 6-22 di bawah ini.



Gambar 6-15. Morfologi lipatan (perbukitan homoklin) yang dicirikan oleh perbukitan yang memanjang Barat – Timur dengan ekspresi topografi sedang–kasar, tersusun dari batupasir, serpih, perselingan batupasir dan lempung dan endapan aluvial.

- A. ditafsirkan sebagai endapan aluvial, memperlihatkan tekstur halus dengan relief topografi yang rendah.
- B. ditafsirkan sebagai batupasir, memperlihatkan relief yang tinggi dengan tekstur sedang.
- C. ditafsirkan sebagai serpih sisipan batupasir yang memperlihatkan bentuk topografi sedang, dan tekstur topografi kasar.
- D. ditafsirkan sebagai perselingan batupasir dan lempung (serpih), menempati topografi sedang, dan memperlihatkan tekstur topografi kasar.

Jurus perlapisan berarah Barat – Timur sesuai dengan arah perbukitan, sedangkan arah kemiringan ke arah Utara (atas), didasarkan atas bentuk-bentuk segitiga pada batupasir B.



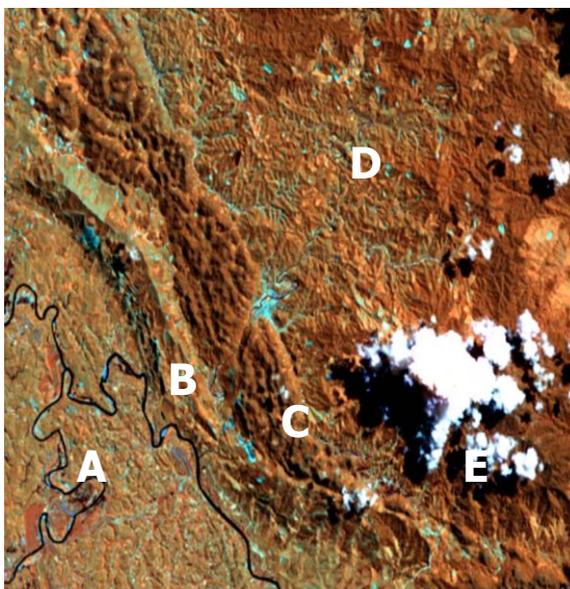
Gambar 6-16. Morfologi lipatan yang dicirikan oleh susunan topografi yang terdiri dari perselingan antara lembah dan pematang bukit memanjang saling sejajar. Morfologi lembah ditempati oleh jenis batuan lunak yang mudah tertoreh dan pematang bukit ditempati oleh lapisan batuan yang lebih keras. Arah memanjang dari bentuk morfologi ini merupakan jejak dari bidang perlipatan.

- A. ditafsirkan sebagai batupasir dengan relief topografi tinggi dan tekstur kasar.
- B. ditafsirkan sebagai batulempung dengan relief topografi rendah, tekstur halus.
- C. ditafsirkan sebagai batugamping dengan relief topografi tinggi dan tekstur kasar.
- D. ditafsirkan sebagai antiklin diekspresikan oleh bentuk menyerupai sepatu (shoe-shape)



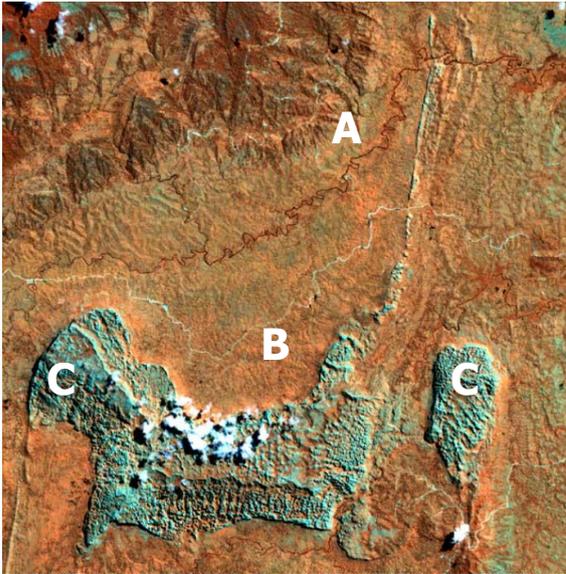
Gambar 6-17. Morfologi lipatan menunjam yang dicirikan oleh bentuk morfologi yang khas yaitu bentuk morfologi sepatu (shoe shape).

Struktur sinklin - antiklin menunjam ditafsirkan berdasarkan bentuk sepatu (shoe shape) dan pola ekspresi topografinya.



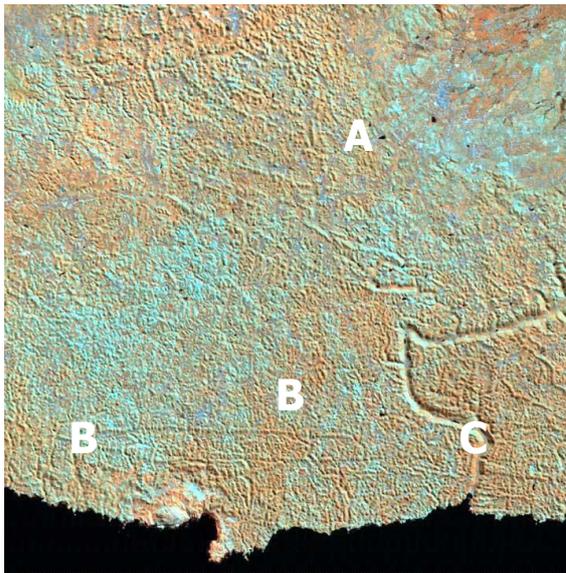
Gambar 6-18. Morfologi lipatan (perbukitan homoklin) yang dicirikan oleh perbukitan yang memanjang dengan ekspresi topografi sedang – kasar, tersusun dari batuan lempung sisipan batupasir, batupasir, batugamping, dan breksi.

- A. ditafsirkan sebagai lempung sisipan batupasir, memperlihatkan tekstur halus dengan relief topografi yang rendah.
- B. ditafsirkan sebagai batupasir, memperlihatkan relief yang tinggi dengan tekstur sedang.
- C. ditafsirkan sebagai batugamping/batuan karbonat yang memperlihatkan bentuk morfologi karst, tekstur topografi kasar.
- D. ditafsirkan sebagai breksi, menempati topografi tinggi, homogen dan memperlihatkan tekstur topografi kasar-sangat kasar.



Gambar 6-19. Morfologi lipatan yang dicirikan oleh ekspresi tografi yang bertekstur kasar (A), tekstur sedang (B) dan ekspresi topografi karst (C).

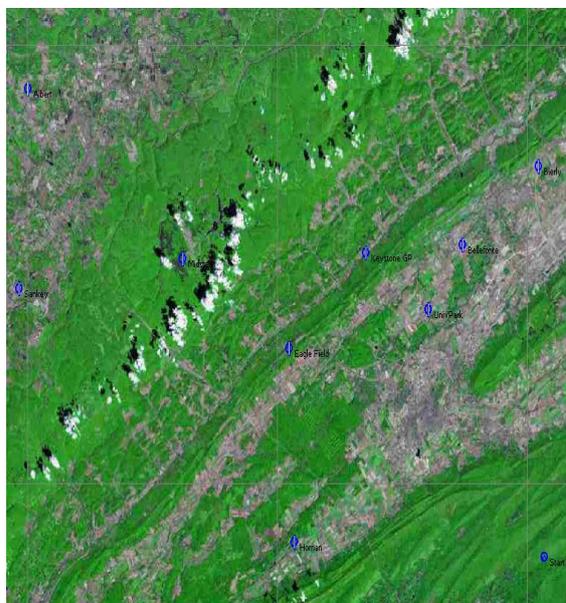
- A. ditafsirkan sebagai batupasir, pada citra diperlihatkan dengan tekstur yang kasar, bentuk ekspresi flat iron (bentuk segitiga).
- B. ditafsirkan sebagai batulempung, pada citra diekspresikan oleh tekstur yang halus-sedang, ekspresi topografi rendah.
- C. ditafsirkan sebagai batugamping / batuan karbonat yang memperlihatkan bentuk morfologi karst.



Gambar 6-20. Ekspresi morfologi karst di daerah Wonosari, Jawa Tengah.

Pada citra terlihat ekspresi dari jejak jejak perlapisan yang berarah baratlaut – tenggara (A), sedangkan di bagian selatan (B) jejak perlapisan yang berarah barat – timur.

Adanya sungai-sungai bawah tanah diekspresikan oleh pola pengaliran sungai yang tidak begitu dominan, hanya ada satu saluran sungai yang tampak, yaitu C.

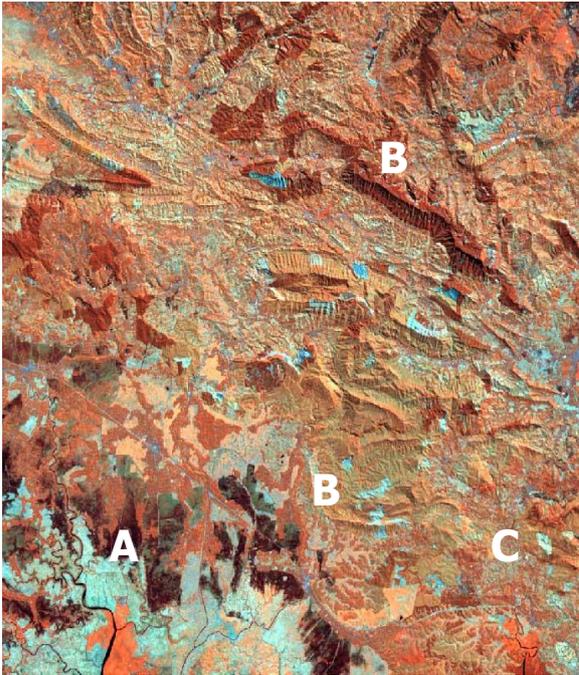


Gambar 6-21. Morfologi perlipatan sinklin dan antiklin dapat dikenali dari bentuk-bentuk punggung atau lembah berbentuk memanjang.

Arah memanjang dari bentuk morfologi ini merupakan perbukitan yang tersusun dari batuan sedimen dengan jurus perlapisan searah dengan arah perbukitannya.

Arah kemiringan lapisan ditafsirkan berdasarkan pola dan rona tona pada citra.

Sumbu lipatan antiklin dan sinklin didapatkan setelah diketahui arah kemiringan dari lapisan lapisan batuan yang ada pada citra.



Gambar 6-22. Morfologi sedimen terlipat dengan struktur geologi yang rumit (komplek) di daerah Majenang, Jawa Tengah.

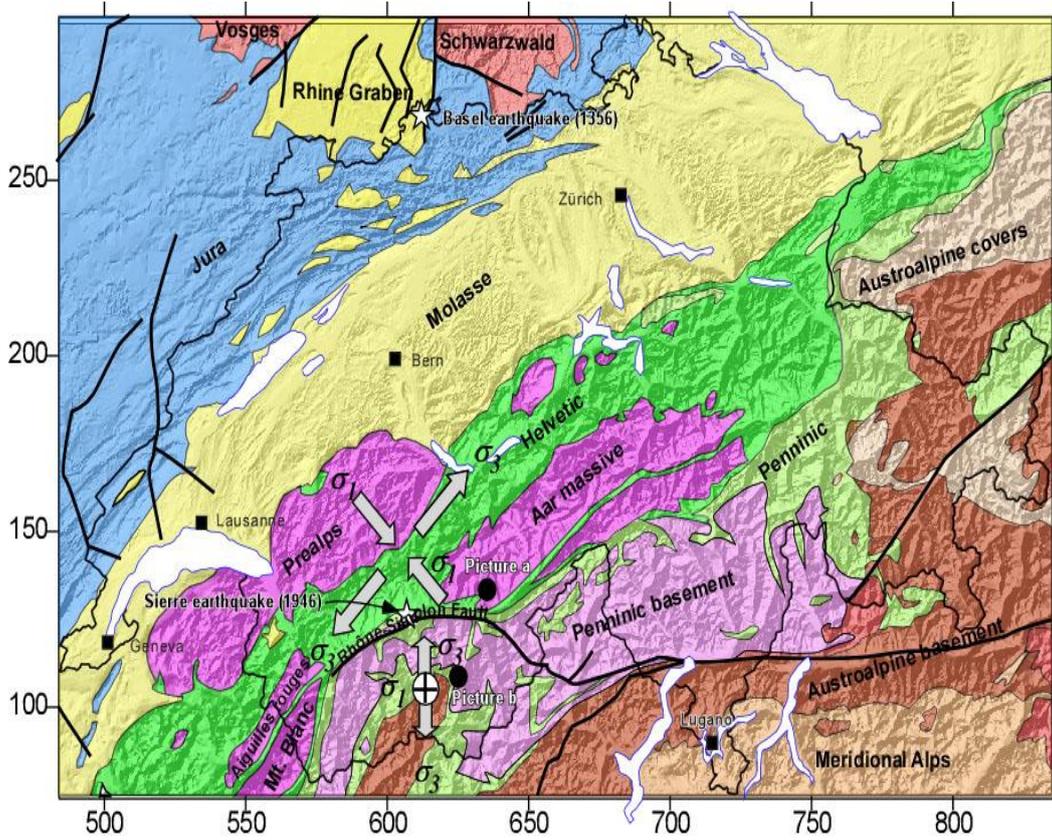
- A. ditafsirkan sebagai endapan Aluvial, dengan ekspresi topografi mendatar dengan tekstur halus dan rona warna biru.
- B. ditafsirkan sebagai perselingan batupasir dan lempung, dengan ekspresi topografi perbukitan dan lembah memanjang dari baratlaut – ketenggara, bertekstur sedang sampai kasar. Bentuk dari pola perbukitan yang terpotong oleh sesar-sesar yang berarah Utara – Selatan dan baratlaut – tenggara.
- C. ditafsirkan sebagai batulempung dengan tekstur halus – sedang dengan ekspresi topografi rendah.



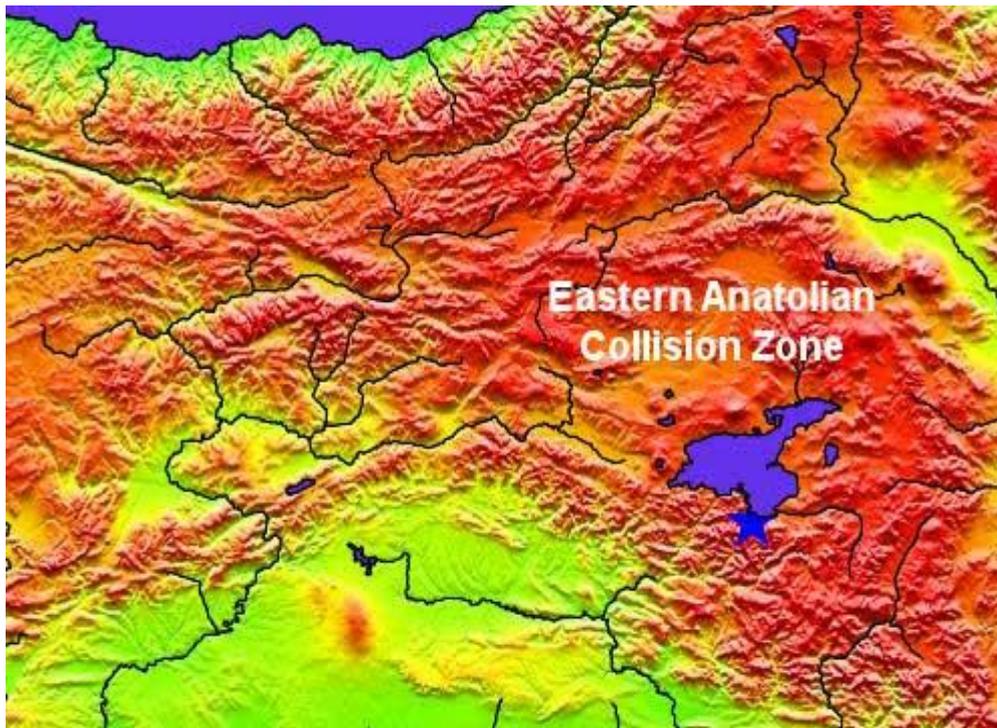
Gambar 6-23. Morfologi Kubah Garam (kiri) dan sedimen terlipat dengan struktur geologi antiklin (kanan).

6.3.3. Daerah Tektonik (Tectonic Landforms)

Morfologi yang dibentuk oleh tumbukan lempeng pada citra satelit dapat dilihat melalui bentuk(shape), tekstur, dan polanya yang secara visual terekspresikan pada citra. Pada gambar 6-24 sampai dengan gambar 6-27 disajikan ekspresi dari pola dan bentuk yang mewakili batuan-batuannya, sedangkan lineament-lineament (kelurusan-kelurusan) pada citra mewakili struktur-struktur sesar dan umumnya merupakan batas antar batuan.



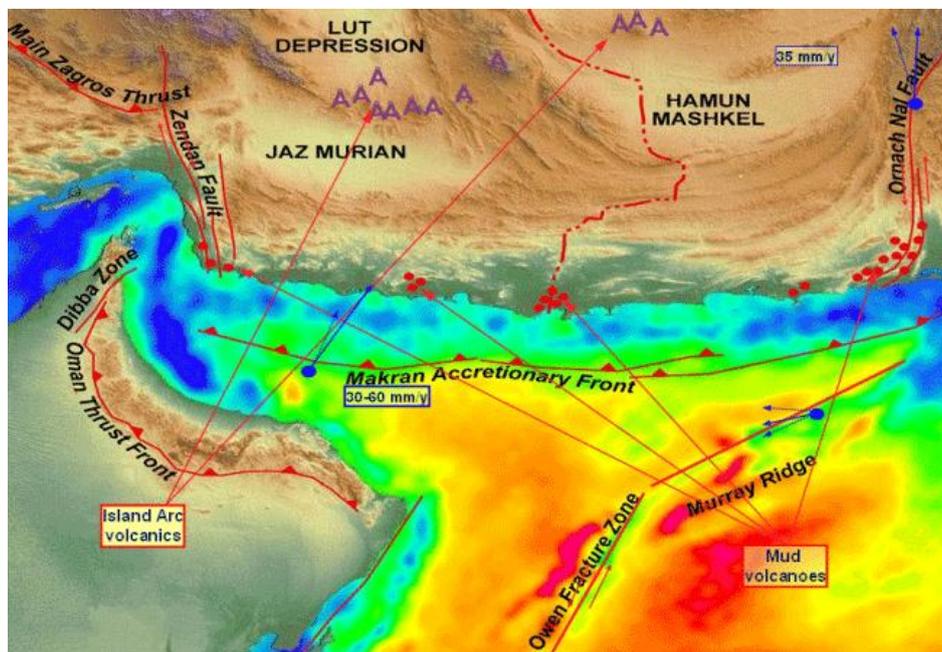
Gambar 6-24 Peta Geologi Daerah Tumbukan Lempeng (Subduction Zone)



Gambar 6-25 Citra daerah Anatolia Bagian Timur, Turki yang memperlihatkan bentangalam tektonik (relief orde-2) yang diekspresikan oleh bentuk, tekstur dan rona warna serta adanya lineament-lineament yang mewakili sesar-sesar anjak dan mendatar.



Gambar 6-26 Citra wilayah pegunungan Alpen, Itali yang memperlihatkan kenampakan bentangalam tektonik (relief orde-2) yang diekspresikan oleh bentuk, tekstur dan rona warna dari pegunungan Alpine.



Gambar 6-27 Citra wilayah Jazirah Arab yang memperlihatkan kenampakan bentangalam tektonik (relief orde-2) yang diekspresikan oleh bentuk, tekstur, rona warna dan lineament produk Tumbukan Lempeng.

Pada gambar 6-28 hingga gambar 6-31 memperlihatkan bentangalam tektonik (morfologi pelipatan dan patahan) yang merupakan tipe yang umum dari deformasi tektonik. Pada umumnya bentangalam tektonik diekspresikan oleh adanya perbedaan relief yang cukup signifikan sehingga memungkinkan adanya perbedaan ekosistem. Sebagai contoh, pegunungan yang berada pada iklim semi-arid akan tampak pada citra vegetasi yang lebat (bertona gelap pada citra band sinar tampak) dan pada cekungan yang berdekatan memperlihatkan tona yang terang. Dengan demikian kekонтрасan akan tampak jelas pada citra hitam-putih. Terrain pegunungan terlihat dengan jelas pada

Landsat, HCMM, dan citra Radar melalui bayangannya yang disebabkan oleh variasi tona yang berhubungan dengan kelereng / posisi matahari.

Gambar 6-28 (kiri) adalah morfologi “hogbag” yang merupakan bagian dari bentangalam tektonik yang terdapat di pegunungan Rocky Colorado, USA. Gambar tersebut diambil dari udara melalui kokpit pesawat. Pada gambar tampak morfologi “hogbag” dicirikan oleh perbukitan berbentuk linear dengan kemiringan lapisan batuan yang curam. Pada gambar tampak juga adanya pergeseran bukit (offset) yang menandai adanya patahan/sesar. Gambar 10-28 (kanan) adalah kenampakan morfologi tektonik yang diambil dari satelit dimana morfologi “hogbag” merupakan bagian dari jalur pegunungan lipatan “Rocky Mountains”.



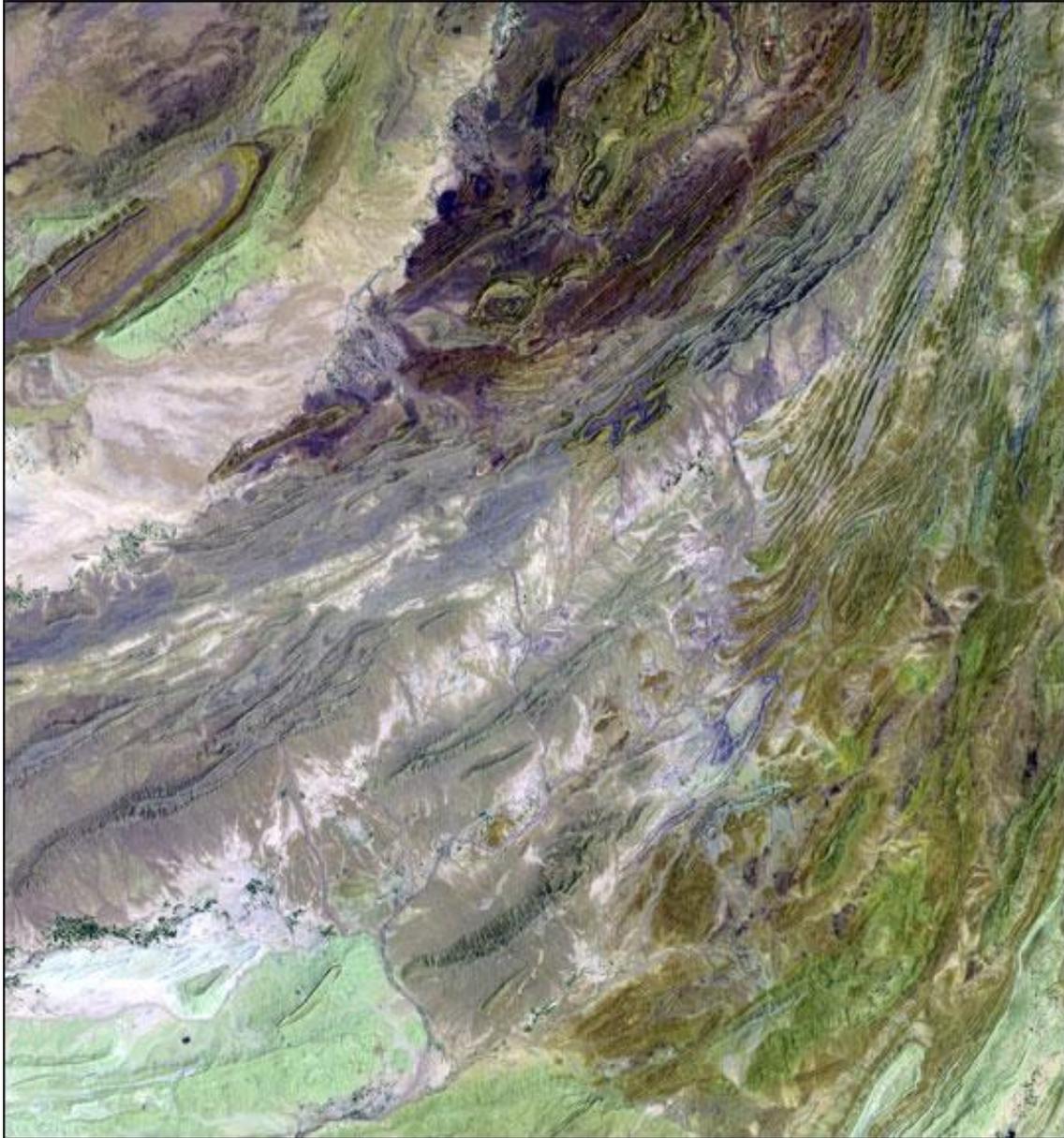
Gambar 6-28 Kenampakan morfologi perlipatan dan patahan yang terbentuk oleh tumbukan lempeng

Gambar 6-29 adalah morfologi tektonik yang terdapat di pegunungan Zagros, Iran yang tersusun dari perlipatan batuan sedimen berupa sinklin-antiklin. Pola perlipatan tampak dengan jelas melalui bentuk dan pola lipatan sinklin dan antiklinnya yang berbentuk “shoe shape”. Kemiringan lapisan batuan dapat dikenali melalui bentuk “flat iron” (bentuk-bentuk segitriga).



Gambar 6-29 Kenampakan morfologi tektonik yang terdapat di pegunungan Zagros, Iran, yang tersusun dari perbukitan lipatan sinklin - antiklin.

Adapun tipe perlipatannya berbentuk lipatan sungkup, dengan pola sebaran berbentuk ellipsoide. Gambar 6-30 adalah citra yang memperlihatkan jalur pegunungan Appalachian dengan segmen yang cukup luas. Pada citra tampak beberapa bentuk perbukitan lipatan yang saling menutup dengan skala yang lebih kecil. Sebagaimana diketahui bahwa pegunungan Appalachian merupakan pegunungan yang terkenal dan terbentuk sebagai hasil orogenesis.



Gambar 6-30 Citra yang memperlihatkan suatu jalur pegunungan Appalachian dengan segmen yang cukup luas, pada citra tampak beberapa bentuk perbukitan lipatan yang saling menutup dengan skala yang lebih kecil. Sebagaimana diketahui bahwa pegunungan Appalachian merupakan pegunungan yang terkenal dan terbentuk sebagai hasil orogenesis.

Gambar 6-31 Citra Landsat yang memperlihatkan sebagian dari sayap pegunungan di bagian barat Pakistan yang merupakan pegunungan lipatan hasil tumbukan yang kuat antara sub-kontinen India dan Asia Selatan. Pada citra diperlihatkan jalur pegunungan lipatan Sulaiman yang berupa offset antiklin (beberapa tertutup), menghasilkan perbukitan (lembah mendatar ditempati perulungan sinklin). Sesar Kingri memotong pada bagian tengah citra (terlihat dengan adanya garis yang tidak kontinu). Blok kearah barat (kiri) bergerak relative ke arah utara terhadap blok dibagian timur.



Gambar 6-31 Citra Landsat yang memperlihatkan sebagian dari sayap pegunungan di bagian barat Pakistan yang merupakan pegunungan lipatan hasil tumbukan yang kuat antara sub-kontinen India dan Asia Selatan. Pada citra diperlihatkan jalur pegunungan lipatan Sulaiman yang berupa offset antiklin (beberapa tertutup), menghasilkan perbukitan (lembah mendatar ditempati perulangan sinklin). Sesar Kingri memotong pada bagian tengah citra (terlihat dengan adanya garis yang tidak kontinu). Blok kearah barat (kiri) bergerak relative ke arah utara terhadap blok dibagian timur.

6.3.4. Daerah Pantai dan Pesisir

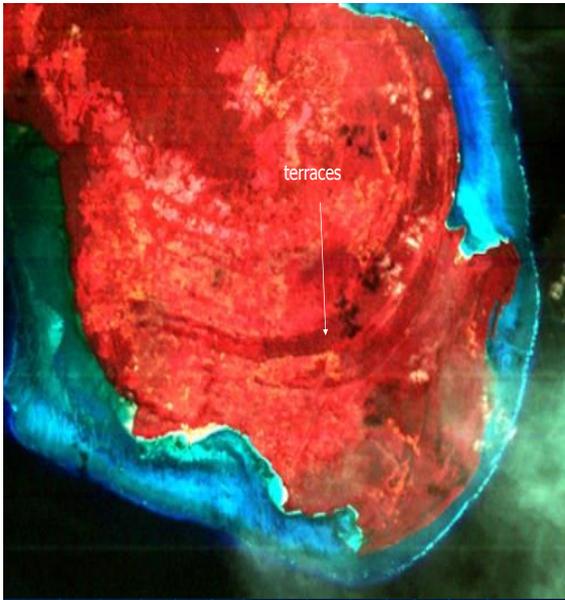
Pemetaan pada daerah pantai dan pesisir sulit dilakukan karena sukarnya diperoleh singkapan batuan, aksesibilitas sukar (rawa pantai) dan mahal karena sebagian besar harus dilakukan melalui survei bawah permukaan (geofisika dan pemboran). Sebaliknya daerah pantai dan pesisir merupakan wilayah ekonomi yang potensial sebagai lahan pemukiman, prasarana perhubungan, jasa industri dan sebagainya. Kepincangan dari kedua masalah tersebut perlu dipecahkan secara cermat.

Dengan bantuan citra satelit maka pemetaan pada daerah pantai dan pesisir akan menjadi mudah, dikarenakan citra satelit dapat meliputi area yang cukup luas, sehingga kenampakan bentangalam dapat dipetakan dengan baik. Dengan menggunakan berbagai kombinasi band yang ada, kita dapat juga memetakan batas pesisir maupun kedalaman (batimetri) air laut disekitar pesisir.

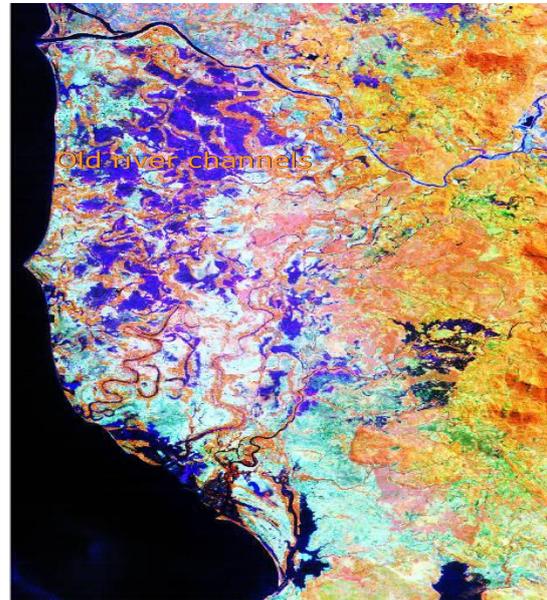
Secara umum wilayah pantai dan pesisir dapat digolongkan menjadi beberapa kelompok dalam kaitannya dengan proses pembentukannya. Pengelompokan secara garis besar dapat dilakukan sebagai berikut:

- a. Proses endogenik: pantai gunungapi, pantai terangkat (uplifted) dan tilted (miring);

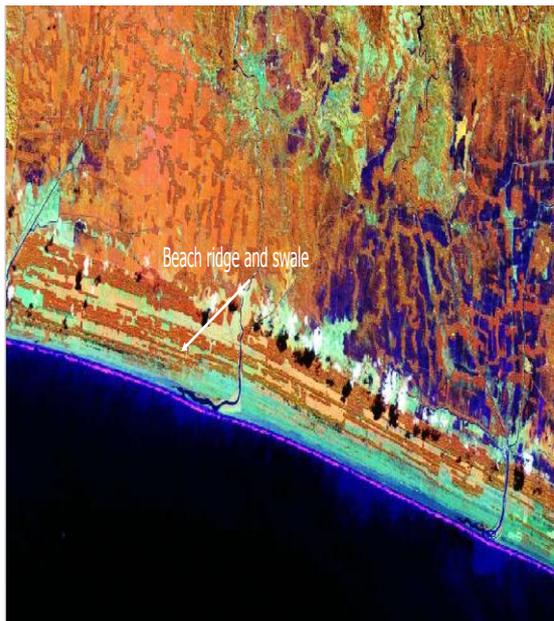
- b. Proses eksogenik: aktivitas laut (oseanografi), proses sedimentasi dari darat dan laut dan gabungan keduanya;
- c. Proses biogenik: pembentukan terumbu karang dan hutan bakau. Kenampakan pada citra Landsat seperti terlihat pada gambar 6-36 dan 6-37.



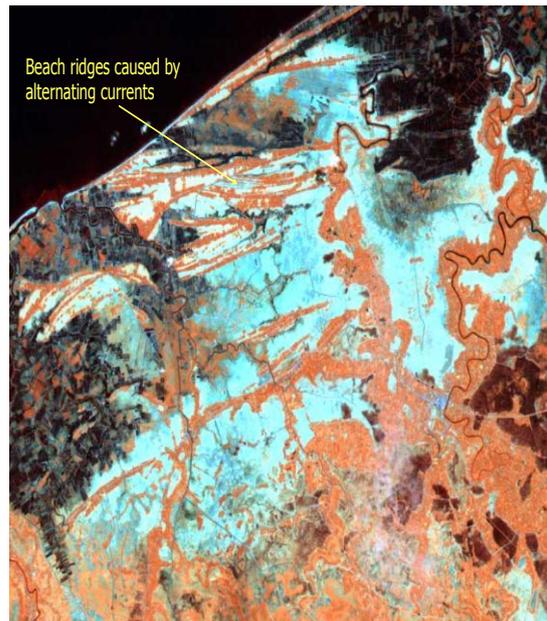
Gambar 6-32. Morfologi undak pantai (beach terraces) di Pulau Larat, Maluku



Gambar 6-33. Morfologi endapan kipas aluvial S.Jeneberang, Makassar dan alur sungai purba



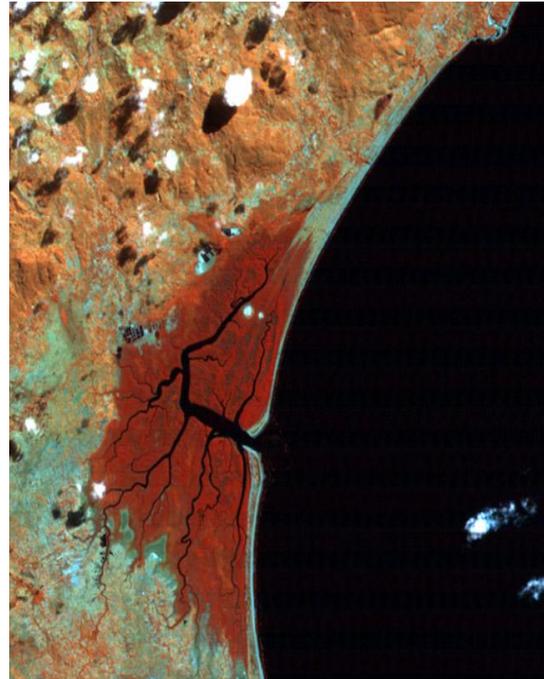
Gambar 6-34. Morfologi punggung pematang pantai (beach ridges) pantai selatan Jawa Tengah



Gambar 6-35 Morfologi perselingan pematang pantai (beach ridge) di Lokseumawe, Nangroe Aceh Darussalam.



Gambar 6-36 Morfologi rawa pantai di Utara Jawa



Gambar 6-37 Morfologi hutan bakau di Timor

6.3.5. Pola Pengaliran Sungai dan Sumberdaya air

Pola pengaliran sungai dan sumberdaya air yang menyangkut bentuk tubuh air di permukaan bumi (air permukaan) dan air bawah tanah merupakan aspek geologi yang sangat rawan akibat perubahan kondisi lingkungan, khususnya dalam bentuk pencemaran kimia dan fisika. Pencemaran fisika air, khususnya pengaruh sedimentasi paling nyata teridentifikasi pada citra inderaja pada kombinasi band visible (pada citra Landsat band 1, 2 dan 3). Pencemaran kimia sampai saat ini masih belum dapat ditentukan dari band yang tersedia. Penggunaan sensor hiperspektral (misalnya pada CASI) pencemaran kimia dilaporkan telah dapat diketahui, meskipun sistem ini masih belum meluas penggunaannya.

Informasi sumberdaya air yang dapat dipetakan dari citra inderaja secara umum di antaranya:

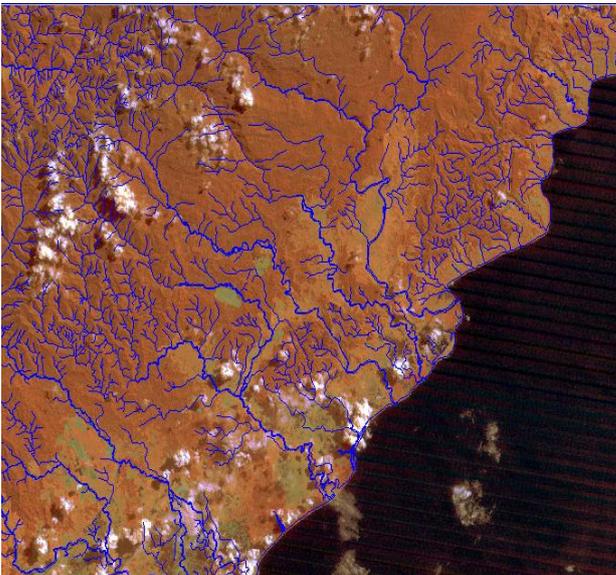
- a. Pola aliran sungai dengan bentuk dan sebaran DAS dan subDAS;
- b. Jenis sungai dalam kelangsungan kandungan air (intermittent dan perennial streams);
- c. Bentuk dan jenis massa air genangan (danau, bendungan, rawa, rawa pantai, kelembaban tanah permanen);
- d. Sedimentasi di dalam massa air (danau, bendungan, pantai);
- e. Banjir;
- f. Sebaran mataair dan airtanah bebas/dangkal;
- g. Kemungkinan airtanah dalam.

Pada citra inderaja kesemua bentuk hidrologi tersebut di atas hanya dapat terlihat pada kombinasi band tertentu. Sebagai contoh, sedimentasi di dalam massa air misalnya hanya dapat diidentifikasi pada kombinasi band visible sedangkan pada kombinasi band infra merah tidak terlihat. Kelembaban tanah tampak jelas pada kombinasi band infra merah, tidak pada visible.

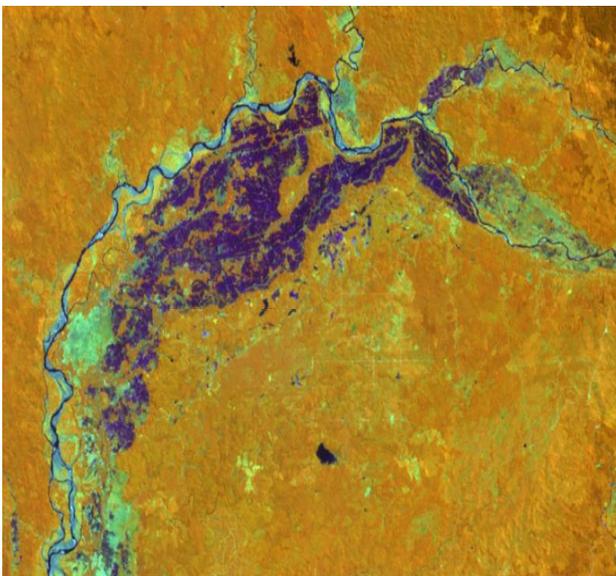
Air di dalam lembah sungai umumnya tidak dapat dilihat karena ukurannya yang lebih kecil dari nilai resolusi spasialnya, kecuali air pada sungai-sungai utama yang besar. Meskipun demikian keberadaan air dapat ditafsirkan dari kenampakan lembah sungainya. Beberapa kenampakan bentuk hidrologi pada citra inderaja diperlihatkan pada gambar 6-38 sampai dengan 6-43.



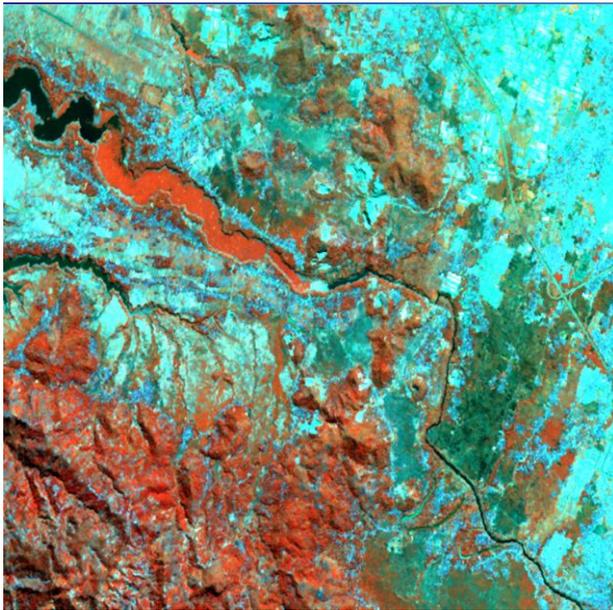
Gambar 6-38. Pola aliran sungai yang mengikuti pola Sesar Sumatera. Tampak lineament-lineament (kelurusan kelurusan) dari sesar yang juga merupakan saluran-saluran sungai.



Gambar 6-39. Pola aliran sungai Luwuk, Sulawesi Tengah.



Gambar 6-40 Genangan banjir (rona warna: hijau muda – biru), disepanjang aliran sungai. Terletak di Pantai Barat Nangroe Aceh Darussalam.



Gambar 6-41. Pencemaran waduk Saguling oleh enceng gondok (rona warna : merah) dibagian hulu dari reservoir bendungan Saguling, Jawa Barat.

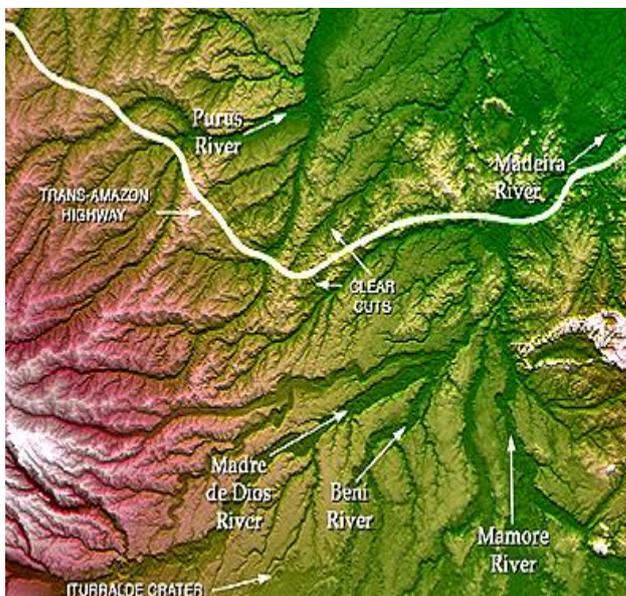
Bagian selatan (kiri bawah, rona warna merah kecoklatan) merupakan morfologi berbukitan, bertekstur kasar dengan ekspresi topografi berupa bukit berelief tinggi yang ditempati oleh batu breksi.

Rona warna coklat kekuningan, tersebar secara spotted, ditafsirkan sebagai morfolog intrusi.

Rona warna biru kehijauan dengan ekspresi topografi landai – datar, merupakan batuan sedimen lunak (lempung?).



Gambar 6-42 Kenampakan pola aliran sungai dendritik pada citra Landsat daerah Dirty Bend, Utah.



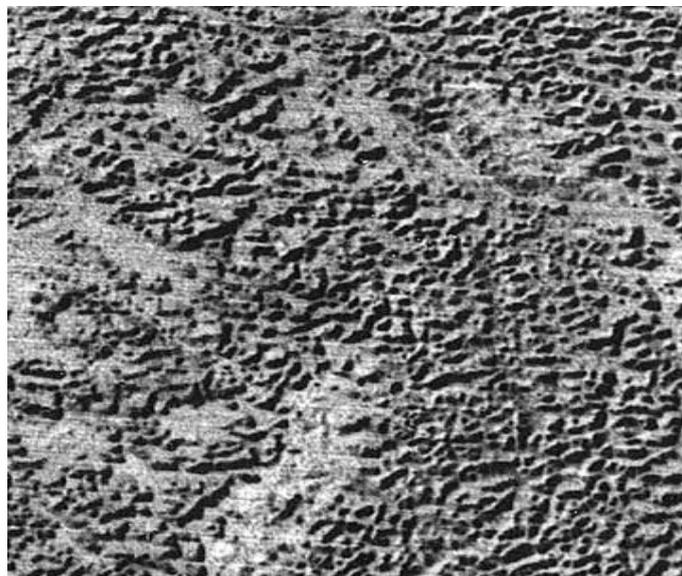
Gambar 6-43 Kenampakan pola aliran sungai dendritik pada citra Landsat daerah Peru.

6.3.6. Morfologi Karst

Bentangalam yang berasal dari hasil pelarutan batuan karbonat banyak kita jumpai diberbagai tempat di dunia. Berbagai bentuk bentangalam topografi karst, seperti lembah lembah hasil pelarutan, sinkhole, gua-gua karbonat dan tower tower batuan karbonat yang terbentuk akibat reaksi kimiawi pada batugamping. Pelarutan seringkali dimulai dari bagian rekahan yang ada pada batugamping. Pelarutan yang terjadi pada rekahan rekahan batugamping kemudian akan meluas hingga membentuk lembah lembah yang semakin lama semakin bertambah luas. Gambar 6-44 adalah contoh kenampakan bentangalam karst yang terdapat di pegunungan Alpen di Croatia (Dinaric Alps of Croatia), merupakan batugamping berumur Mesozoik yang terbentuk akibat pelarutan batugamping.



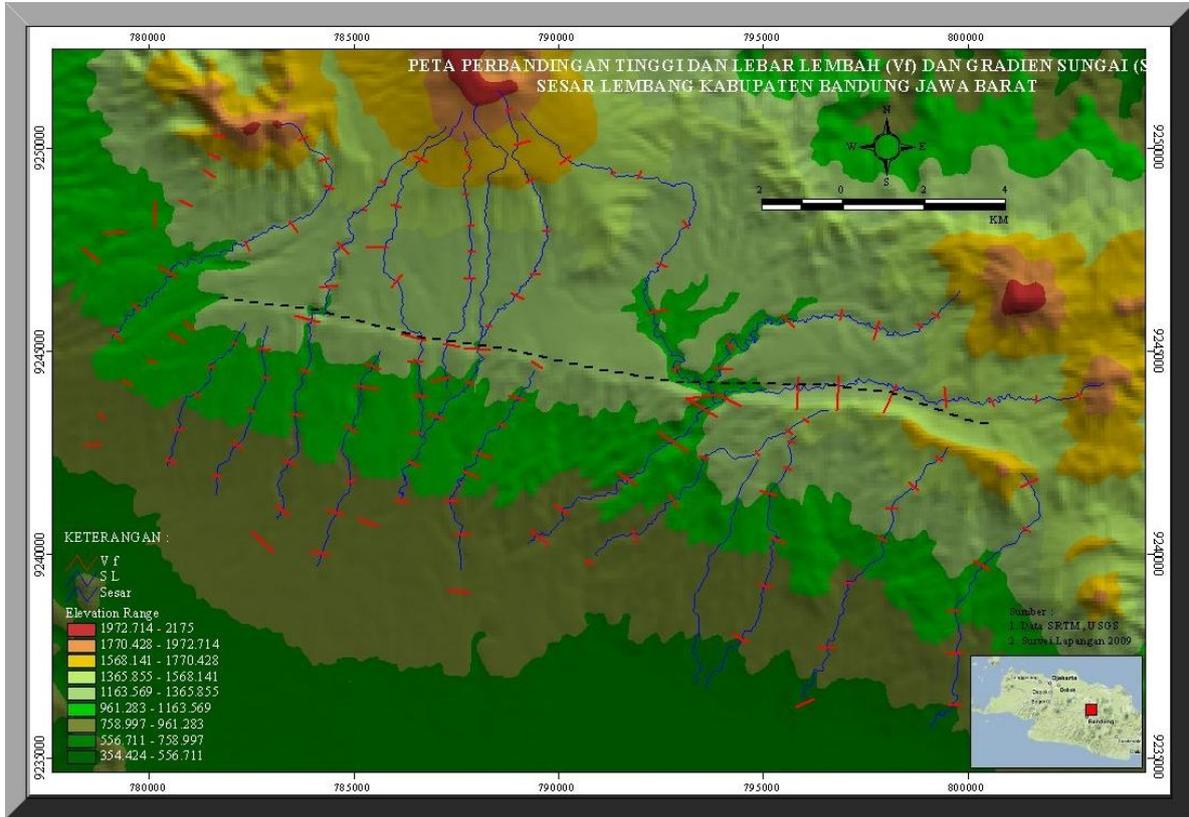
Gambar 6-44 Kenampakan bentangalam karst yang terdapat di pegunungan Alpen di Croatia (Dinaric Alps of Croatia), merupakan batugamping berumur Mesozoik yang terbentuk akibat pelarutan batugamping.



Gambar 6-45 Kenampakan bentangalam karst yang memperlihatkan bentuk tekstur dan rona warna yang khas.

6.3.7. Pemetaan Ketinggian (Elevasi) dan Gradient Sungai

Dengan menggunakan piranti lunak pengolah citra, kita dapat memetakan ketinggian dan kemiringan lereng suatu wilayah. Pada gambar 6-46 diperlihatkan peta perbandingan ketinggian (perbedaan warna) serta kemiringan lereng untuk gradient sungai di sepanjang sesar Lembang.



Gambar 6-46 Peta Perbandingan Tinggi dan Lebar Lembah serta Gradient Sungai pada Sesar Lembang, Kabupaten Bandung, Jawa Barat.

RINGKASAN

- **Penginderaan jauh** didefinisikan sebagai suatu metoda untuk mengenal dan menentukan obyek dipermukaan bumi tanpa melalui kontak langsung dengan obyek tersebut.
- **Komponen Penginderaan Jauh:**
 1. Sumber energi yang menyinari atau memancarkan energi elektromagnetik pada target yang berinteraksi dengan target dan sekaligus berfungsi sebagai media untuk meneruskan informasi dari target kepada sensor.
 2. Sensor adalah alat yang mengumpulkan dan mencatat radiasi elektromagnetik.
 3. Target adalah semua obyek yang ada diatas permukaan bumi.
 4. Media Transmisi (Atmosfir) bertindak sebagai media yang mentransmisikan energi elektromagnetik dari sumber energi ke sensor.
- **Sistim penginderaan jauh** mencakup beberapa komponen utama yaitu: (1). Sumber energi; (2). Sensor sebagai alat perekam data; (3). Stasiun bumi sebagai pengendali dan penyimpan data; (4). Fasilitas pemrosesan data; (5). Pengguna data.
- **Data penginderaan jauh** pada umumnya berbentuk data digital yang merekam unit terkecil di dalam sistim perekam data. Unit terkecil ini dikenal dengan nama pixel (picture element) yang berupa koordinat 3 dimensi (x,y,z). Koordinat x,y menunjukkan lokasi unit tersebut dalam koordinat geografi dan y menunjukkan nilai intensitas pantul dari unit dalam tiap selang panjang gelombang yang dipakai.
- **Nilai intensitas** pantul berkisar antara 0 – 255 dimana 0 merupakan intensitas terendah (hitam) dan 255 intensitas tertinggi (putih). Ukuran pixel berbeda tergantung pada sistim yang dipakai, menunjukkan ketajaman/ketelitian dari data penginderaan jauh, atau yang dikenal dengan resolusi spasial.
- **Karakteristik Citra:**
 1. Unsur Gambar (Pixel): bagian terkecil dari obyek yang terekam dalam citra
 2. Resolusi Citra: a). Resolusi Spasial, b). Resolusi Spektral; dan c). Resolusi Temporal

PERTANYAAN ULANGAN

1. Sebutkan komponen-komponen utama penginderaan jauh ?
2. Jelaskan apa yang dimaksud dengan :
 - Resolusi: spasial
 - Resolusi spektral
 - Resolusi temporal
3. Sebutkan unsur-unsur citra yang menjadi dasar dalam penafsiran ?

7

Geologi Struktur

7.1. Pendahuluan

Geologi struktur adalah bagian dari ilmu geologi yang mempelajari tentang bentuk (arsitektur) batuan sebagai hasil dari proses deformasi. Adapun deformasi batuan adalah perubahan bentuk dan ukuran pada batuan sebagai akibat dari gaya yang bekerja di dalam bumi. Secara umum pengertian geologi struktur adalah ilmu yang mempelajari tentang bentuk arsitektur batuan sebagai bagian dari kerak bumi serta menjelaskan proses pembentukannya. Beberapa kalangan berpendapat bahwa geologi struktur lebih ditekankan pada studi mengenai unsur-unsur struktur geologi, seperti perlipatan (fold), rekahan (fracture), patahan (fault), dan sebagainya yang merupakan bagian dari satuan tektonik (tectonic unit), sedangkan tektonik dan geotektonik dianggap sebagai suatu studi dengan skala yang lebih besar, yang mempelajari obyek-obyek geologi seperti cekungan sedimentasi, rangkaian pegunungan, lantai samudera, dan sebagainya.

Sebagaimana diketahui bahwa batuan-batuan yang tersingkap dimuka bumi maupun yang terekam melalui hasil pengukuran geofisika memperlihatkan bentuk-bentuk arsitektur yang bervariasi dari satu tempat ke tempat lainnya. Bentuk arsitektur susunan batuan di suatu wilayah pada umumnya merupakan batuan-batuan yang telah mengalami deformasi sebagai akibat gaya yang bekerja pada batuan tersebut. Deformasi pada batuan dapat berbentuk lipatan maupun patahan/sesar. Dalam ilmu geologi struktur dikenal berbagai bentuk perlipatan batuan, seperti sinklin dan antiklin. Jenis perlipatan dapat berupa lipatan simetri, asimetri, serta lipatan rebah (recumbent/overtone), sedangkan jenis-jenis patahan adalah patahan normal (normal fault), patahan mendatar (strike slip fault), dan patahan naik (trustfault).

Proses yang menyebabkan batuan-batuan mengalami deformasi adalah gaya yang bekerja pada batuan-batuan tersebut. Pertanyaannya adalah dari mana gaya tersebut berasal? Sebagaimana kita ketahui bahwa dalam teori "Tektonik Lempeng" dinyatakan bahwa kulit bumi tersusun dari lempeng-lempeng yang saling bergerak satu dengan lainnya. Pergerakan lempeng-lempeng tersebut dapat berupa pergerakan yang saling mendekat (konvergen), saling menjauh (divergen), dan atau saling berpapasan (transform). Pergerakan lempeng-lempeng inilah yang merupakan sumber asal dari gaya yang bekerja pada batuan kerak bumi. Berbicara mengenai gaya yang bekerja pada batuan, maka mau tidak mau akan berhubungan dengan ilmu mekanika batuan, yaitu suatu ilmu yang mempelajari sifat-sifat fisik batuan yang terkena oleh suatu gaya.

7.2. Tujuan Mempelajari Geologi Struktur

Adapun tujuan dari mempelajari geologi struktur adalah antara lain:

1. Memberi pemahaman mengenai prinsip-prinsip dasar deformasi batuan.
2. Memberi pemahaman mengenai jenis-jenis dan mekanisme pembentukan struktur geologi dan tektonik yang terlibat dalam deformasi batuan.
3. Memperkenalkan konsep tektonik lempeng sebagai mekanisme utama asal dari sumber gaya deformasi pada batuan.

4. Mampu menafsirkan arah gaya dari deformasi batuan pada peta topografi dan singkapan batuan.

1. Apa yang dipelajari dalam geologi struktur?

- a) Kajian mengenai gaya yang bekerja pada batuan, termasuk asal-usulnya, geometri dan kinetiknya.
- b) Memahami proses-proses geologi dan mekanisme pembentukan struktur geologi seperti kekar, retakan, sesar dan lipatan. Semua struktur ini terbentuk sebagai respon atas gaya yang bekerja pada batuan sebagai akibat dari pergerakan dan interaksi lempeng/kerak bumi.

2. Apa pentingnya kita mempelajari geologi struktur ?

- a) Memahami bagaimana struktur geologi dalam suatu batuan terbentuk dan hal ini dapat membantu untuk mengetahui sejarah yang pernah terjadi pada batuan tersebut. Selain dari pada itu, dengan mempelajari geologi struktur, kita dapat mengetahui proses kejadian jebakan sumberdaya geologi seperti air, minyakbumi, gas dan mineral lainnya.
- b) Dengan mengetahui jenis struktur yang ada pada batuan maka kita dapat mengetahui kondisi batuan tersebut, apakah batuan tersebut telah terkena gaya yang sangat kuat atau tidak? dan apakah gaya yang bekerja pada batuan masih aktif atau tidak ?.
- c) Dengan mengetahui kekuatan gaya yang telah terjadi pada batuan maka kita dapat meramal kekuatan atau ketahanan batuan itu apabila batuan tersebut terkena getaran yang berasal dari gempa bumi.
- d) Dengan mengetahui jenis struktur yang ada, seperti lipatan atau sesar, kita dapat mengetahui keadaan bentuk muka bumi dengan lebih baik. Dan hal ini akan membantu kita untuk mengetahui kesesuaian atau kestabilan sesuatu kawasan terhadap daya dukung lahan untuk konstruksi bangunan atau kestabilan wilayah terhadap bencana longsor, dsb.

3. Apakah ada hubungan antara geologi struktur dengan bidang ilmu lainnya ?

- a) Bidang ilmu fisika, kimia dan matematik mempunyai hubungan yang sangat penting dengan geologi struktur, terutama untuk mengetahui dan memahami mekanisme dan memperkirakan arah gaya yang bekerja pada suatu batuan.
- b) Saat ini program komputer telah banyak dipakai dalam menentukan dan menafsirkan arah gaya yang bekerja pada suatu batuan.

4. Apakah ada hubungan antara geologi struktur dengan bidang geologi lainnya?

- a) Untuk mengkaji struktur geologi dan tektonik tanpa pengetahuan tentang stratigrafi, sedimentologi dan paleontologi akan menjadi sulit. Ketiga pengetahuan tersebut dapat membantu untuk menjelaskan kedudukan asal suatu susunan batuan. Tafsiran urutan susunan batuan akan lebih mudah dijelaskan melalui bidang pengetahuan tersebut diatas.
- b) Pengetahuan tentang petrologi dan geokimia dapat membantu dalam menjelaskan asal usul struktur geologi, sedangkan pengetahuan geomorfologi penting untuk mengetahui aktivitas struktur geologi, khususnya aktivitas yang resen.
- c) Geofisika, oseonografi dan geologi bawah tanah dapat membantu dalam menelaah struktur bawah tanah dan struktur dasar laut. Dengan kata lain, geologi struktur sangat erat kaitannya dengan ilmu-ilmu geologi lainnya.

5. Bagaimana cara mempelajarinya?

- a) Untuk mempelajari geologi struktur dibutuhkan pengetahuan 3 dimensi seperti dalam bidang arsitektur serta menggunakan peta topografi, gambar foto dan citra satelit atau radar, dan data geofisika.
- b) Melalui pengamatan dan observasi lapangan yaitu dengan melihat sendiri singkapan singkapan batuan yang telah terdeformasi, seperti terlipat atau tersesarkan, bagaimana bentuk deformasinya dan seberapa kuat deformasinya, yaitu dengan cara pengukuran unsur-unsur struktur geologinya langsung di lapangan.

- c) Dengan cara mengaitkan hubungan antara unsur struktur geologi mikro dengan unsur struktur geologi yang lebih besar di lapangan (meso atau makro). Setiap unsur struktur geologi mikro akan memiliki hubungan dengan unsur struktur meso maupun makronya.

7.3. Prinsip Dasar Mekanika Batuan

Mengenal dan menafsirkan tentang asal-usul dan mekanisme pembentukan suatu struktur geologi akan menjadi lebih mudah apabila kita memahami prinsip-prinsip dasar mekanika batuan, yaitu tentang konsep gaya, tegasan (stress/compressive), tarikan (strength) dan faktor-faktor lainnya yang mempengaruhi karakter suatu materi/bahan.

7.3.1. Gaya (Force)

- a) Gaya merupakan suatu vektor yang dapat merubah gerak dan arah pergerakan suatu benda.
- b) Gaya dapat bekerja secara seimbang terhadap suatu benda (seperti gaya gravitasi dan elektromagnetik) atau bekerja hanya pada bagian tertentu dari suatu benda (misalnya gaya-gaya yang bekerja di sepanjang suatu sesar di permukaan bumi).
- c) Gaya gravitasi merupakan gaya utama yang bekerja terhadap semua obyek/materi yang ada di sekeliling kita.
- d) Besaran (magnitud) suatu gaya gravitasi adalah berbanding lurus dengan jumlah materi yang ada, akan tetapi magnitud gaya di permukaan tidak tergantung pada luas kawasan yang terlibat.
- e) Satu gaya dapat diurai menjadi 2 komponen gaya yang bekerja dengan arah tertentu, dimana diagonalnya mewakili jumlah gaya tersebut.
- f) Gaya yang bekerja di atas permukaan dapat dibagi menjadi 2 komponen yaitu: satu tegak lurus dengan bidang permukaan dan satu lagi searah dengan permukaan.
- g) Pada kondisi 3-dimensi, setiap komponen gaya dapat dibagi lagi menjadi dua komponen membentuk sudut tegak lurus antara satu dengan lainnya. Setiap gaya, dapat dipisahkan menjadi tiga komponen gaya, yaitu komponen gaya X, Y dan Z.

7.3.2. Tekanan Litostatik

- a) Tekanan yang terjadi pada suatu benda yang berada di dalam air dikenal sebagai tekanan hidrostatik. Tekanan hidrostatik yang dialami oleh suatu benda yang berada di dalam air adalah berbanding lurus dengan berat volume air yang bergerak ke atas atau volume air yang dipindahkannya.
- b) Sebagaimana tekanan hidrostatik suatu benda yang berada di dalam air, maka batuan yang terdapat di dalam bumi juga mendapat tekanan yang sama seperti benda yang berada dalam air, akan tetapi tekanannya jauh lebih besar ketimbang benda yang ada di dalam air, dan hal ini disebabkan karena batuan yang berada di dalam bumi mendapat tekanan yang sangat besar yang dikenal dengan tekanan litostatik. Tekanan litostatik ini menekan kesegala arah dan akan meningkat ke arah dalam bumi.

7.3.3. Tegasan

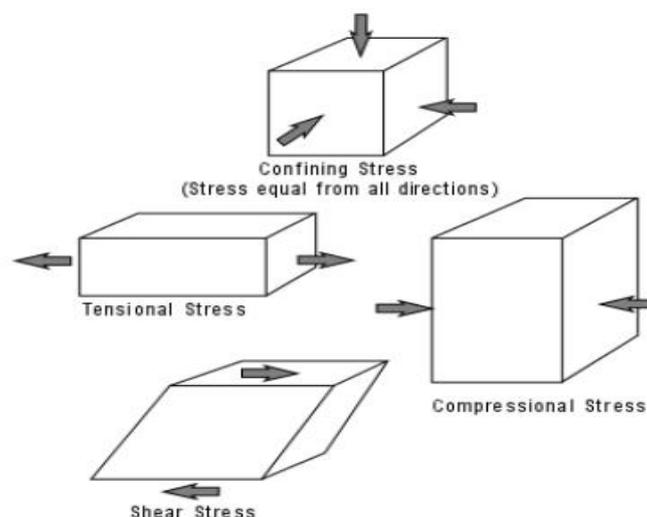
- a) Tegasan adalah gaya yang bekerja pada suatu luasan permukaan dari suatu benda. Tegasan juga dapat didefinisikan sebagai suatu kondisi yang terjadi pada batuan sebagai respon dari gaya-gaya yang berasal dari luar.
- b) Tegasan dapat didefinisikan sebagai gaya yang bekerja pada luasan suatu permukaan benda dibagi dengan luas permukaan benda tersebut: Tegasan (P) = Daya (F) / luas (A).
- c) Tegasan yang bekerja pada salah satu permukaan yang mempunyai komponen tegasan prinsipal atau tegasan utama.

- d) Tegasan pembeda adalah perbedaan antara tegasan maksimal dan tegasan minimal. Sekiranya perbedaan gaya telah melampaui kekuatan batuan maka retakan/rekahan akan terjadi pada batuan tersebut.
- e) Kekuatan suatu batuan sangat tergantung pada besarnya tegasan yang diperlukan untuk menghasilkan retakan/rekahan.

7.3.4. Gaya Tegangan (Tensional Force)

- a) Gaya Tegangan merupakan gaya yang dihasilkan oleh tegasan, dan melibatkan perubahan panjang, bentuk (distortion) atau dilatasi (dilation) atau ketiga-tiganya.
- b) Bila terdapat perubahan tekanan litostatik, suatu benda (homogen) akan berubah volumenya (dilatasi) tetapi bukan bentuknya. Misalnya, batuan gabro akan mengembang bila gaya hidrostatiknya diturunkan.
- c) Perubahan bentuk biasanya terjadi pada saat gaya terpusat pada suatu benda. Bila suatu benda dikenai gaya, maka biasanya akan dilampaui ketiga fasa, yaitu fasa elastisitas, fasa plastisitas, dan fasa pecah.
- d) Bahan yang rapuh biasanya pecah sebelum fase plastisitas dilampaui, sementara bahan yang plastis akan mempunyai selang yang besar antara sifat elastis dan sifat untuk pecah. Hubungan ini dalam mekanika batuan ditunjukkan oleh tegasan dan tarikan.
- e) Kekuatan batuan, biasanya mengacu pada gaya yang diperlukan untuk pecah pada suhu dan tekanan permukaan tertentu.
- f) Setiap batuan mempunyai kekuatan yang berbeda-beda, walaupun terdiri dari jenis yang sama. Hal ini dikarenakan kondisi pembentukannya juga berbeda-beda.
- g) Batuan sedimen seperti batupasir, batugamping, batulempung kurang kuat dibandingkan dengan batuan metamorf (kuarsit, marmer, batusabak) dan batuan beku (basalt, andesit, gabro).

Batuan yang terdapat di Bumi merupakan subyek yang secara terus menerus mendapat gaya yang berakibat tubuh batuan dapat mengalami pelengkungan atau keretakan. Ketika tubuh batuan melengkung atau retak, maka kita menyebutnya batuan tersebut terdeformasi (berubah bentuk dan ukurannya). Penyebab deformasi pada batuan adalah gaya tegasan (gaya/satuan luas). Oleh karena itu untuk memahami deformasi yang terjadi pada batuan, maka kita harus memahami konsep tentang gaya yang bekerja pada batuan (gambar 7-1).



Gambar 7-1 Tegasan Seragam / Uniform Stress (atas); tegasan tensional (tengah kiri); tegasan kompresional (tengah kanan); dan tegasan geser /shear stress (gambar bawah)

Tegasan (stress) dan tegasan tarik (strain stress) adalah gaya yang bekerja di seluruh tempat di muka bumi. Salah satu jenis tegasan yang biasa kita kenal adalah tegasan yang bersifat seragam (uniform-stress) dan dikenal sebagai tekanan (pressure). Tegasan seragam adalah suatu gaya yang bekerja secara seimbang ke semua arah. Tekanan yang terjadi di bumi yang berkaitan dengan beban yang menutupi batuan adalah tegasan yang bersifat seragam. Jika tegasan ke segala arah tidak sama (tidak seragam) maka tegasan yang demikian dikenal sebagai tegasan diferensial.

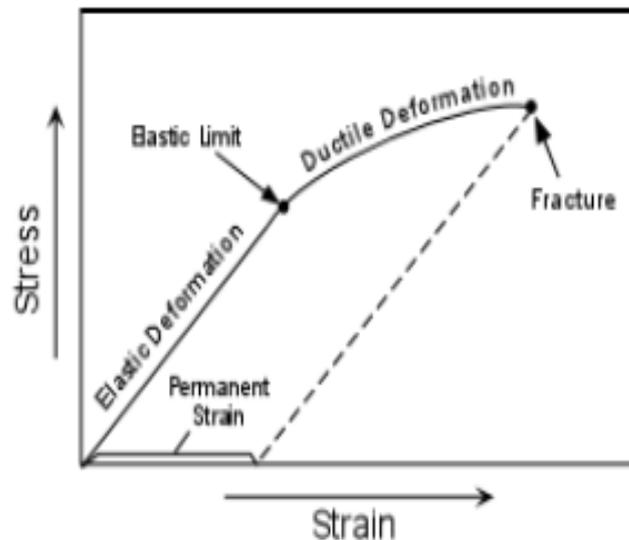
Tegasan diferensial dapat dikelompokkan menjadi 3 jenis, yaitu:

1. Tegasan tensional (tegasan extensional) adalah tegasan yang dapat mengakibatkan batuan mengalami peregangan atau mengembang.
2. Tegasan kompresional adalah tegasan yang dapat mengakibatkan batuan mengalami penekanan.
3. Tegasan geser adalah tegasan yang dapat berakibat pada tergesernya dan berpindahannya batuan.

Ketika batuan terdeformasi maka batuan mengalami tarikan. Gaya tarikan akan merubah bentuk, ukuran, atau volume dari suatu batuan. Tahapan deformasi terjadi ketika suatu batuan mengalami peningkatan gaya tegasan yang melampaui 3 tahapan pada deformasi batuan.

Gambar 7-2 memperlihatkan hubungan antara gaya tarikan dan gaya tegasan yang terjadi pada proses deformasi batuan.

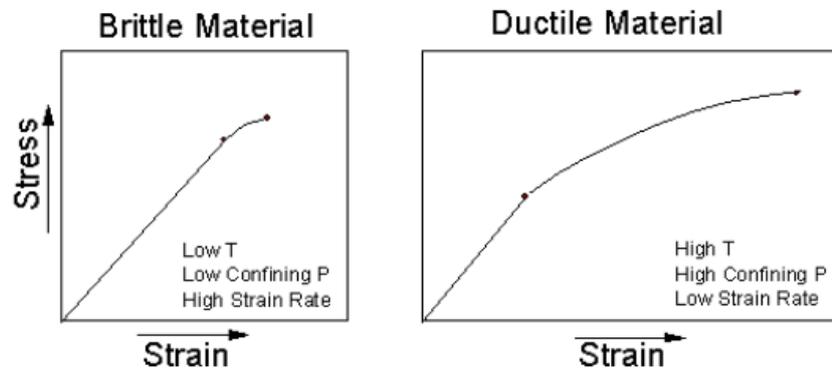
1. Deformasi yang bersifat elastis (Elastic Deformation) terjadi apabila sifat gaya tariknya dapat berbalik (reversible).
2. Deformasi yang bersifat lentur (Ductile Deformation) terjadi apabila sifat gaya tariknya tidak dapat kembali lagi (irreversible).
3. Retakan / rekahan (Fracture) terjadi apabila sifat gaya tariknya yang tidak kembali lagi ketika batuan pecah/retak.



Gambar 7-2 Kurva hubungan tegasan (stress) dan tarikan (strain) terhadap batuan, dimana tegasan dan tarikan semakin meningkat maka batas elastisitas akan dilampaui dan pada akhirnya mengalami retak.

Kita dapat membagi material menjadi 2 (dua) kelas didasarkan atas sifat perilaku dari material ketika dikenakan gaya tegasan padanya, yaitu :

1. Material yang bersifat retas (brittle material), yaitu apabila sebagian kecil atau sebagian besar bersifat elastis tetapi hanya sebagian kecil bersifat lentur sebelum material tersebut retak/pecah (gambar 7-3 kiri).
2. Material yang bersifat lentur (ductile material) jika sebagian kecil bersifat elastis dan sebagian besar bersifat lentur sebelum terjadi peretakan / fracture (gambar 7-3 kanan).



Gambar 7-3 Kurva hubungan tegasan (stress) dan tarikan (strain) untuk material/batuan yang bersifat retas dan batuan/material yang bersifat lentur.

Bagaimana suatu batuan / material akan bereaksi tergantung pada beberapa faktor, antara lain adalah:

1. **Temperatur** – Pada temperatur tinggi molekul molekul dan ikatannya dapat meregang dan berpindah, sehingga batuan/material akan lebih bereaksi pada kelenturan dan pada temperatur, material akan bersifat retas.
2. **Tekanan bebas** – pada material yang terkena tekanan bebas yang besar akan sifat untuk retak menjadi berkurang dikarenakan tekanan disekelilingnya cenderung untuk menghalangi terbentuknya retakan. Pada material yang tertekan yang rendah akan menjadi bersifat retas dan cenderung menjadi retak.
3. **Kecepatan tarikan** – Pada material yang tertarik secara cepat cenderung akan retak. Pada material yang tertarik secara lambat maka akan cukup waktu bagi setiap atom dalam material berpindah dan oleh karena itu maka material akan berperilaku / bersifat lentur.
4. **Komposisi** – Beberapa mineral, seperti Kuarsa, Olivine, dan Feldspar bersifat sangat retas. Mineral lainnya, seperti mineral lempung, mica, dan kalsit bersifat lentur. Hal tersebut berhubungan dengan tipe ikatan kimianya yang terikat satu dan lainnya. Jadi, komposisi mineral yang ada dalam batuan akan menjadi suatu faktor dalam menentukan tingkah laku dari batuan. Aspek lainnya adalah hadir tidaknya air. Air kelihatannya berperan dalam memperlemah ikatan kimia dan mengitari butiran mineral sehingga dapat menyebabkan pergeseran. Dengan demikian batuan yang bersifat basah cenderung akan bersifat lentur, sedangkan batuan yang kering akan cenderung bersifat retas.

7.3.5. Mekanisme Sesar

1. Pengenalan

- a) Sesar merupakan retakan yang mempunyai pergerakan searah dengan arah retakan. Ukuran pergerakan ini adalah bersifat relatif, dan kepentingannya juga relatif.

- b) Sesar mempunyai bentuk dan dimensi yang bervariasi. Ukuran dimensi sesar mungkin dapat mencapai ratusan kilometer panjangnya (sesar Semangko) atau hanya beberapa sentimeter saja. Arah singkapan suatu sesar dapat lurus atau berliku-liku.
- c) Sesar boleh hadir sebagai sempadan yang tajam, atau sebagai suatu zona, dengan ketebalan beberapa milimeter hingga beberapa kilometer.

2. Anatomi Sesar

- a) Arah pergerakan yang terjadi disepanjang permukaan suatu sesar dikenal sebagai bidang sesar. Apabila bidang sesarnya tidak tegak, maka batuan yang terletak di atasnya dikenali sebagai dinding gantung (*hanging wall*), sedangkan bagian bawahnya dikenal dengan dinding kaki (*footwall*).
- b) Ada dua jenis gelinciran sesar, satu komponen tegak (*dip-slip*) dan satu komponen mendatar (*strike-slip*). Kombinasi kedua-dua gelinciran dikenal sebagai gelinciran oblik (*oblique slip*).
- c) Pada permukaan bidang sesar terdapat gores-garis sesar (*slicken-side*) yang dicirikan oleh permukaan yang licin, pertumbuhan mineral dan tangga-tangga kecil. Arah pergerakan sesar dapat ditentukan dari arah gores garisnya.
- d) Menurut Anderson (1942) ada tiga kategori utama sesar, yaitu sesar normal atau sesar turun (*normal fault*), sesar sungkup/sesar naik (*thrust fault*) dan sesar mendatar (*wrench fault* atau *strike-slip fault*).
- e) Sesar mendatar, berdasarkan gerak relatifnya terdapat sesar mendatar dekstral atau sinistral. Sedangkan sesar transform adalah sesar mendatar yang terjadi antara dua lempeng yang saling berpapasan.
- f) Terdapat juga sesar jenis en echelon, sesar radial, sesar membulat dan sesar sepanjang perlapisan.

3. Kriteria Pensesaran

- a) Sesar yang aktif ditunjukkan oleh rayapan akibat gempa bumi dan pecahan dalam tanah.
- b) Yang tidak aktif dapat dilihat dari peralihan pada kedudukan lapisan, perulangan lapisan, perubahan secara tiba-tiba suatu jenis batuan, kehadiran milonitisasi atau breksiasi, kehadiran struktur seretan (*drag-fault*), bidang sesar (*fault-plane*).

7.4. Jenis Jenis Struktur Geologi

Dalam geologi dikenal 3 jenis struktur yang dijumpai pada batuan sebagai produk dari gaya gaya yang bekerja pada batuan, yaitu: (1). Kekar (*fractures*) dan Rekahan (*cracks*); (2). Perlipatan (*folding*); dan (3). Patahan/Sesar (*faulting*). Ketiga jenis struktur tersebut dapat dikelompokkan menjadi beberapa jenis unsur struktur, yaitu:

7.4.1. Kekar (Fractures)

Kekar adalah struktur retakan/rekahan terbentuk pada batuan akibat suatu gaya yang bekerja pada batuan tersebut dan belum mengalami pergeseran. Secara umum dicirikan oleh: a). Pemotongan bidang perlapisan batuan; b). Biasanya terisi mineral lain (*mineralisasi*) seperti kalsit, kuarsa dsb; c) kenampakan breksiasi.

Struktur kekar dapat dikelompokkan berdasarkan sifat dan karakter retakan/rekahan serta arah gaya yang bekerja pada batuan tersebut. Kekar yang umumnya dijumpai pada batuan adalah sebagai berikut:

1. **Shear Joint** (Kekar Gerus) adalah retakan / rekahan yang membentuk pola saling berpotongan membentuk sudut lancip dengan arah gaya utama. Kekar jenis *shear joint* umumnya bersifat tertutup.

2. **Tension Joint** adalah retakan/rekahan yang berpola sejajar dengan arah gaya utama, Umumnya bentuk rekahan bersifat terbuka.
3. **Extension Joint** (Release Joint) adalah retakan/rekahan yang berpola tegak lurus dengan arah gaya utama dan bentuk rekahan umumnya terbuka.



Kekar Gerus (Shear Joint)



Kekar Tensional (Tensional Joint)

Gambar 7-4 Kekar (fracture) jenis “Shear Joints” dan “Tensional Joint”.

7.4.2. Lipatan (Folds)

Lipatan adalah deformasi lapisan batuan yang terjadi akibat dari gaya tegasan sehingga batuan bergerak dari kedudukan semula membentuk lengkungan. Berdasarkan bentuk lengkungannya lipatan dapat dibagi dua, yaitu a). Lipatan Sinklin adalah bentuk lipatan yang cekung ke arah atas, sedangkan lipatan antiklin adalah lipatan yang cembung ke arah atas.

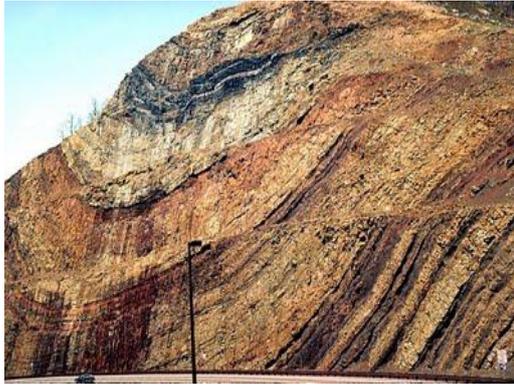
Berdasarkan kedudukan garis sumbu dan bentuknya, lipatan dapat dikelompokkan menjadi :

- 1). Lipatan Paralel adalah lipatan dengan ketebalan lapisan yang tetap.
- 2). Lipatan Similar adalah lipatan dengan jarak lapisan sejajar dengan sumbu utama.
- 3). Lipatan harmonik atau disharmonik adalah lipatan berdasarkan menerus atau tidaknya sumbu utama.
- 4). Lipatan Ptigmatik adalah lipatan terbalik terhadap sumbunya
- 5). Lipatan chevron adalah lipatan bersudut dengan bidang planar
- 6). Lipatan isoklin adalah lipatan dengan sayap sejajar
- 7). Lipatan Klin Bands adalah lipatan bersudut tajam yang dibatasi oleh permukaan planar.

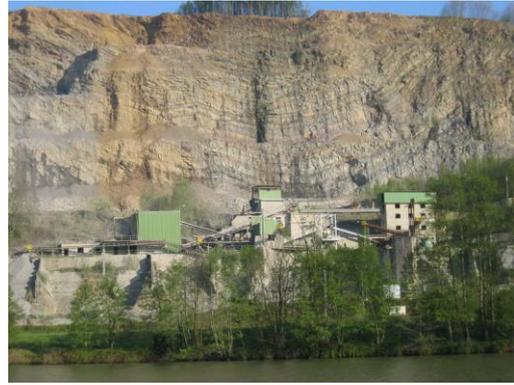
Disamping lipatan tersebut diatas, dijumpai juga berbagai jenis lipatan, seperti Lipatan Seretan (Drag folds) adalah lipatan yang terbentuk sebagai akibat seretan suatu sesar.



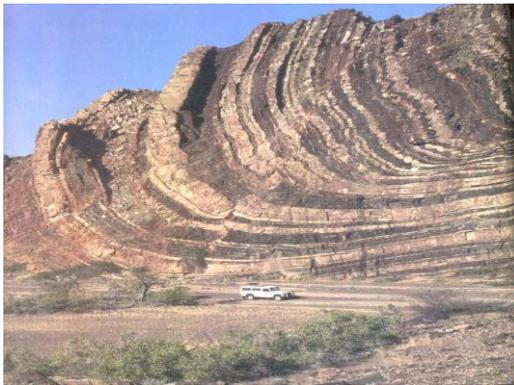
Gambar 7-5 Pegunungan Lipatan (Folded Mountain) sebagai hasil orogenesis.



Lipatan Isoklin



Lipatan Similar



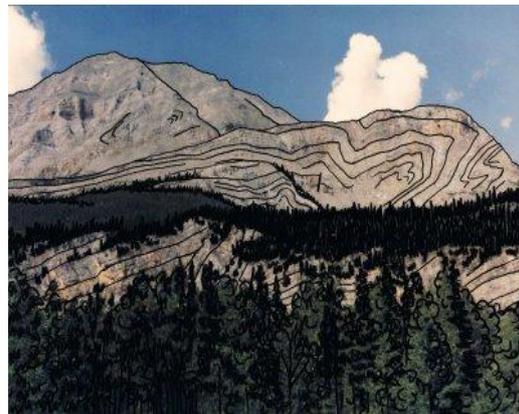
Lipatan Ptigmatik



Lipatan Chevron



Lipatan Disharmonic



Lipatan Ptigmatik



Lipatan Klin Bands

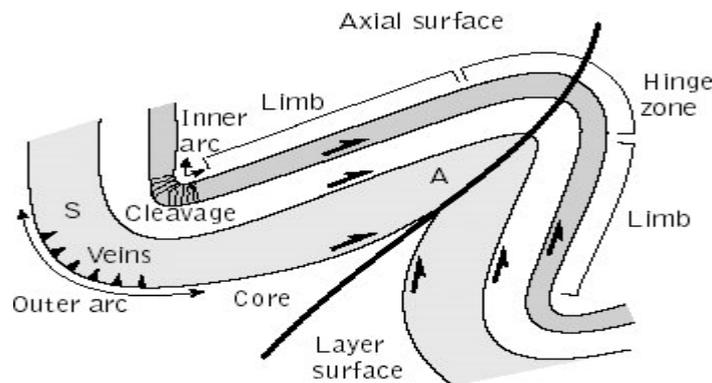


Lipatan Klin Bands

Gambar 7-6 Berbagai jenis / tipe lipatan

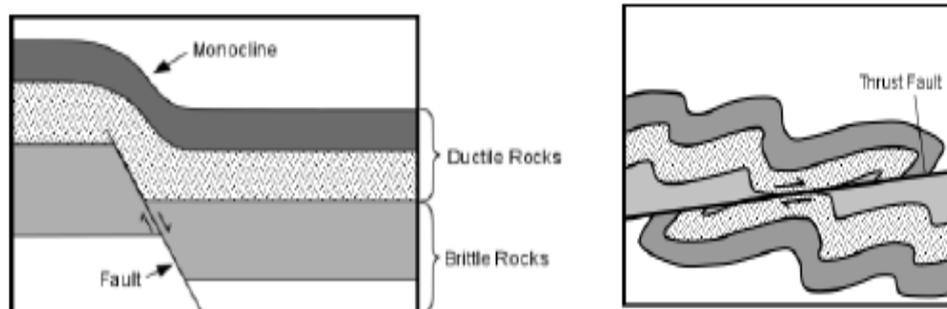
7.4.3. Hubungan Antara Lipatan dan Patahan

Batuan yang berbeda akan memiliki sifat yang berbeda terhadap gaya tegasan yang bekerja pada batuan batuan tersebut, dengan demikian kita juga dapat memperkirakan bahwa beberapa batuan ketika terkena gaya tegasan yang sama akan terjadi retakan atau terpatahkan, sedangkan yang lainnya akan terlipat. Geometri dari perlipatan lapisan batuan yang terkena tegasan diperlihatkan pada gambar 7-6, dimana pada tahap awal perlapisan batuan akan terlipat membentuk lipatan sinklin - antiklin dimana secara geometri bentuk lengkungan bagian luar (outer arc) akan mengalami peregangan sedangkan lengkungan bagian dalam akan mengalami pembelahan (cleavage). Apabila tegasan ini berlanjut dan melampaui batas elastisitas batuan, perlipatan akan mulai terpatahkan (tersesarkan) melalui bidang yang terbentuk pada sumbu lipatannya. Pada bidang patahan, gaya tegasan akan berubah arah seperti diperlihatkan pada gambar 7-6.



Gambar 7-6 Geometri perlipatan dan pensesaran

Ketika batuan batuan yang berbeda tersebut berada di area yang sama, seperti batuan yang bersifat lentur menutupi batuan yang bersifat retas, maka batuan yang retas kemungkinan akan terpatahkan dan batuan yang lentur mungkin hanya melengkung atau terlipat diatas bidang patahan (Gambar 7-7 kiri). Demikian juga ketika batuan batuan yang bersifat lentur mengalami retakan dibawah kondisi tekanan yang tinggi, maka batuan tersebut kemungkinan terlipat sampai pada titik tertentu kemudian akan mengalami pensesaran, membentuk suatu patahan Gambar 7-7 kanan).



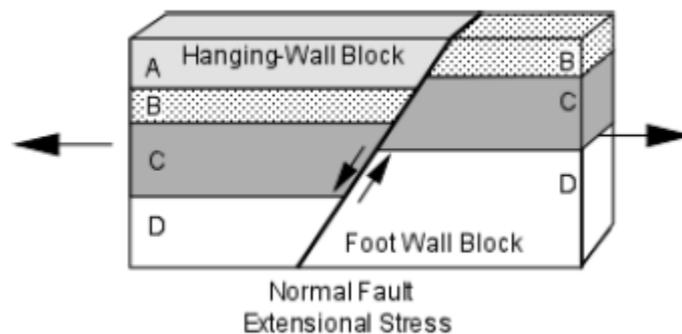
Gambar 7-7 Batuan yang bersifat lentur diatas batuan yang retas yang tidak ikut terpatahkan (kiri) dan Batuan yang bersifat lentur yang tersesarkan (dragfold).

7.4.4. Patahan/Sesar (Faults)

Patahan / sesar adalah struktur rekahan yang telah mengalami pergeseran. Umumnya disertai oleh struktur yang lain seperti lipatan, rekahan dsb. Adapun di lapangan indikasi suatu sesar / patahan dapat dikenal melalui : a) Gawir sesar atau bidang sesar; b). Breksiasi, gouge, milonit, ; c). Deretan mata air; d). Sumber air panas; e). Penyimpangan / pergeseran kedudukan lapisan; f) Gejala-gejala struktur minor seperti: cermin sesar, gores garis, lipatan dsb.

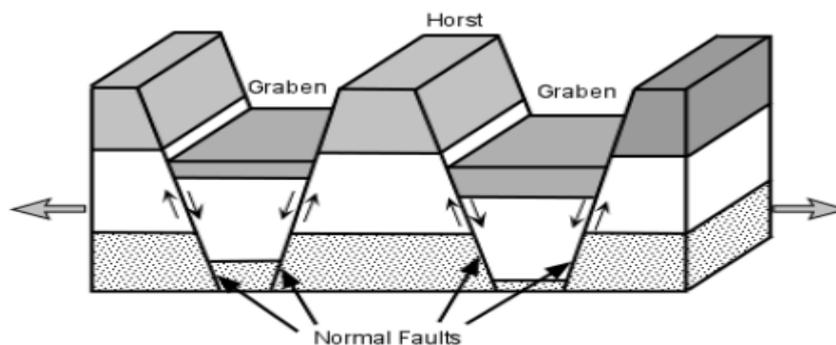
Sesar dapat dibagi kedalam beberapa jenis/tipe tergantung pada arah relatif pergeserannya. Selama patahan/sesar dianggap sebagai suatu bidang datar, maka konsep jurus dan kemiringan juga dapat dipakai, dengan demikian jurus dan kemiringan dari suatu bidang sesar dapat diukur dan ditentukan.

1. **Dip Slip Faults** – adalah patahan yang bidang patahannya menyudut (inclined) dan pergeseran relatifnya berada disepanjang bidang patahannya atau offset terjadi disepanjang arah kemiringannya. Sebagai catatan bahwa ketika kita melihat pergeseran pada setiap patahan, kita tidak mengetahui sisi yang sebelah mana yang sebenarnya bergerak atau jika kedua sisinya bergerak, semuanya dapat kita tentukan melalui pergerakan relatifnya. Untuk setiap bidang patahan yang mempunyai kemiringan, maka dapat kita tentukan bahwa blok yang berada diatas patahan sebagai “hanging wall block” dan blok yang berada dibawah patahan dikenal sebagai “footwall block”.
2. **Normal Faults** – adalah patahan yang terjadi karena gaya tegasan tensional horisontal pada batuan yang bersifat retas dimana “hangingwall block” telah mengalami pergeseran relatif ke arah bagian bawah terhadap “footwall block”.



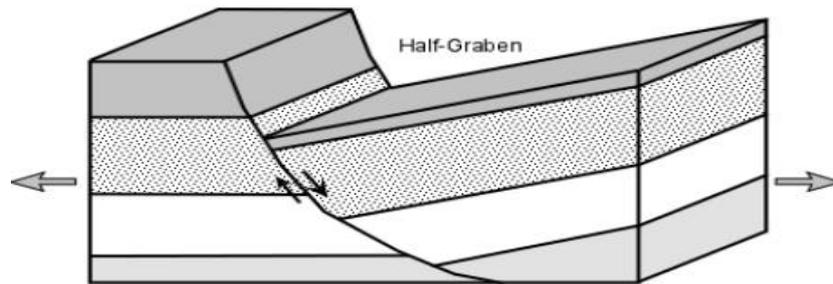
Gambar 7-8 Sesar Normal yang disebabkan oleh gaya tegasan tensional horisontal, dimana hangingwall bergerak kebagian bawah dari footwall.

3. **Horsts & Grabens** – Dalam kaitannya dengan sesar normal yang terjadi sebagai akibat dari tegasan tensional, seringkali dijumpai sesar-sesar normal yang berpasangan pasangan dengan bidang patahan yang berlawanan. Dalam kasus yang demikian, maka bagian dari blok-blok yang turun akan membentuk “graben” sedangkan pasangan dari blok-blok yang terangkat sebagai “horst”. Contoh kasus dari pengaruh gaya tegasan tensional yang bekerja pada kerak bumi pada saat ini adalah “East African Rift Valley” suatu wilayah dimana terjadi pemekaran benua yang menghasilkan suatu “Rift”. Contoh lainnya yang saat ini juga terjadi pemekaran kerak bumi adalah wilayah di bagian barat Amerika Serikat, yaitu di Nevada, Utah, dan Idaho.

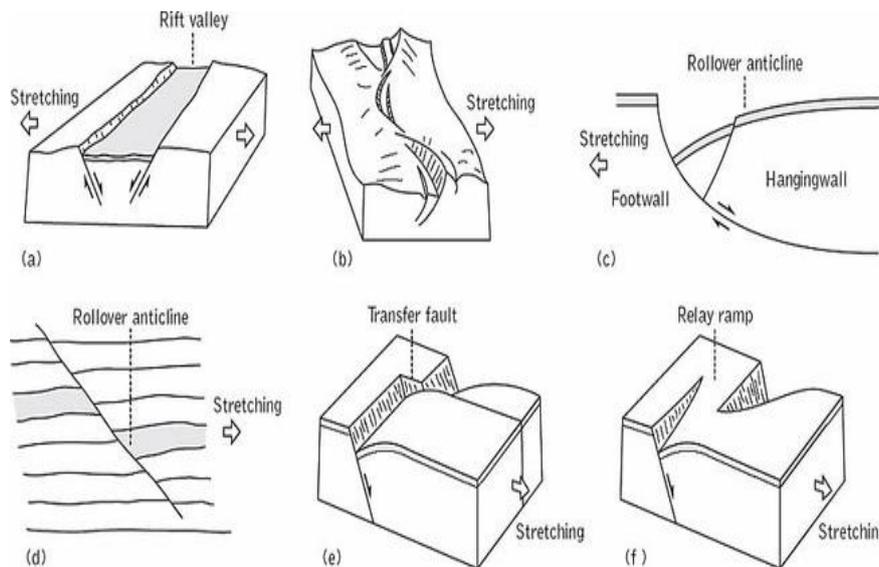


Gambar 7-9 Rangkaian patahan normal sebagai hasil dari gaya tegasan tensional horisontal yang membentuk “Horst” dan “Graben”.

4. **Half-Grabens** – adalah patahan normal yang bidang patahannya berbentuk lengkungan dengan besar kemiringannya semakin berkurang kearah bagian bawah sehingga dapat menyebabkan blok yang turun mengalami rotasi.

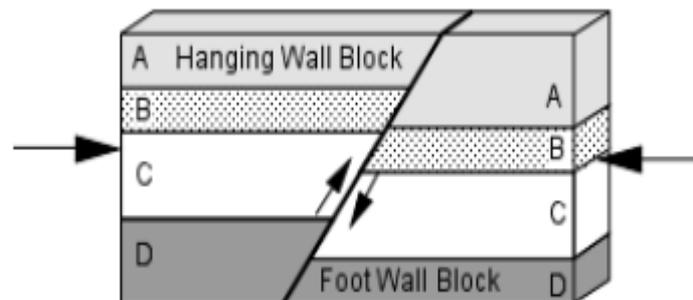


Gambar 7-10 Patahan normal yang bidang patahannya berbentuk lengkungan dengan besar bidang kemiringannya semakin mengecil kearah bagian bawah.



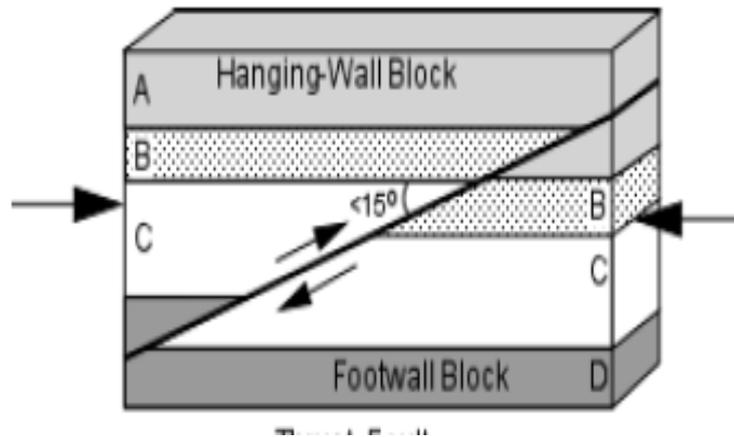
Gambar 7-11 Berbagai jenis patahan normal sebagai hasil dari gaya tegasan tensional horisontal .

5. **Reverse Faults** – adalah patahan hasil dari gaya tegasan kompresional horisontal pada batuan yang bersifat retas, dimana “hangingwall block” berpindah relatif kearah atas terhadap “footwall block”.



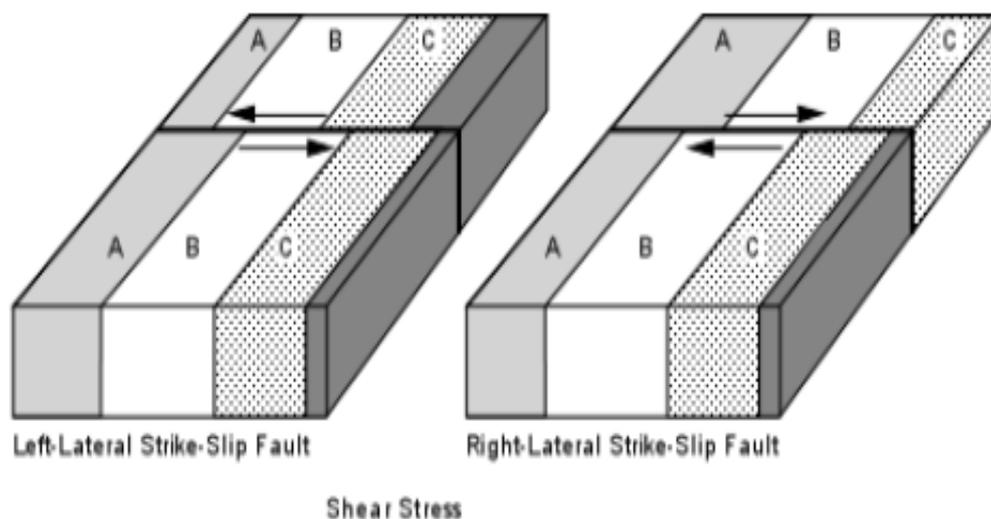
Gambar 7-12 Reverse Fault sebagai hasil dari gaya tegasan kompresional, dimana bagian hangingwall bergerak relatif kebagian atas dibandingkan footwallnya .

6. A **Thrust Fault** adalah patahan “reverse fault” yang kemiringan bidang patahannya lebih kecil dari 15° . Pergeseran dari sesar “Thrust fault” dapat mencapai hingga ratusan kilometer sehingga memungkinkan batuan yang lebih tua dijumpai menutupi batuan yang lebih muda.

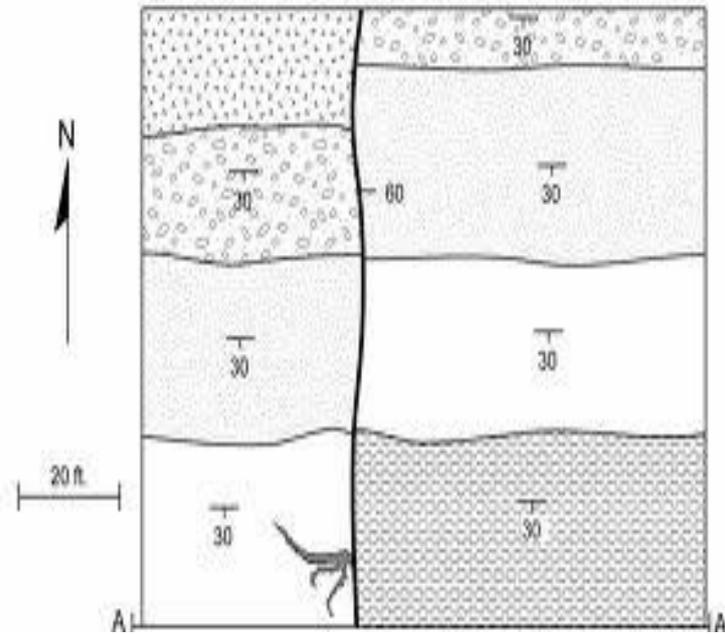


Gambar 7-13 Thrust Fault adalah suatu patahan “reverse fault” yang bidang patahannya mempunyai kemiringan kurang dari 15°

7. **Strike Slip Faults** – adalah patahan yang pergerakan relatifnya berarah horisontal mengikuti arah patahan. Patahan jenis ini berasal dari tegasan geser yang bekerja di dalam kerak bumi. Patahan jenis “strike slip fault” dapat dibagi menjadi 2(dua) tergantung pada sifat pergerakannya. Dengan mengamati pada salah satu sisi bidang patahan dan dengan melihat kearah bidang patahan yang berlawanan, maka jika bidang pada salah satu sisi bergerak kearah kiri kita sebut sebagai patahan “left-lateral strike-slip fault”. Jika bidang patahan pada sisi lainnya bergerak ke arah kanan, maka kita namakan sebagai “right-lateral strike-slip fault”. Contoh patahan jenis “strike slip fault” yang sangat terkenal adalah patahan “San Andreas” di California dengan panjang mencapai lebih dari 600 km.

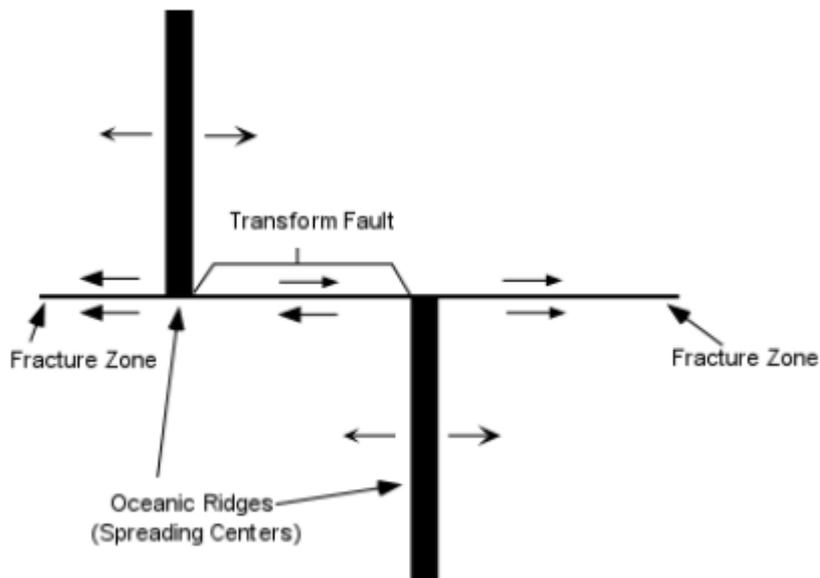


Gambar 7-14 Strike Slip Fault adalah patahan yang pergerakan relatifnya berarah horisontal mengikuti arah patahan



Gambar 7-15 Peta sebaran batuan yang memperlihatkan pergeseran (off set) batuan disepanjang bidang patahan mendatar (strike slip fault) jenis “left-lateral strike-slip fault” dimana blok kiri bergerak relatif ke selatan dan blok kanan bergerak relatif ke utara.

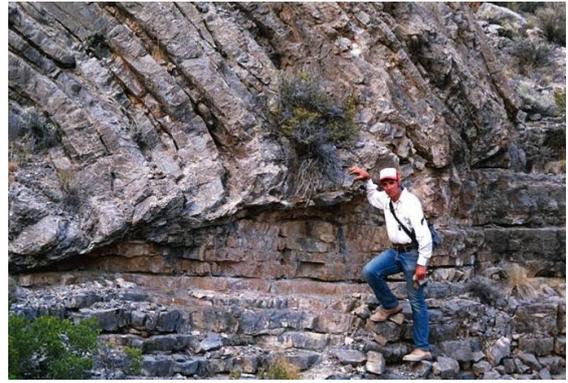
8. Transform-Faults adalah jenis patahan “strike-slip faults” yang khas terjadi pada batas lempeng, dimana dua lempeng saling berpapasan satu dan lainnya secara horisontal. Jenis patahan transform umumnya terjadi di pematang samudra yang mengalami pergeseran (offset), dimana patahan transform hanya terjadi diantara batas kedua pematang, sedangkan dibagian luar dari kedua batas pematang tidak terjadi pergerakan relatif diantara kedua bloknya karena blok tersebut bergerak dengan arah yang sama. Daerah ini dikenal sebagai zona rekahan (fracture zones). Patahan “San Andreas” di California termasuk jenis patahan “transform fault”.



Gambar 7-16 Patahan jenis “Transform-Fault” hanya terjadi diantara batas kedua pematang samudra



Sesar Naik (Reverse fault)



Sesar Naik (Thrust fault)



Sesar Mendatar (Strike slip fault)



Sesar Mendatar (Transform fault)



Sesar Normal (Normal fault)



Sesar Normal (Normal fault)

Gambar 7-17 Kenampakan Sesar Naik (Reverse Fault & Trust Fault), Sesar Mendatar (Strike Slip Fault dan Transform Fault) dan Sesar Normal (Normal Fault) di lapangan

RINGKASAN

- **Geologi struktur** adalah bagian dari ilmu geologi yang mempelajari tentang bentuk (arsitektur) batuan sebagai hasil dari proses deformasi.
- **Tegasan** adalah gaya yang bekerja pada suatu luasan permukaan dari suatu benda atau suatu kondisi yang terjadi pada batuan sebagai respon dari gaya-gaya yang berasal dari luar.
- **Gaya** merupakan suatu vektor yang dapat merubah gerak dan arah pergerakan suatu benda.
- **Kekar** adalah retakan/rekahan yang terbentuk pada batuan akibat suatu gaya yang bekerja pada batuan tersebut. Dalam geologi struktur dikenal 3 (tiga) jenis kekar, yaitu kekar gerus (shear fracture), kekar tarik (tension fracture) dan kekar release.
- **Lipatan** adalah suatu deformasi batuan yang berbentuk gelombang sinusoidal yang disebabkan oleh gaya yang bekerja pada batuan akan tetapi tidak melampaui batas elastisitas batumannya. Lipatan dapat dibagi menjadi 3 (tiga) jenis, yaitu sinklin, antiklin, dan rebah (recumbent fold).
- **Patahan** (sesar) adalah pergeseran sebagian masa batuan dari kedudukan semula yang diakibatkan oleh gaya yang bekerja pada batuan. Terdapat 3 (tiga) jenis patahan, yaitu patahan naik, patahan mendatar, dan patahan turun/normal.

PERTANYAAN ULANGAN

1. Sebutkan tujuan mempelajari geologi struktur ?
2. Jelaskan mengapa pola dan arah kekar dapat dipakai untuk menganalisa jenis suatu sesar (patahan) dan arah gaya utama yang bekerja pada batuan ?
3. Bagaimana cara menentukan gaya utama dari suatu perlipatan ?
4. Jelaskan perbedaan antara sesar Naik dan sesar Mendatar ?
5. Gambarkan gaya utama yang bekerja pada sesar Naik dan sesar Mendatar ?

8

Stratigrafi**8.1. Pendahuluan**

Stratigrafi adalah studi mengenai sejarah, komposisi dan umur relatif serta distribusi perlapisan batuan dan interpretasi lapisan-lapisan batuan untuk menjelaskan sejarah bumi. Dari hasil perbandingan atau korelasi antar lapisan yang berbeda dapat dikembangkan lebih lanjut studi mengenai litologi (litostratigrafi), kandungan fosil (biostratigrafi), dan umur relatif maupun absolutnya (kronostratigrafi). stratigrafi kita pelajari untuk mengetahui luas penyebaran lapisan batuan.

Ilmu stratigrafi muncul untuk pertama kalinya di Britania Raya pada abad ke-19. Perintisnya adalah **William Smith**. Ketika itu dia mengamati beberapa perlapisan batuan yang tersingkap yang memiliki urutan perlapisan yang sama (superposisi). Dari hasil pengamatannya, kemudian ditarik kesimpulan bahwa lapisan batuan yang terbawah merupakan lapisan yang tertua, dengan beberapa pengecualian. Karena banyak lapisan batuan merupakan kesinambungan yang utuh ke tempat yang berbeda-beda maka dapat dibuat perbandingan antara satu tempat ke tempat lainnya pada suatu wilayah yang sangat luas. Berdasarkan hasil pengamatan ini maka kemudian William Smith membuat suatu sistem yang berlaku umum untuk periode-periode geologi tertentu walaupun pada waktu itu belum ada penamaan waktunya. Berawal dari hasil pengamatan William Smith dan kemudian berkembang menjadi pengetahuan tentang susunan, hubungan dan genesa batuan yang kemudian dikenal dengan stratigrafi.

Berdasarkan dari asal katanya, stratigrafi tersusun dari 2 (dua) suku kata, yaitu kata “strati“ berasal dari kata “stratos“, yang artinya perlapisan dan kata “grafi” yang berasal dari kata “graphic/graphos”, yang artinya gambar atau lukisan. Dengan demikian stratigrafi dalam arti sempit dapat dinyatakan sebagai ilmu pemerian lapisan-lapisan batuan. Dalam arti yang lebih luas, stratigrafi dapat didefinisikan sebagai ilmu yang mempelajari tentang aturan, hubungan, dan pembentukan (genesa) macam-macam batuan di alam dalam ruang dan waktu.

- **Aturan:** Tatanama stratigrafi diatur dalam “Sandi Stratigrafi”. Sandi stratigrafi adalah aturan penamaan satuan-satuan stratigrafi, baik resmi ataupun tidak resmi, sehingga terdapat keseragaman dalam nama maupun pengertian nama-nama tersebut seperti misalnya: Formasi/formasi, Zona/zona, Sistem dan sebagainya.
- **Hubungan:** Pengertian hubungan dalam stratigrafi adalah bahwa setiap lapis batuan dengan batuan lainnya, baik diatas ataupun dibawah lapisan batuan tersebut. Hubungan antara satu lapis batuan dengan lapisan lainnya adalah “selaras” (conformity) atau “tidak selaras” (unconformity).
- **Pembentukan (Genesa):** Mempunyai pengertian bahwa setiap lapis batuan memiliki genesa pembentukan batuan tersendiri. Sebagai contoh, facies sedimen marin, facies sedimen fluvial, facies sedimen delta, dsb.

- **Ruang:** Mempunyai pengertian tempat, yaitu setiap batuan terbentuk atau diendapkan pada lingkungan geologi tertentu. Sebagai contoh, genesa batuan sedimen: Darat (Fluviatil, Gurun, Glacial), Transisi (Pasang-surut/Tides, Lagoon, Delta), atau Laut (Marine: Lithoral, Neritik, Bathyal, atau Hadal)
- **Waktu:** Memiliki pengertian tentang umur pembentukan batuan tersebut dan biasanya berdasarkan Skala Umur Geologi. Contoh: Batugamping formasi Rajamandala terbentuk pada kala Miosen Awal; Batupasir kuarsa formasi Bayah terbentuk pada kala Eosen Akhir

8.2. Sandi Stratigrafi

Pada hakekatnya ada hubungan tertentu antara kejadian dan aturan batuan di alam, dalam kedudukan ruang dan waktu geologi. Stratigrafi membahas aturan, hubungan, kejadian lapisan serta tubuh batuan di alam. Sandi stratigrafi dimaksudkan untuk memberikan pengarahan kepada para ahli geologi yang bekerja mempunyai persepsi yang sama dalam cara penggolongan stratigrafi. Sandi stratigrafi memberikan kemungkinan untuk tercapainya keseragaman dalam tatanama satuan-satuan stratigrafi. Pada dasarnya, Sandi Stratigrafi mengakui adanya satuan lithostratigrafi, satuan litodemik, satuan biostratigrafi, satuan sekuen stratigrafi, satuan kronostratigrafi dan satuan geokronologi. Sandi ini dapat dipakai untuk semua macam batuan.

Berikut ini pengertian pengertian mengenai Sandi Stratigrafi sebagai berikut:

- **Penggolongan Stratigrafi** ialah pengelompokan bersistem batuan menurut berbagai cara, untuk mempermudah pemerian, aturan dan hubungan batuan yang satu terhadap lainnya. Kelompok bersistem tersebut diatas dikenal sebagai satuan stratigrafi.
- **Batas Satuan Stratigrafi** ditentukan sesuai dengan batas penyebaran ciri satuan tersebut sebagaimana didefinisikan. Batas satuan Stratigrafi jenis tertentu tidak harus berimpit dengan batas Satuan Stratigrafi jenis lain, bahkan dapat memotong satu sama lain.
- **Tatanama Stratigrafi** ialah aturan penamaan satuan-satuan stratigrafi, baik resmi maupun tak resmi, sehingga terdapat keseragaman dalam nama maupun pengertian nama nama tersebut seperti misalnya: Formasi/formasi, Zona/zona, Sistem dan sebagainya.
- **Tatanama Satuan Stratigrafi Resmi dan Tak Resmi.** Dalam Sandi Stratigrafi diakui nama resmi dan tak resmi. Aturan pemakaian satuan resmi dan tak resmi masing-masing satuan stratigrafi, menganut batasan satuan yang bersangkutan. Penamaan satuan tak resmi hendaknya jangan mengacaukan yang resmi.
- **Stratotipe** atau **Pelapisan Jenis** adalah tipe perwujudan alamiah satuan stratigrafi yang memberikan gambaran ciri umum dan batas-batas satuan stratigrafi. Tipe ini merupakan sayatan pangkal suatu satuan stratigrafi. Stratotipe hendaknya memberikan kemungkinan penyelidikan lebih lanjut.
 - 1) Stratotipe Gabungan ialah satuan stratotipe yang dibentuk oleh kombinasi beberapa sayatan komponen.
 - 2) Hipostratotipe ialah sayatan tambahan (stratotipe sekunder) untuk memperluas keterangan pada stratotipe.
 - 3) Lokasitipe ialah letak geografi suatu stratotipe atau tempat mula-mula ditentukannya satuan stratigrafi.
- **Korelasi** adalah penghubungan titik-titik kesamaan waktu atau penghubungan satuan satuan stratigrafi dengan mempertimbangkan kesamaan waktu.

- **Horison** ialah suatu bidang (dalam praktek, lapisan tipis di muka bumi atau dibawah permukaan) yang menghubungkan titik-titik kesamaan waktu. Horison dapat berupa: horison listrik, horison seismik, horison batuan, horison fosil dan sebagainya. Istilah istilah seperti : datum, marker, lapisan pandu sebagai padanannya dan sering dipakai dalam keperluan korelasi.
- **Facies** adalah aspek fisika, kimia, atau biologi suatu endapan dalam kesamaan waktu. Dua tubuh batuan yang diendapkan pada waktu yang sama dikatakan berbeda facies, kalau kedua batuan tersebut berbeda ciri fisik, kimia atau biologinya.

1. Satuan Litostratigrafi

- **Azas Tujuan.**
Pembagian litostratigrafi dimaksudkan untuk menggolongkan batuan di bumi secara bersistem menjadi satuan-satuan bernama yang bersendi pada ciri-ciri litologi. Pada satuan litostratigrafi penentuan satuan didasarkan pada ciri-ciri batuan yang dapat diamati di lapangan, sedangkan batas penyebarannya tidak tergantung kepada batas waktu.
- **Satuan Resmi dan Tak Resmi.**
Satuan litostratigrafi resmi ialah satuan yang memenuhi persyaratan Sandi, sedangkan satuan litostratigrafi tak resmi ialah satuan yang tidak seluruhnya memenuhi persyaratan Sandi.
- **Batas dan Penyebaran Satuan Satuan Litostratigrafi.**
 1. Batas satuan litostratigrafi ialah sentuhan antara dua satuan yang berlainan ciri litologi, yang dijadikan dasar pembeda kedua satuan tersebut.
 2. Batas satuan ditempatkan pada bidang yang nyata perubahan litologinya atau dalam hal perubahan tersebut tidak nyata, batasnya merupakan bidang yang diperkirakan kedudukannya (batas arbiter).
 3. Satuan satuan yang berangsur berubah atau menjemari, peralihannya dapat dipisahkan sebagai satuan tersendiri apabila memenuhi persyaratan Sandi.
 4. Penyebaran satuan litostratigrafi semata mata ditentukan oleh kelanjutan ciri ciri litologi yang menjadi ciri penentunya.
 5. Dari segi praktis, penyebaran suatu satuan litostratigrafi dibatasi oleh batas cekungan pengendapan atau aspek geologi lain.
 6. Batas batas daerah hukum (geografi) tidak boleh dipergunakan sebagai alasan berakhirnya penyebaran lateral (pelamparan) suatu satuan.
- **Tingkat-tingkat Satuan Litostratigrafi.**
 1. Urutan tingkat satuan litostratigrafi resmi dari besar sampai kecil adalah: Kelompok, Formasi dan Anggota.
 2. Formasi adalah satuan dasar dalam pembagian satuan litostratigrafi.
- **Stratotipe atau Pelapisan Jenis.**
 1. Suatu stratotipe merupakan perwujudan alamiah satuan litostratigrafi resmi di lokasi tipe yang dapat dijadikan pedoman umum.
 2. Letak suatu stratotipe dinyatakan dengan kedudukan koordinat geografi.
 3. Apabila pemerian stratotipe suatu satuan litostratigrafi di lokasi tipenya tidak memungkinkan, maka sebagai gantinya cukup dinyatakan lokasi tipenya.
- **Tatanama Satuan Litostratigrafi.**
Tatanama satuan litostratigrafi resmi ialah dwinama (binomial). Untuk tingkat Kelompok, Formasi dan Anggota dipakai istilah tingkatnya dan diikuti nama geografinya.

Catatan Penting Litostratigrafi:

- Formasi adalah satuan dasar litostratigrafi dan sebagai satuan litostratigrafi (kelompok, anggota, satuan) yang harus ditentukan berdasarkan deskripsi di lapangan (kandungan fosil dan umur tidak berperan).
- Cara pengendapan (geneses pengendapan) bukanlah kriteria dalam membedakan satuan litostratigrafi; karena geneses pengendapan memerlukan penafsiran dan oleh karena itu cenderung akan mengalami revisi dari waktu ke waktu.
- Satuan litostratigrafi harus mempunyai beberapa tingkat keseragaman litologi, meskipun secara rinci ketidakseragaman mungkin mencirikan satuan litostratigrafi.
- Satuan litostratigrafi biasanya diachronous, dan berbeda dengan satuan kronostratigrafi.
- Pemetaan geologi detail biasanya didasarkan pada litostratigrafi, sedangkan pada peta geologi biasanya satuan litostratigrafi diperlihatkan dengan satuan kronostratigrafi.
- Meskipun tujuan klasifikasi litostratigrafi harus dilakukan sesederhana mungkin namun kenyataannya menunjukkan hal ini tidak selalu mudah, seringkali hasil pemetaan geologi suatu daerah memperlihatkan hubungan stratigrafi yang sangat rumit dan kadangkala membingungkan.

2. Satuan Litodemik.

■ Azas Tujuan.

Pembagian satuan litodemik dimaksudkan untuk menggolongkan batuan beku, metamorf dan batuan lain yang terubah kuat menjadi satuan-satuan bernama yang bersendi kepada ciri-ciri litologi. Batuan penyusun satuan litodemik tidak mengikuti kaidah Hukum Superposisi dan kontakannya dengan satuan litostratigrafi dapat bersifat ekstrusif, intrusif, metamorfosa atau tektonik.

■ Batas dan Penyebaran Satuan Litodemik.

Batas antar Satuan Litodemik berupa sentuhan antara dua satuan yang berbeda ciri litologinya, dimana kontak tersebut dapat bersifat ekstrusif, intrusif, metamorfosa, tektonik atau kontak berangsur.

■ Tingkat Satuan Litodemik.

1. Urutan tingkat Satuan Litodemik resmi, masing-masing dari besar ke kecil adalah: Supersuite, Suite, dan Litodem.
2. Litodem adalah satuan dasar dalam pembagian Satuan Litodemik, satuan dibawah litodem merupakan satuan tidak resmi.

■ Tata Nama Satuan Litodemik.

Tatanama Satuan dasar Litodemik yang terdiri dari nama geografi dan ciri utama komposisi litologinya, misalnya Diorit Cihara.

3. Satuan Biostratigrafi

■ Azas Tujuan.

1. Pembagian biostratigrafi dimaksud untuk menggolongkan lapisan-lapisan batuan di bumi secara sistematis menjadi satuan-satuan bernama berdasar kandungan dan penyebaran fosil.
2. Satuan biostratigrafi ialah tubuh lapisan batuan yang dipersatukan berdasar kandungan fosil atau ciri-ciri paleontologi sebagai sendi pembeda terhadap tubuh batuan sekitarnya.

■ Satuan Resmi dan Tak Resmi.

Satuan biostratigrafi resmi ialah satuan yang memenuhi persyaratan Sandi sedangkan satuan biostratigrafi tak resmi adalah satuan yang tidak seluruhnya memenuhi persyaratan Sandi.

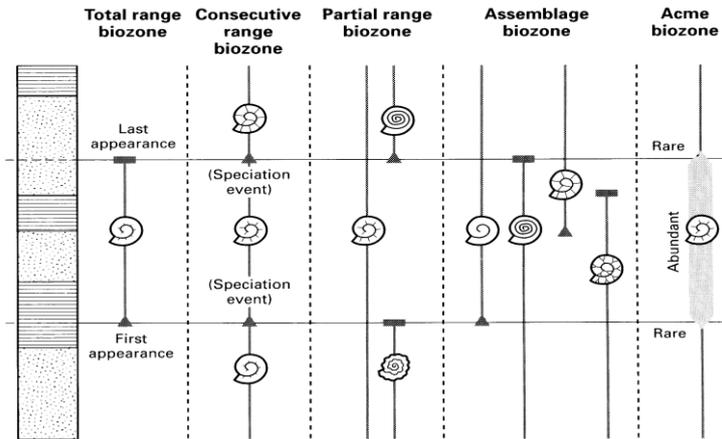
- **Kelanjutan Satuan.**

Kelanjutan satuan biostratigrafi ditentukan oleh penyebaran kandungan fosil yang mencirikanannya.
- **Tingkat dan Jenis Satuan Biostratigrafi.**
 1. Zona ialah satuan dasar biostratigrafi
 2. Zona adalah suatu lapisan atau tubuh batuan yang dicirikan oleh satu takson fosil atau lebih.
 3. Urutan tingkat satuan biostratigrafi resmi, masing-masing dari besar sampai kecil ialah: Super-Zona, Zona, Sub-Zona, dan Zenula,
 4. Berdasarkan ciri paleontologi yang dijadikan sendi satuan biostratigrafi, dibedakan: Zona Kumpulan, Zona Kisaran, Zona Puncak, dan Zona Selang
- **Zona Kumpulan.**
 1. Zona Kumpulan ialah kesatuan sejumlah lapisan yang terdiri oleh kumpulan alamiah fosil yang khas atau kumpulan sesuatu jenis fosil.
 2. Kegunaan Zona Kumpulan, selain sebagai penunjuk lingkungan kehidupan purba dapat juga dipakai sebagai penciri waktu.
 3. Batas dan kelanjutan zona Kumpulan ditentukan oleh batas terdapat bersamanya (kemasyarakatan) unsur-unsur utama dalam kesinambungan yang wajar.
 4. Nama Zona Kisaran harus diambil dari satu unsur fosil atau lebih yang menjadi penciri utama kumpulannya.
- **Zona Kisaran.**
 1. Zona Kisaran ialah tubuh lapisan batuan yang mencakup kisaran stratigrafi untuk terpilih dari kumpulan seluruh fosil yang ada.
 2. Kegunaan Zona Kisaran terutama ialah untuk korelasi tubuh-tubuh lapisan batuan dan sebagai dasar untuk penempatan batuan batuan dalam skala waktu geologi
 3. Batas dan Kelanjutan Zona Kisaran ditentukan oleh penyebaran tegak dan mendatar takson (takson-takson) yang mencirikannya.
 4. Nama Zona Kisaran diambil dari satu jenis atau lebih yang menjadi ciri utama Zona.
- **Zona Puncak.**
 1. Zona Puncak ialah tubuh lapisan batuan yang menunjukkan perkembangan maksimum suatu takson tertentu.
 2. Kegunaan Zona Puncak dalam hal tertentu ialah untuk menunjukkan kedudukan kronostratigrafi tubuh lapisan batuan dan dapat dipakai sebagai petunjuk lingkungan pengendapan purba, iklim purba
 3. Batas vertikal dan lateral Zona Puncak sedapat mungkin bersifat obyektif
 4. Nama-nama Zona Puncak diambil dari nama takson yang berkembang secara maksimum dalam Zona tersebut.
- **Zona Selang.**
 1. Zona Selang ialah selang stratigrafi antara pemunculan awal/akhir dari dua takson penciri.
 2. Kegunaan Zona Selang pada umumnya ialah untuk korelasi tubuh-tubuh lapisan batuan
 3. Batas atas atau bawah suatu Zona Selang ditentukan oleh pemunculan awal atau akhir dari takson-takson penciri.
 4. Nama Zona Selang diambil dari nama-nama takson penciri yang merupakan batas atas dan bawah zona tersebut.
- **Zona Rombakan.**

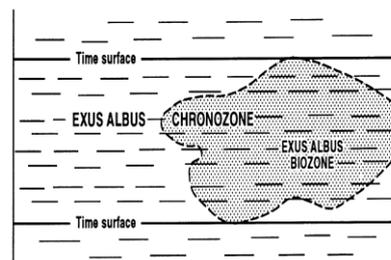
Zona Rombakan adalah tubuh lapisan batuan yang ditandai oleh banyaknya fosil rombakan, berbeda jauh dari pada tubuh lapisan batuan di atas dan di bawahnya.

▪ **Zona Padat.**

Zona Padat ialah tubuh lapisan batuan yang ditandai oleh melimpahnya fosil dengan kepadatan populasi jauh lebih banyak dari pada tubuh batuan di atas dan dibawahnya.



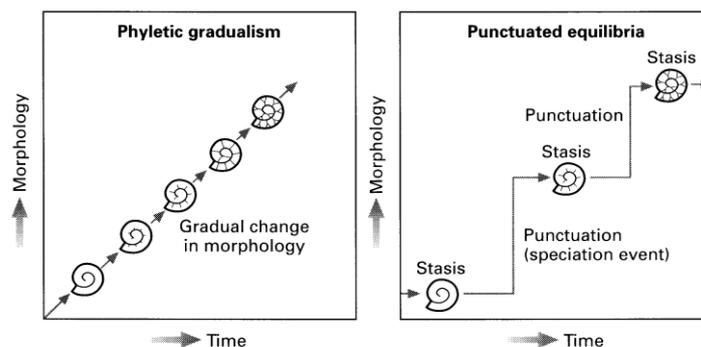
Gambar 8-1 Zona persebaran fosil : Total range zone (Zona kemunculan dan kepunahan suatu fosil yang umurnya relatif pendek); Consecutive range zone, Partial range zone, Assemblage zone dan Acme zone.



Gambar 8-2 Biozones yang bersifat diachronous.

Catatan penting Biostratigrafi:

- Bentuk evolusi merupakan dasar pertama dalam pembagian biostratigrafi, baik melalui perkembangan dari peningkatan jumlah spesies baru, atau dari evolusi satu spesies tertentu.
- Secara umum, sejarah bumi ditunjukkan oleh meningkatnya jumlah takson, namun proses ini diselingi oleh adanya kepunahan takson tertentu.
- Lingkungan pengendapan dan perbedaan geografis memainkan peran yang penting dalam menentukan sifat dari kumpulan fosil.



Gambar 8-3 Perubahan secara berangsur dalam morfologi suatu organisme disepanjang waktu geologi

- Biozone adalah satuan dasar biostratigrafi.
- Dalam banyak kasus, biozones umumnya bersifat diachronous, namun dalam skala waktu geologi batas-batas tersebut biasanya dapat dianggap sebagai isochronous, tetapi memiliki keterbatasan.
- Keaneka ragaman dari keberadaan jenis fosil; kriteria berikut ini penting dalam menentukan bagaimana fosil berguna untuk korelasi stratigrafi:
 - a. Kelimpahan dan jumlahnya.
 - b. Tingkat penyebaran.
 - c. Potensi terawetkan.
 - d. Kecepatan spesiasi.
- Sejumlah mikrofossil laut, seperti foraminifera secara stratigrafi sangat berguna, sedangkan mikrofossil lainnya lebih berguna untuk paleoekologi.
- Kebanyakan perangkap yang ada berhubungan dengan biozones (misalnya, zona serbuk sari Kuartar).

4. Satuan Sikuenstratigrafi

■ Azas Tujuan

1. Pembagian sikuenstratigrafi ialah penggolongan lapisan batuan batuan di bumi secara bersistem menjadi satuan-satuan bernama berdasarkan gerak relatif muka laut. Pembagian ini merupakan kerangka untuk menyusun urutan peristiwa geologi.
2. Satuan sikuenstratigrafi ialah suatu tubuh lapisan batuan yang terbentuk dalam satuan waktu tertentu pada satu siklus perubahan relatif muka laut.

■ Batas Satuan.

Batas atas dan bawah satuan sikuenstratigrafi adalah bidang bidang ketidakselarasan atau bidang keselarasan padanannya.

■ Tingkat Tingkat Satuan Sikuenstratigrafi

1. Urutan tingkat satuan sikuenstratigrafi, masing-masing dari besar sampai kecil adalah Megasikuen, Supersikuen dan Sikuen.
2. Sikuen ialah satuan dasar dalam pembagian satuan sikuenstratigrafi.

■ Satuan Resmi dan Tak resmi.

Satuan sikuenstratigrafi resmi ialah satuan yang memenuhi persyaratan Sandi sedangkan satuan tak resmi adalah satuan yang tidak seluruhnya memenuhi persyaratan Sandi.

■ Tatanama Satuan Sikuenstratigrafi.

Tatanama satuan sikuenstratigrafi resmi ialah dwinama (binomial). Untuk tingkat sikuen atau yang lebih tinggi, dipakai istilah tingkatnya dan diikuti nama geografi lokasitipnya (yang mudah dikenal).

5. Satuan Kronostratigrafi

■ Azas Tujuan

Pembagian kronostratigrafi ialah penggolongan lapisan-lapisan secara bersistem menjadi satuan bernama berdasarkan interval waktu geologi. Interval waktu geologi ini dapat ditentukan berdasar geo-kronologi atau metoda lain yang menunjukkan kesamaan waktu. Pembagian ini merupakan kerangka untuk menyusun urutan penafsiran geologi secara lokal, regional dan global.

- **Hubungan Kronostratigrafi dan Geokronologi**

Bagi setiap Satuan Kronostratigrafi terdapat satuan geokronologi bandingannya: Eonotem dengan Kurun, Eratem dengan Masa, Sistem dengan Zaman, Seri dengan Kala dan Jenjang dengan Umur.

- **Stratotipe dan Batas satuan.**

1. Dalam Kronostratigrafi dikenal Stratotipe Satuan dan Stratotipe Batas
2. Stratotipe Satuan adalah sayatan selang stratigrafi yang dibatasi oleh stratotipe batas atas dan bawah di tempat asal nama satuan.
3. Stratotipe Batas ialah tipe batas bawah dan atas satuan
4. Batas satuan kronostratigrafi ialah bidang isokron.
5. Batas satuan kronostratigrafi ditetapkan pada stratotipe, berdasarkan pertimbangan obyektif.

- **Tingkat Tingkat Satuan Kronostratigrafi.**

1. Urutan tingkat satuan kronostratigrafi resmi, masing-masing dari besar sampai kecil ialah: Eonotem, Sistem, Seri, dan Jenjang. Satuan ini dapat diberi awalan “Super” bila tingkatnya dianggap lebih tinggi daripada satuan tertentu, tetapi lebih rendah dari satuan lebih besar berikutnya. Dalam hal sebaliknya awalan yang dipergunakan adalah “Sub”,
2. Bidang lapisan pada dasarnya adalah bidang kesamaan waktu, oleh karena itu satu lapisan yang menerus, cirinya mudah dikenal serta mempunyai pelamparan luas, dapat merupakan penunjuk kesamaan waktu dan dinamakan lapisan pandu. Selang antara dua lapisan pandu disebut Selang Antara.
3. Lapisan yang ditandai oleh keseragaman polaritas geomagnet yang mempunyai kesamaan waktu dinamakan Selang Polaritas.

- **Penyebaran Satuan Kronostratigrafi.**

Kelanjutan suatu satuan kronostratigrafi dari stratotipe hanya mungkin, bila terdapat bukti-bukti akan adanya kesamaan waktu.

- **Urutan Satuan kronostratigrafi.**

Pembagian Kronostratigrafi dalam Sandi adalah seperti tercantum pada Skala Waktu Geologi

- **Satuan Kronostratigrafi Tak Resmi.**

Pemakaian istilah satuan kronostratigrafi tak resmi tidak boleh mengacaukan istilah satuan resmi.

- **Pembagian Geokronologi.**

Pembagian waktu geologi ialah pembagian waktu menjadi interval-interval tertentu berdasarkan peristiwa geologi. Interval waktu geologi ini disebut sebagai satuan geokronologi. Cara penentuannya didasarkan atas analisis radiometrik atau isotropik.

- **Tingkat satuan Geokronologi.**

Tingkat-tingkat satuan geokronologi dari besar ke kecil adalah: Kurun, Masa, Zaman, Kala, dan Umur.

Catatan penting Kronostratigrafi:

- Klasifikasi kronostratigrafi pada sedimen atau batuan sedimen melibatkan pembentukan yang bersifat isochrons (terbentuk pada waktu yang sama), hal ini menjadi dasar untuk merekonstruksi paleogeografi.
- Secara tradisional, biostratigrafi telah dipakai sebagai dasar yang paling penting untuk klasifikasi kronostratigrafi.
- Teknik penanggalan numerik menjadi sangat penting didalam penentuan satuan kronostratigrafi.

- Metoda penanggalan radiometrik pada hakekatnya didasarkan atas peluruhan isotop radioaktif
- N = jumlah isotop anak; N_0 = jumlah awal isotop induk; λ = konstanta peluruhan; t = waktu
- Penanggalan radiometri melibatkan sejumlah besar isotop dan serangkaian peluruhan, dengan waktu paruh yang bervariasi dan aplikasi untuk rentang waktu kurang dari satu abad hingga miliaran tahun.

Parent isotope	Daughter isotope	Half-life (10^9 years)	Parent's decay constant (year^{-1})	Practical dating range (Ma)
^{40}K	^{40}Ar	1.250	4.692×10^{-10}	1 to > 4500
^{87}Rb	^{87}Sr	48.8	1.42×10^{-11}	10 to > 4500
^{147}Sm	^{143}Nd	1.06	6.54×10^{-12}	> 200
^{176}Lu	^{176}Hf	3.5	1.94×10^{-11}	> 200
^{232}Th	^{208}Pb	14.01	4.95×10^{-11}	10 to > 4500
^{235}U	^{207}Pb	0.704	9.85×10^{-10}	10 to > 4500
^{238}U	^{206}Pb	4.468	1.55×10^{-10}	10 to > 4500
^{14}C	^{14}N	5730 years	1.29×10^{-4}	< 80000 years

6. Satuan Tektonostratigrafi

- Azas Tujuan:
Pembagian tektonostratigrafi dimaksudkan untuk menggolongkan suatu kawasan di bumi, yang tergolong pinggir lempeng aktif, baik yang menumpu (plate convergence) ataupun memberai (plate divergence) menjadi mintakat-mintakat (terrances). Penentuan mintakat didasarkan pada asal-usul terbentuknya dan bukan pada keterdapatannya, dan karenanya mintakat dibedakan menjadi 3 jenis, yaitu 1). Atokton (Autochthonous), 2). Alokton (Allochthonous) dan 3). Para-Atokton (Para-autochthonous). Penentuan batas penyebarannya ditentukan oleh kegiatan tektonik pada waktu tertentu.
- Tingkat Tingkat Satuan Tektonostratigrafi:
 1. Urutan tingkat satuan tektonostratigrafi resmi, mulai dari yang terbesar: Lajur (Zone), Komplek (Complex), Mintakat (Terrane), dan Jalur (Belt).
 2. Mintakat adalah satuan dasar dalam pembagian satuan tektonostratigrafi.

8.3. Pengukuran Stratigrafi

Pengukuran stratigrafi merupakan salah satu pekerjaan yang biasa dilakukan dalam pemetaan geologi lapangan. Adapun pekerjaan pengukuran stratigrafi dimaksudkan untuk memperoleh gambaran yang terperinci dari hubungan stratigrafi antar setiap perlapisan batuan / satuan batuan, ketebalan setiap satuan stratigrafi, sejarah sedimentasi secara vertikal dan lingkungan pengendapan dari setiap satuan batuan. Di lapangan, pengukuran stratigrafi biasanya dilakukan dengan menggunakan tali meteran dan kompas pada singkapan-singkapan yang menerus dalam suatu lintasan. Pengukuran diusahakan tegak lurus dengan jurus perlapisan batuan, sehingga koreksi sudut antara jalur pengukuran dan arah jurus perlapisan tidak begitu besar.

8.3.1. Metoda Pengukuran Stratigrafi

Pengukuran stratigrafi dimaksudkan untuk memperoleh gambaran terperinci urutan perlapisan satuan stratigrafi, ketebalan setiap satuan stratigrafi, hubungan stratigrafi, sejarah sedimentasi dalam arah vertikal, dan lingkungan pengendapan. Mengukur suatu penampang stratigrafi dari singkapan mempunyai arti penting dalam penelitian geologi. Secara umum tujuan pengukuran stratigrafi adalah:

- a) Mendapatkan data litologi terperinci dari urutan perlapisan suatu satuan stratigrafi (formasi), kelompok, anggota dan sebagainya.

- b) Mendapatkan ketebalan yang teliti dari tiap-tiap satuan stratigrafi.
- c) Untuk mendapatkan dan mempelajari hubungan stratigrafi antar satuan batuan dan urutan sedimentasi dalam arah vertikal secara detil, untuk menafsirkan lingkungan pengendapan.

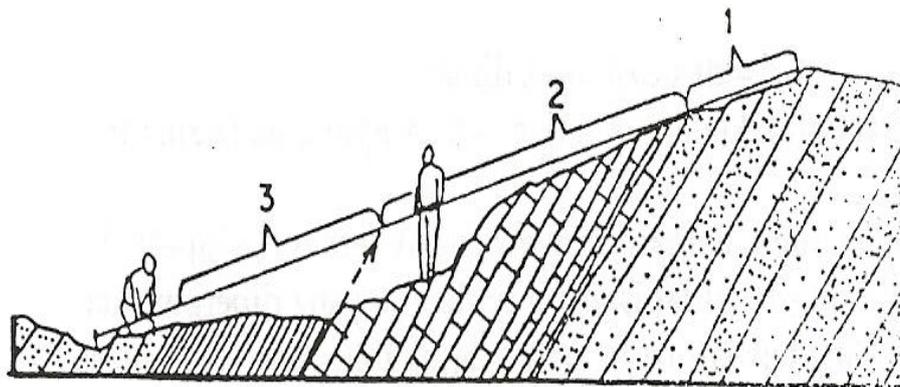
Pengukuran stratigrafi biasanya dilakukan terhadap singkapan singkapan yang menerus, terutama yang meliputi satu atau lebih satuan stratigrafi yang resmi. Metoda pengukuran penampang stratigrafi banyak sekali ragamnya. Namun demikian metoda yang paling umum dan sering dilakukan di lapangan adalah dengan menggunakan pita ukur dan kompas. Metoda ini diterapkan terhadap singkapan yang menerus atau sejumlah singkapan-singkapan yang dapat disusun menjadi suatu penampang stratigrafi.



Gambar 8-4 Singkapan batuan pada satuan stratigrafi (kiri) dan singkapan singkapan yang menerus dari satuan stratigrafi (kanan).

Metoda pengukuran stratigrafi dilakukan dalam tahapan sebagai berikut:

1. Menyiapkan peralatan untuk pengukuran stratigrafi, antara lain: pita ukur (± 25 meter), kompas, tripot (optional), kaca pembesar (loupe), buku catatan lapangan, tongkat kayu sebagai alat bantu.
2. Menentukan jalur lintasan yang akan dilalui dalam pengukuran stratigrafi, jalur lintasan ditandai dengan huruf B (Bottom) adalah mewakili bagian Bawah sedangkan huruf T (Top) mewakili bagian atas.
3. Tentukan satuan-satuan litologi yang akan diukur. Berilah patok-patok atau tanda lainnya pada batas-batas satuan litologinya.



Gambar 8-5 Sketsa pengukuran penampang stratigrafi



Gambar 8-6 Aktivitas dari pengukuran stratigrafi terukur

4. Pengukuran stratigrafi di lapangan dapat dimulai dari bagian bawah atau atas. Unsur-unsur yang diukur dalam pengukuran stratigrafi adalah: arah lintasan (mulai dari sta.1 ke sta.2; sta.2 ke sta.3. dst.nya), sudut lereng (apabila pengukuran di lintasan yang berbukit), jarak antar station pengukuran, kedudukan lapisan batuan, dan pengukuran unsur-unsur geologi lainnya.
5. Jika jurus dan kemiringan dari tiap satuan berubah rubah sepanjang penampang, sebaiknya pengukuran jurus dan kemiringan dilakukan pada alas dan atap dari satuan ini dan dalam perhitungan dipergunakan rata-ratanya.
6. Membuat catatan hasil pengamatan disepanjang lintasan pengukuran stratigrafi yang meliputi semua jenis batuan yang dijumpai pada lintasan tersebut, yaitu: jenis batuan, keadaan perlapisan, ketebalan setiap lapisan batuan, struktur sedimen (bila ada), dan unsur-unsur geologi lainnya yang dianggap perlu. Jika ada sisipan, tentukan jaraknya dari atas satuan.
7. Data hasil pengukuran stratigrafi kemudian disajikan diatas kertas setelah melalui proses perhitungan dan koreksi-koreksi yang kemudian digambarkan dengan skala tertentu dan data singkapan yang ada disepanjang lintasan di-plot-kan dengan memakai simbol-simbol geologi standar.
8. Untuk penggambaran dalam bentuk kolom stratigrafi, perlu dilakukan terlebih dahulu koreksi-koreksi antara lain koreksi sudut antara arah lintasan dengan jurus kemiringan lapisan, koreksi kemiringan lereng (apabila pengukuran di lintasan yang berbukit), perhitungan ketebalan setiap lapisan batuan dsb.

8.3.2. Perencanaan lintasan pengukuran

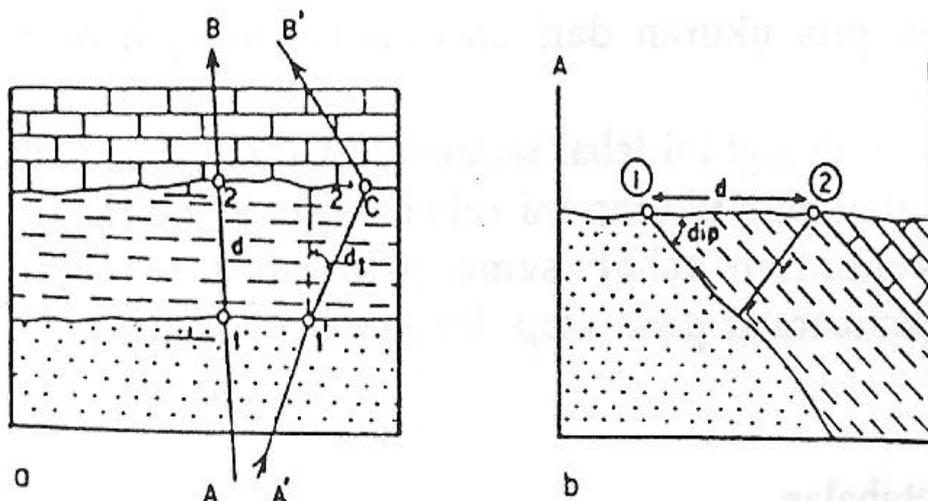
Perencanaan lintasan pengukuran ditetapkan berdasarkan urutan singkapan yang secara keseluruhan telah diperiksa untuk hal hal sebagai berikut:

- a) Kedudukan lapisan (Jurus dan Kemiringan), apakah curam, landai, vertikal atau horizontal. Arah lintasan yang akan diukur sedapat mungkin tegak lurus terhadap jurus.
- b) Harus diperiksa apakah jurus dan kemiringan lapisan secara kontinu tetap atau berubah rubah. Kemungkinan adanya struktur sepanjang penampang, seperti sinklin, antiklin, sesar, perlipatan dan hal ini penting untuk menentukan urutan stratigrafi yang benar.
- c) Meneliti akan kemungkinan adanya lapisan penunjuk (key beds) yang dapat diikuti di seluruh daerah serta penentuan superposisi dari lapisan yang sering terlupakan pada saat pengukuran.

8.3.3. Menghitung Ketebalan

Tebal lapisan adalah jarak terpendek antara bidang alas (bottom) dan bidang atas (top). Dengan demikian perhitungan tebal lapisan yang tepat harus dilakukan dalam bidang yang tegak lurus jurus lapisan. Bila pengukuran di lapangan tidak dilakukan dalam bidang yang tegak lurus tersebut maka jarak terukur yang diperoleh harus dikoreksi terlebih dahulu dengan rumus:

$$d = dt \times \cosinus \beta \quad (\beta = \text{sudut antara arah kemiringan dan arah pengukuran}).$$



Gambar 8-7 Posisi pengukuran pada daerah datar.

Didalam menghitung tebal lapisan, sudut lereng yang dipergunakan adalah sudut yang terukur pada arah pengukuran yang tegak lurus jurus perlapisan. Apabila arah sudut lereng yang terukur tidak tegak lurus dengan jurus perlapisan, maka perlu dilakukan koreksi untuk mengembalikan kebesaran sudut lereng yang tegak lurus jurus lapisan. Biasanya koreksi dapat dilakukan dengan menggunakan tabel “koreksi dip” untuk pembuatan penampang.

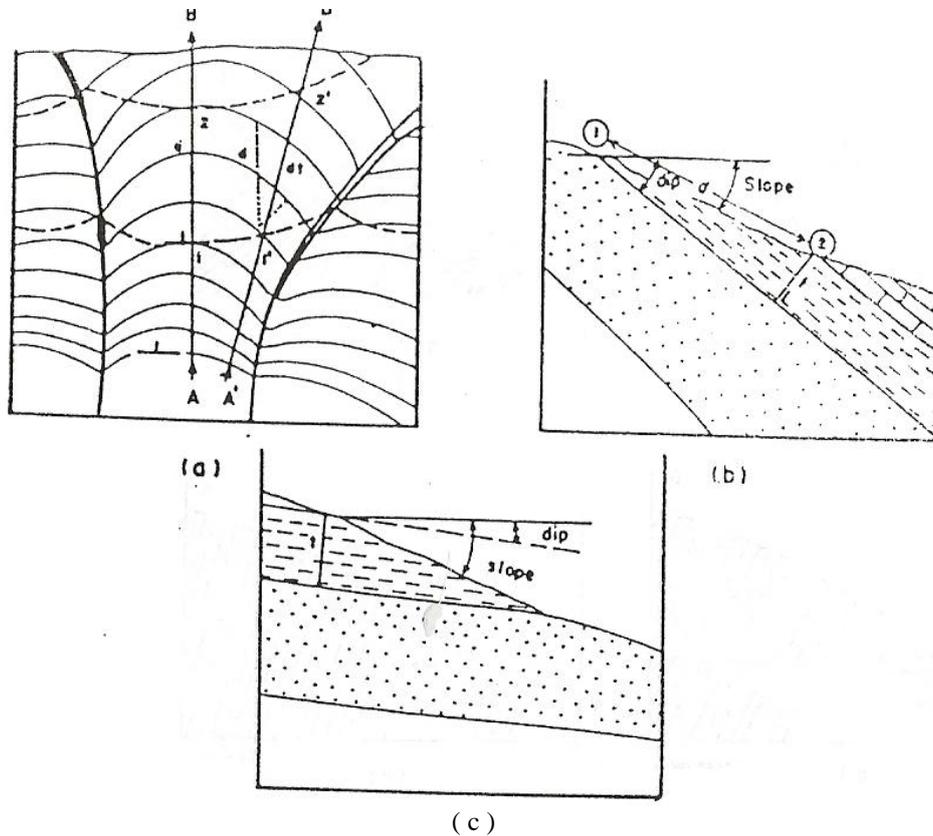
1. Pengukuran pada daerah datar (lereng 0°)

Pengukuran pada daerah datar, apabila jarak terukur adalah jarak tegak lurus jurus, ketebalan langsung di dapat dengan menggunakan rumus : $T = d \sin \theta$ (dimana d adalah jarak terukur di lapangan dan θ adalah sudut kemiringan lapisan). Apabila pengukuran tidak tegak lurus jurus, maka jarak terukur harus dikoreksi seperti pada cara diatas.

2. Pengukuran pada Lereng

Terdapat beberapa kemungkinan posisi lapisan terhadap lereng seperti diperlihatkan pada gambar 8-8 dan gambar 8-9. { Catatan: sudut lereng (s) dan kemiringan lapisan (∂) adalah pada keadaan yang tegak lurus dengan jurus atau disebut “true dip” dan “true slope” }.

a. Kemiringan lapisan searah dengan lereng.



Gambar 8-8 Posisi pengukuran pada lereng yang searah dengan kemiringan lapisan

Bila kemiringan lapisan (∂) lebih besar daripada sudut lereng (s) dan arah lintasan tegak lurus jurus, maka perhitungan ketebalan adalah:

$$T = d \sin (\partial - s). \quad \text{(Gambar 8-8 b)}$$

Bila kemiringan lapisan lebih kecil daripada sudut lereng dan arah lintasan tegak lurus jurus, maka perhitungan ketebalan adalah:

$$T = d \sin (s - \partial). \quad \text{(Gambar 8-8 c)}$$

b. Kemiringan lapisan berlawanan arah dengan lereng

Bila kemiringan lapisan membentuk sudut lancip terhadap lereng dan arah lintasan tegak lurus jurus maka:

$$T = d \sin (\partial + s) \quad \text{(Gambar 8-9 b).}$$

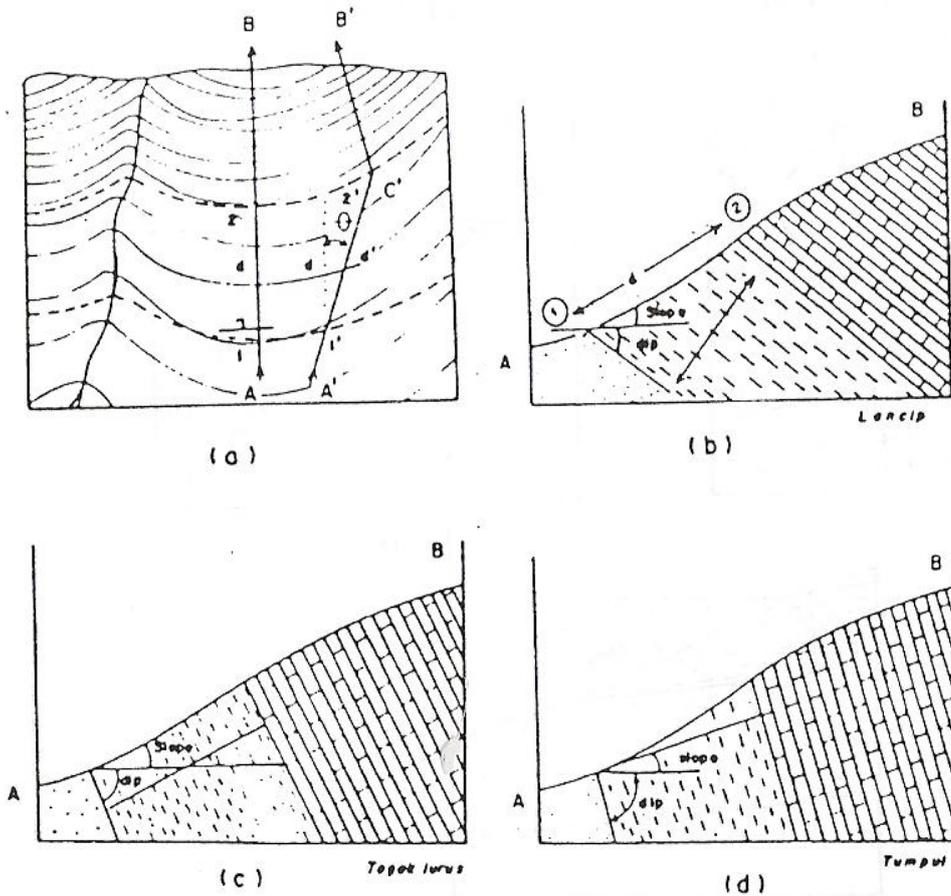
Apabila jumlah sudut lereng dan sudut kemiringan lapisan adalah 90^0 (lereng berpotongan tegak lurus dengan lapisan) dan arah lintasan tegak lurus jurus maka:

$T = d$ (Gambar 8-9 c).

Bila kemiringan lapisan membentuk sudut tumpul terhadap lereng dan arah lintasan tegak lurus jurus, maka:

$T = d \sin (180^{\circ} - \partial - s)$ (Gambar 8-9 d).

Bila lapisannya mendatar, maka : $T = d \sin (s)$



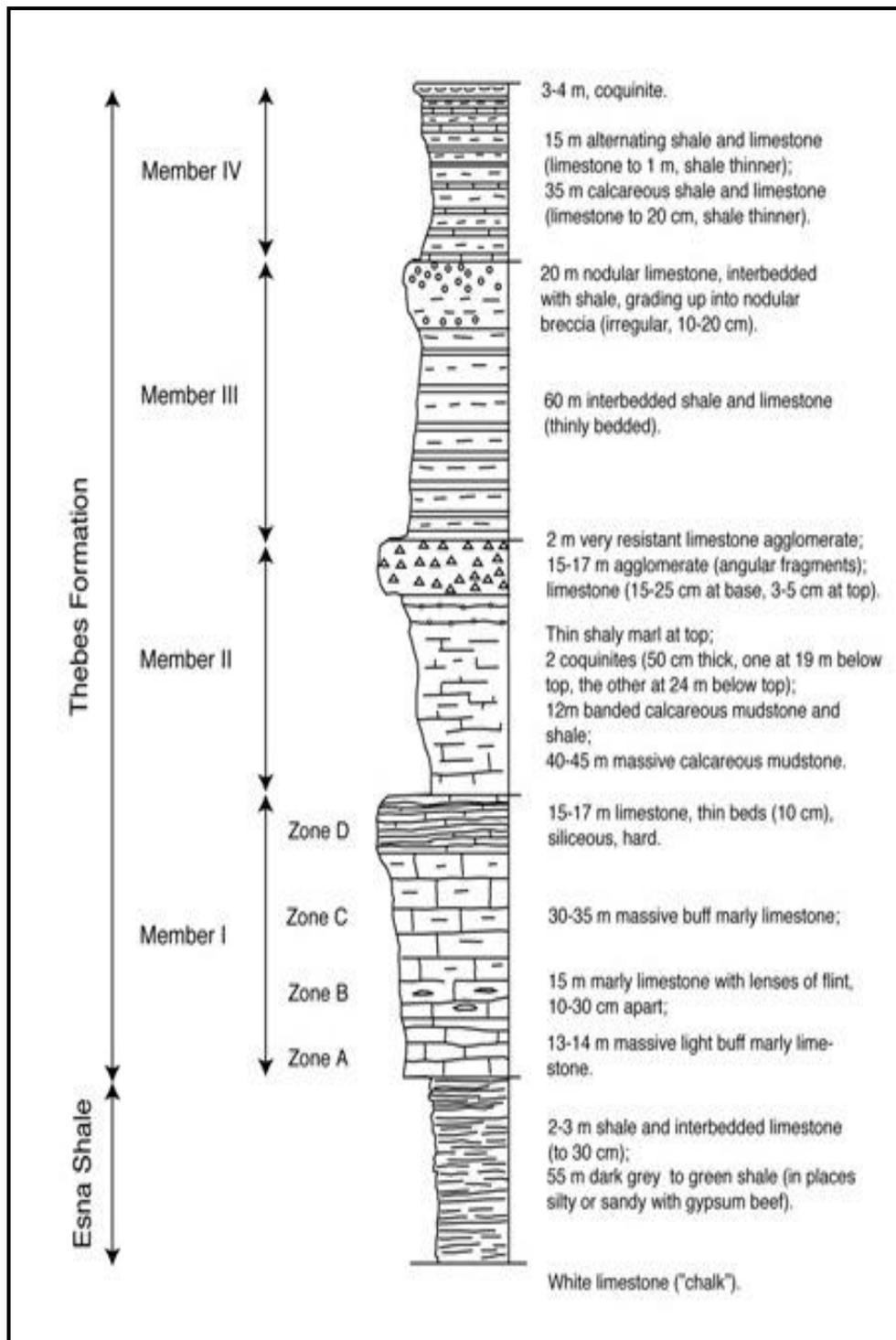
Gambar 8-9 Posisi pengukuran pada lereng yang berlawanan dengan kemiringan lapisan

Penyajian hasil pengukuran stratigrafi seperti yang terlihat pada gambar 8-10 dibawah ini. Adapun penggambaran urutan perlapisan batuan/satuan batuan/satuan stratigrafi disesuaikan dengan umur batuan mulai dari yang tertua (paling bawah) hingga yang termuda (paling atas). Seringkali hasil pengukuran stratigrafi disajikan dengan disertai foto-foto singkapan seperti yang diperlihatkan pada gambar 8-11. Adapun maksud dari penyertaan foto-foto singkapan adalah untuk lebih memperjelas bagian bagian dari perlapisan batuan ataupun kontak antar perlapisan yang mempunyai makna dalam proses sedimentasinya.

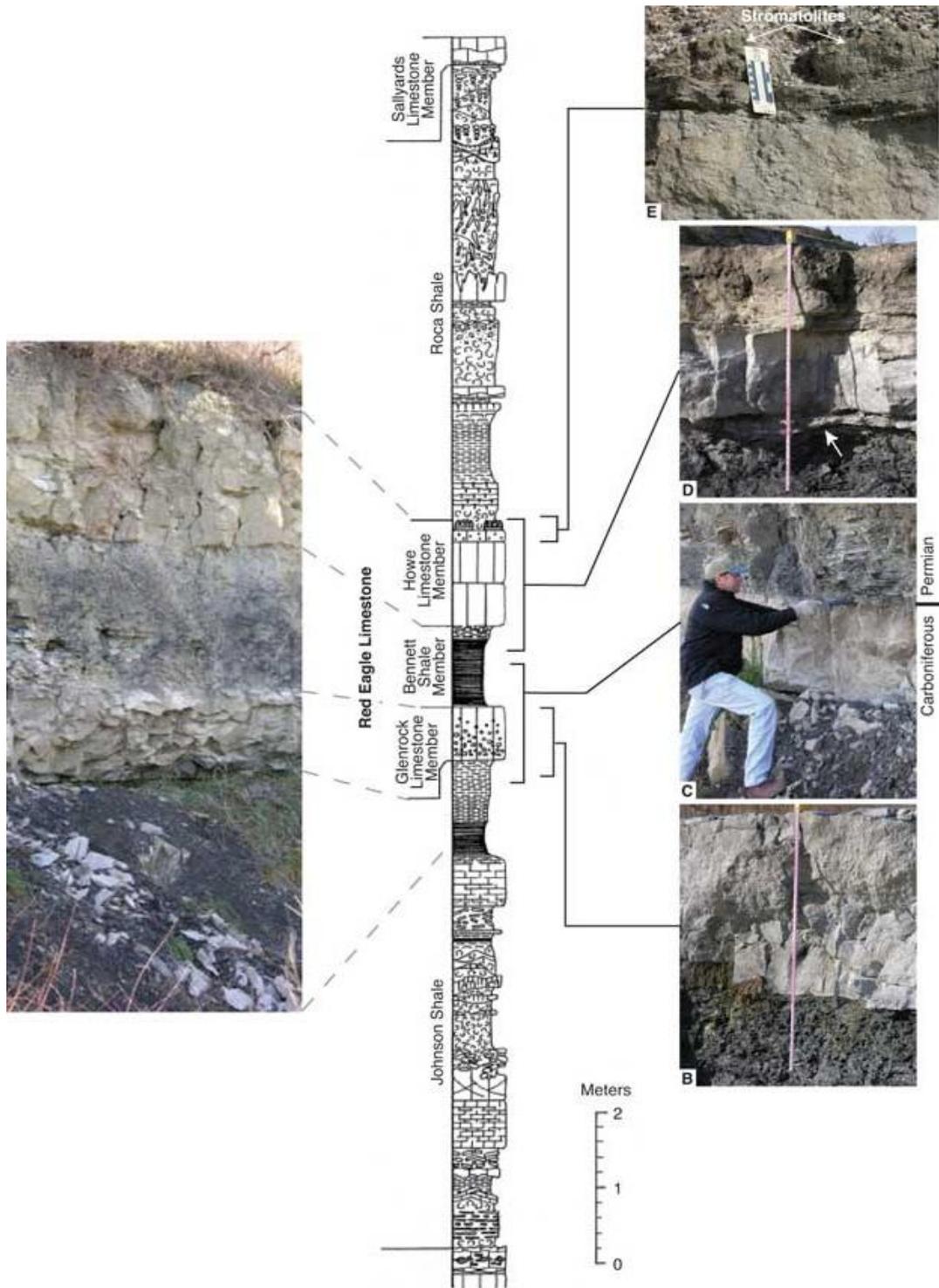
8.4. Kolom Stratigrafi

Kolom stratigrafi pada hakekatnya adalah kolom yang menggambarkan susunan berbagai jenis batuan serta hubungan antar batuan atau satuan batuan mulai dari yang tertua hingga termuda menurut umur geologi, ketebalan setiap satuan batuan, serta genesa pembentukan batumannya. Pada umumnya banyak cara untuk menyajikan suatu kolom stratigrafi, namun demikian ada suatu standar umum yang menjadi acuan bagi kalangan ahli geologi didalam menyajikan kolom stratigrafi. Penampang kolom stratigrafi biasanya tersusun dari kolom-kolom dengan atribut-atribut sebagai berikut: Umur, Formasi,

Satuan Batuan, Ketebalan, Besar-Butir, Simbol Litologi, Deskripsi/Pemerian, Fosil Dianostik, dan Lingkungan Pengendapan. Tabel 8-1 adalah kolom stratigrafi daerah Karawang Selatan, Jawa Barat yang tersusun dari kiri ke kanan sebagai berikut: umur, formasi, satuan batuan, simbol litologi, deskripsi batuan, dan lingkungan pengendapan.

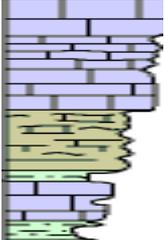
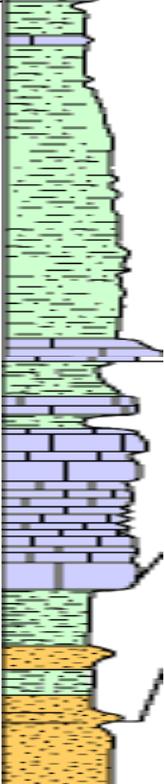


Gambar 8-10 Contoh Penyajian Hasil Pengukuran Stratigrafi



Gambar 8-11 Penggambaran penampang stratigrafi terukur yang dilengkapi dengan foto-foto untuk menjelaskan hubungan antar lapisan batuan ataupun kontak antar lapisan batuan.

Tabel 8-1 Kolom Stratigrafi Daerah Karawang Selatan, Jawa Barat

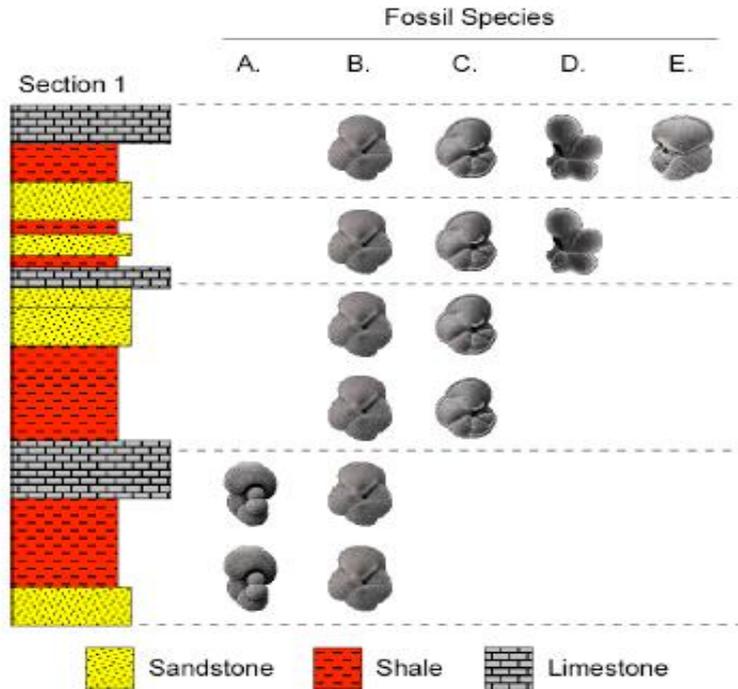
Umur	Formasi	Satuan	Simbol Litologi	Deskripsi Batuan	Lingk
MIOSEN ATAS (N14-N16)	PARIGI	Batugamping Sisipan Napal		Batugamping, fragmental dan batugamping masif Napal, abu-abu, kompak	Laut Dangkal
MIOSEN TENGAH (N8-N13)	CIBULAKAN	Batulempung gampingan Sisipan Batugamping dan Batupasir		Lempung gampingan, laminasi sisipan batugamping berlapis. Lempung-gampingan, laminasi, sisipan tipis lanau. Batugamping fragmental berseling an dengan batugamping masif. Umumnya banyak mengandung Algae. Lempung sisipan batupasir dan batubara. Pasir kuarsa selang seling lempung Batupasir kuarsa konglomeratan selang seling lempung mengandung batubara.	Laut Dangkal

8.5. Korelasi Stratigrafi

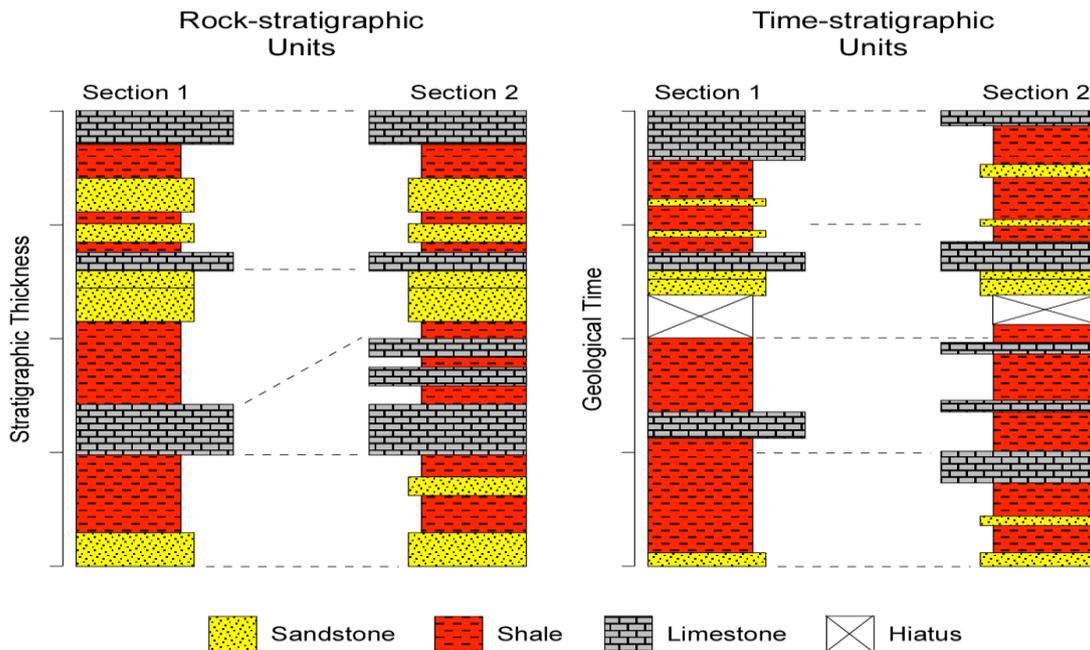
Korelasi stratigrafi pada hakekatnya adalah menghubungkan titik-titik kesamaan waktu atau penghubungan satuan-satuan stratigrafi dengan mempertimbangkan kesamaan waktu. Adapun maksud dan tujuan dari korelasi stratigrafi adalah untuk mengetahui persebaran lapisan-lapisan batuan atau satuan-satuan batuan secara lateral, sehingga dengan demikian dapat diperoleh gambaran yang menyeluruh dalam bentuk tiga dimensinya. Berikut ini adalah beberapa contoh korelasi stratigrafi yang umum dilakukan antara lain: (1). Korelasi Litostratigrafi; (2). Korelasi Biostratigrafi; (3). Korelasi Kronostratigrafi

8.5.1. Korelasi Litostratigrafi

Korelasi litostratigrafi pada hakekatnya adalah menghubungkan lapisan-lapisan batuan yang mengacu pada kesamaan jenis litologinya. Catatan: Satu lapis batuan adalah satu satuan waktu pengendapan.



Gambar 8-14 Susunan sekuen stratigrafi yang disusun berdasarkan kandungan fosilnya dengan memakai prinsip suksesi fauna. Pada gambar di-ilustrasikan ada 5 spesies foraminifera planktonik yang digunakan untuk mengenal satuan stratigrafi yang didasarkan atas asosiasi spesies tertentu. Prinsip suksesi fauna dilakukan dengan cara atau mengenal satuan stratigrafi karena spesies merupakan individu individu memiliki titik awal yang unik dan tertentu (peristiwa kemunculan awal dan peristiwa kepunahan secara global). Dengan demikian, kisaran stratigrafi dari suatu spesies fosil mencakup suatu interval waktu yang jelas. Secara paleontologi, satuan stratigrafi berbeda didalam kedua jumlah dan macam dari satuan litologi.

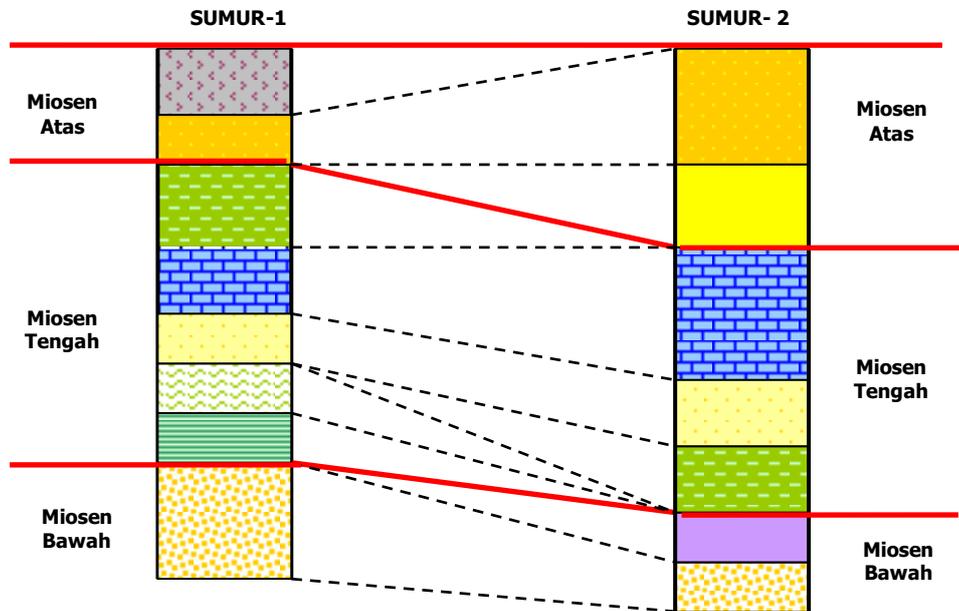


Gambar 8-15 Perbedaan antara satuan stratigrafi berdasarkan batuan / litostratigrafi (kiri) dan satuan stratigrafi berdasarkan umur / biostratigrafi (kanan).

8.5.3. Korelasi Kronostratigrafi

Korelasi kronostratigrafi adalah menghubungkan lapisan lapisan batuan yang mengacu pada kesamaan umur geologinya.

- Contoh : Korelasi Kronostratigrafi (Geokronostratigrafi)



- Prosedur dan penjelasan:

Prosedur korelasi kronostratigrafi adalah sebagai berikut:

1. Korelasikan/bubungkan titik titik kesamaan waktu dari setiap kolom yang ada (Pada gambar diwakili oleh garis merah, dan garis ini dikenal sebagai garis kesamaan umur geologi)
2. Korelasikan lapisan-lapisan batuan yang jenis litoginya sama dan berada pada umur yang sama, seperti Konglomerat pada Sumur-1 dengan konglomerat pada Sumur-2, dikarenakan umur geologinya yang sama yaitu Miosen Bawah.
3. Pada kolom umur Miosen Tengah, batupasir pada Sumur-1 dengan batupasir pada Sumur-2, dan batugamping pada Sumur-1 dan batugamping pada Sumur-2 dapat dikorelasikan.
4. Korelasi lapisan lapisan batuan tidak boleh memotong garis umur (Pada gambar diwakili oleh garis warna merah).

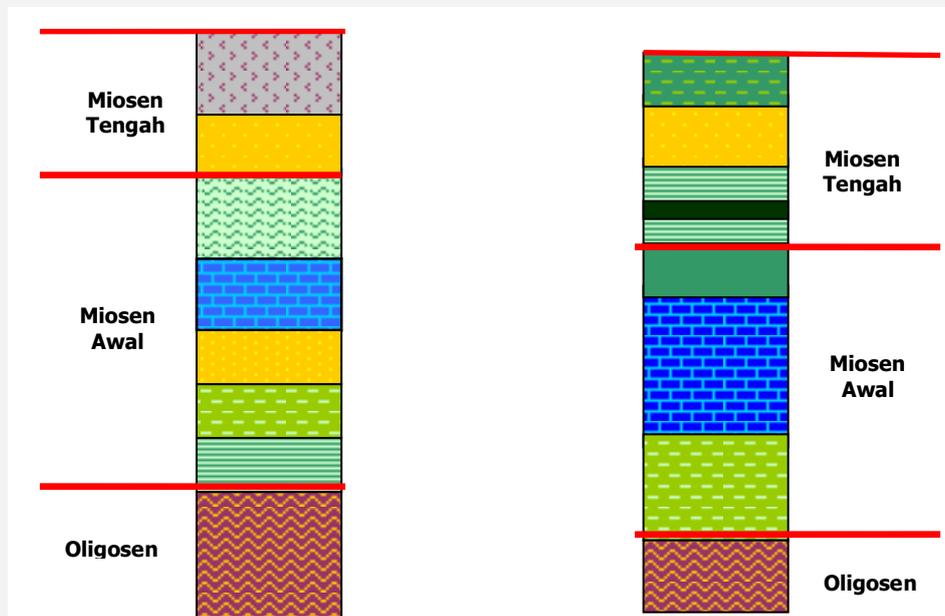
RINGKASAN

- **Stratigrafi** adalah ilmu yang mempelajari tentang aturan, hubungan, dan pembentukan (geneses) macam-macam batuan di alam dalam ruang dan waktu.
- **Sandi Stratigrafi** adalah aturan penamaan satuan-satuan stratigrafi, baik resmi ataupun tidak resmi, sehingga terdapat keseragaman dalam nama maupun pengertian nama-nama tersebut.
- **Penggolongan Stratigrafi** ialah pengelompokan bersistem batuan menurut berbagai cara, untuk mempermudah pemerian, aturan dan hubungan batuan yang satu terhadap lainnya. Kelompok bersistem tersebut diatas dikenal sebagai satuan stratigrafi.
- **Batas Satuan Stratigrafi** ditentukan sesuai dengan batas penyebaran ciri satuan tersebut sebagaimana didefinisikan. Batas satuan Stratigrafi jenis tertentu tidak harus berimpit dengan batas Satuan Stratigrafi jenis lain, bahkan dapat memotong satu sama lain.
- **Tatanama Stratigrafi** ialah aturan penamaan satuan-satuan stratigrafi, baik resmi maupun tak resmi, sehingga terdapat keseragaman dalam nama maupun pengertian nama nama tersebut seperti misalnya: Formasi/formasi, Zona/zona, Sistem dan sebagainya.
- **Stratotipe** atau pelapisan jenis adalah tipe perwujudan alamiah satuan stratigrafi yang memberikan gambaran ciri umum dan batas-batas satuan stratigrafi.
- **Korelasi** adalah penghubungan titik-titik kesamaan waktu atau penghubungan satuan satuan stratigrafi dengan mempertimbangkan kesamaan waktu.
- **Horison** ialah suatu bidang (dalam praktek, lapisan tipis di muka bumi atau dibawah permukaan) yang menghubungkan titik-titik kesamaan waktu. Horison dapat berupa: horison listrik, horison seismik, horison batuan, horison fosil dan sebagainya. Istilah istilah seperti : datum, marker, lapisan pandu sebagai padanannya dan sering dipakai dalam keperluan korelasi.
- **Facies** adalah aspek fisika, kimia, atau biologi suatu endapan dalam kesamaan waktu. Dua tubuh batuan yang diendapkan pada waktu yang sama dikatakan berbeda facies, kalau kedua batuan tersebut berbeda ciri fisik, kimia atau biologinya.
- **Satuan Litostratigrafi** adalah menggolongkan batuan di bumi secara bersistem menjadi satuan-satuan bernama yang bersendi pada ciri-ciri litologi.
- **Satuan Litodemik** adalah menggolongkan batuan beku, metamorf dan batuan lain yang berubah kuat menjadi satuan-satuan bernama yang bersendi kepada ciri-ciri litologinya.
- **Satuan Biostratigrafi** adalah menggolongkan lapisan-lapisan batuan di bumi secara bersistem menjadi satuan-satuan bernama berdasar kandungan dan penyebaran fosil
- **Satuan Sikuenstratigrafi** adalah penggolongan lapisan batuan batuan di bumi secara bersistem menjadi satuan-satuan bernama berdasarkan gerak relatif muka laut.
- **Satuan Kronostratigrafi** adalah penggolongan lapisan-lapisan secara bersistem menjadi satuan bernama berdasarkan interval waktu geologi.
- **Satuan Tektonostratigrafi** adalah menggolongkan suatu kawasan di bumi, yang tergolong pinggirian lempeng aktif, baik yang menumpu (plate convergence) ataupun memberai (plate divergence) menjadi mintakat-mintakat (terrances).
- **Pengukuran stratigrafi** dimaksudkan untuk memperoleh gambaran terperinci urutan perlapisan satuan stratigrafi, ketebalan setiap satuan stratigrafi, hubungan stratigrafi, sejarah sedimentasi dalam arah vertikal, dan lingkungan pengendapan.

- **Kolom stratigrafi** adalah kolom yang menggambarkan susunan dari batuan yang memperlihatkan hubungan antar batuan atau satuan batuan mulai dari yang tertua hingga termuda menurut umur geologi, ketebalan setiap satuan batuan, serta genesa pembentukannya.
- **Korelasi stratigrafi** pada hakekatnya adalah menghubungkan titik-titik kesamaan waktu atau penghubungan satuan-satuan stratigrafi dengan mempertimbangkan kesamaan waktu.

PERTANYAAN ULANGAN

1. Jelaskan untuk tujuan apa kita mempelajari stratigrafi ?
2. Sebut dan jelaskan pembagian sandi stratigrafi ?
3. Jelaskan tujuan pengukuran penampang stratigrafi ?
4. Jelaskan apa arti dari suatu “Kolom Stratigrafi” ?
5. Sebutkan tujuan dari korelasi stratigrafi ?
6. Gambar dibawah adalah dua buah kolom stratigrafi dengan batas umur setiap satuan stratigrafinya ditandai dengan garis berwarna merah. Coba buat korelasi dari kedua kolom stratigrafi tersebut ?



9

Paleontologi**9.1. Pendahuluan**

Paleontologi adalah ilmu yang mempelajari tentang bentuk bentuk kehidupan yang pernah ada pada masa lampau termasuk evolusi dan interaksi satu dengan lainnya serta lingkungan kehidupannya (paleoekologi) selama umur bumi atau dalam skala waktu geologi terutama yang diwakili oleh fosil. Sebagaimana ilmu sejarah yang mencoba untuk menjelaskan sebab sebab dibandingkan dengan melakukan percobaan untuk mengamati gejala atau dampaknya. Berbeda dengan mempelajari hewan atau tumbuhan yang hidup di jaman sekarang, paleontologi menggunakan fosil atau jejak organisme yang terawetkan di dalam lapisan kerak bumi, yang terawetkan oleh proses-proses alami, sebagai sumber utama penelitian. Oleh karena itu paleontologi dapat diartikan sebagai ilmu mengenai fosil sebab jejak jejak kehidupan masa lalu terekam dalam fosil. Pengamatan paleontologi sudah didokumentasikan sejak abad ke 5 sebelum masehi, dan ilmu ini baru berkembang pada abad ke 18 setelah Georges Cuvier menerbitkan hasil pekerjaannya dalam “Perbandingan Anatomi” dan kemudian berkembang secara cepat pada abad ke 19. Fosil yang dijumpai di China sejak tahun 1990 telah memberi informasi baru tentang yang paling awal terjadinya evolusi binatang-binatang, awal dari ikan, dinosaurus dan evolusi burung dan mamalia.

Paleontologi pada dasarnya berada diantara batas biologi dan geologi dan saling berbagi dengan arkeologi yang batasnya sulit untuk ditentukan. Sebagai pengetahuan, paleontologi juga berkembang menjadi beberapa sub bagian, beberapa diantaranya mengfokuskan pada perbedaan organisme fosil sedangkan lainnya menghususkan pada ekologi dan sejarah lingkungannya, seperti iklim masa purba. Tubuh fosil dan jejak fosil adalah merupakan bukti utama dari kehidupan masa lampau, dan bukti geokimia dapat membantu untuk mengetahui evolusi dari kehidupan sebelum organisme yang cukup besar tinggal sebagai fosil. Memperkirakan umur dari sisa sisa adalah hal yang penting akan tetapi sulit, kadangkala lapisan batuan yang bersebelahan dimungkinkan dilakukan penanggalan radometrik yang memberikan umur absolut dengan akurasi dalam 0.5%, akan tetapi seringkali para ahli paleontologi bergantung pada umur relatif dalam menentukannya melalui biostratigrafi.

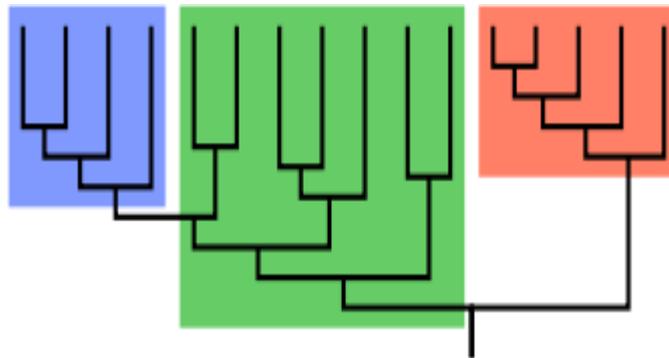
Untuk mengklasifikasi organisme purba pada umumnya sangat sulit, kebanyakan organisme purba tidak cocok dengan “Taksonomi Linnean” yang biasa dipakai untuk mengklasifikasikan kehidupan organisme dan para ahli paleontologi lebih sering menggunakan klasifikasi “Cladistic” untuk menggambarkan evolusinya melalui “family trees”. Taksonomi Linnaean adalah bentuk khusus dari klasifikasi biologi (taksonomi) yang dibuat oleh Carl Linnaeus sebagaimana disusun dalam bukunya “Systema Naturae” (1735) serta hasil penelitiannya pada tahun tahun berikutnya. Dalam taksonomi dari Linnaeus terdapat 3 Kingdom yang dibagi menjadi Kelas dan kemudian dibagi lagi menjadi Orde, Famili, Genus, dan Spesies serta tingkatan yang lebih rendah dari Spesies. Klasifikasi organisme yang didasarkan pada taksonomi secara tradisional merupakan klasifikasi ilmiah. Istilah ini khususnya digunakan untuk membedakan dengan Sistematika Cladistic.

Klasifikasi Cladistic adalah suatu cara mengklasifikasi spesies dari organisme kedalam kelompok yang disebut dengan “clades”. Clades adalah satu kelompok yang terdiri dari organisme dan semua

keturunannya. Dalam istilah sistematika biologi, clade adalah satu cabang tunggal dari pohon kehidupan (tree of life). Ide dasarnya adalah sekelompok organisme harus dikelompokkan secara bersama dan diberi nama taksonomi untuk klasifikasi biologinya. Dalam sistematika cladistic, clade hanya diterima sebagai satuan dimana organisme nenek moyang dan semua keturunannya. Sebagai contoh, burung, dinosaurus, buaya dan semua keturunannya (masih hidup atau sudah punah) kebanyakan dari mereka sangat umum merupakan bentuk suatu clade dari nenek moyangnya.

Cladistic dapat dibedakan dari sistem taksonomi lainnya seperti “phenetic” dengan melihat kesamaan dari sifat-sifat asalnya (synapomorfis). Pada mulanya sistem ini dikembangkan dengan melihat kesamaan dari keseluruhan morfologinya untuk pengelompokan spesies kedalam genus, famili atau tingkatan kelompok yang lebih tinggi (taksa). Klasifikasi Cladistic biasanya menggunakan bentuk pohon yang disebut dengan “cladogram” yang dipakai untuk memperlihatkan kesamaan relatif dari organisme nenek moyangnya atau kesamaan fiturnya. Cladistic juga dapat untuk membedakan cangkang hipotetis yang lebih obyektif dibandingkan dengan sistem yang menggantungkan pada keputusan yang subyektif dari kesamaan hubungan dasarnya. Cladistic diperkenalkan pertama kalinya oleh Willi Hennig seorang Entomologist berkebangsaan Jerman.

Cladogram yang memperlihatkan hubungan nenek moyang (*ancestor*) dengan spesiesnya. Hubungan monophyletic mewakili spesies, dipakai istilah hubungan “sister group”. Hubungan ini ditafsirkan untuk mewakili phylogeny atau hubungan evolusinya. Meskipun cladogram didasarkan sifat sifat morfologinya, urutan genetik data dan perhitungan phylogenetic saat ini sering dipakai dalam cladogram.



Gambar 9-1 Cladogram (pohon keluarga/family tree) dari suatu kelompok organisme. Kotak warna merah dan biru mewakili “clade” (Cabangnya lengkap). Kotak warna hijau bukan suatu “clade”, tetapi lebih mewakili suatu tingkat evolusi suatu kelompok yang tidak lengkap dikarenakan clade warna biru turunan darinya tetapi tidak termasuk didalamnya.

Pada akhir abad ke 20 perkembangan pilogenetik molekuler (biologi molekuler dan genetika) yang dapat menyelidiki bagaimana kedekatan organisme ditentukan berdasarkan kesamaan Deoxyribonucleid acid (DNA). DNA adalah suatu *asam nucleic* yang tersusun dari perintah perintah genetik yang dipakai untuk pembangunan dan fungsi dari semua yang diketahui pada organisme yang hidup. Peran utama dari molekul molekul DNA adalah menyimpan informasi paling lama. DNA seringkali diperbandingkan dengan sekelompok kode, selama berisi perintah perintah yang diperlukan untuk membangun komponen lain dari sel sel, seperti molekul molekul protein dan Ribonucleic acid (RNA). Segmen DNA yang membawa informasi genetik disebut sebagai gen, tetapi urutan DNA lainnya memiliki kegunaan struktural atau terlibat didalam pembentukan informasi genetik didalam “*genome*”. Genome adalah keseluruhan informasi yang diturunkan organisme. Hal ini dikodekan baik didalam DNA atau pada RNA. Genome meliputi baik gen dan urutan bukan kode DNA/RNA. Keturunan adalah sifat sifat yang diberikan kepada turunannya dari orang tua atau nenek moyangnya. Proses ini merupakan proses dimana sel keturunan atau organisme memperoleh atau cenderung menjadi seperti sifat sifat sel induknya. Melalui keturunan, ditunjukkan adanya variasi variasi oleh setiap individu dan terakumulasi dan menyebabkan beberapa spesies untuk berkembang. Studi tentang hereditas dalam biologi disebut dengan genetika yang meliputi bidang epigenetika. Phylogenetic molekuler juga telah digunakan untuk memperkirakan kapan suatu

spesies mengalami peyimpangan, namun demikian ada kontroversi mengenai keandalan dari jam molekuler tersebut.

Dengan menggunakan semua teknik yang ada memungkinkan para ahli paleontologi mengetahui lebih banyak tentang sejarah perkembangan evolusi kehidupan, dengan demikian maka dapat menjelaskan bagaimana Bumi mampu mendukung adanya kehidupan kurang lebih 3800 milyar tahun yang lalu. Hampir separuh dari masa tersebut merupakan masa kehidupan dari mikro organisme bersel tunggal, kebanyakan terdiri dari mikroba yang membentuk ekosistem dengan ketebalan hanya beberapa milimeter. Atmosfir Bumi awalnya tidak mengandung oksigen dan pembentukan oksigen dimulai kurang lebih 2400 juta tahun yang lalu. Hal ini yang memungkinkan terjadinya percepatan dari meningkatnya dalam berbagai jenis kehidupan dan kompleksitas kehidupan, dan awal dari tumbuhan multisel dan jamur / fungi yang dijumpai dalam batuan yang berumur 1700 – 1200 juta tahun yang lalu.

Fosil binatang multisel yang paling awal semakin banyak sejak kurang lebih 580 juta tahun yang lalu, kemudian binatang mengalami diversifikasi dengan cepat yang terjadi pada waktu yang relatif pendek pada zaman Kambrium. Semua organisme ini hidup didalam air, namun demikian tumbuhan dan golongan invertebrata mulai hidup di daratan pada 490 juta tahun yang lalu dan vertebrata mulai hidup di daratan pada 370 juta tahun yang lalu. Dinosaurus pertama kali muncul kurang lebih 230 juta tahun yang lalu dan kelompok burung yang muncul dari salah satu kelompok dinosaurus kurang lebih 150 juta tahun yang lalu. Selama kehidupan dinosaurus, hanya sedikit dari nenek moyang kelompok mamalia yang dapat bertahan hidup, terutama serangga nocturnal, tetapi setelah kelompok dinosaurus yang bukan berasal dari unggas punah pada akhir zaman Kapur dan pada zaman Tersier pada 65 juta tahun yang lalu, mamalia berkembang dan mengalami diversifikasi dengan pesat. Tanaman berbunga mulai muncul dan terlihat juga mengalami diversifikasi 130 juta tahun yang lalu dan 90 juta tahun yang lalu kemungkinan terbantu dengan adanya penyerbukan oleh serangga. Serangga muncul pada waktu yang bersamaan walaupun jumlah spesies mereka hanya sedikit namun saat ini lebih dari 50% dari total populasi dari seluruh serangga. Manusia mulai berevolusi dari garis keturunan kera yang berjalan tegak dimana fosil yang paling pertama diketahui adalah berumur 6 juta tahun yang lalu sedangkan anatomi manusia modern baru muncul dibawah 200.000 tahun yang lalu. Proses evolusi telah berubah beberapa kali oleh kepunahan masal yang menyapu kelompok dominan yang ada sebelumnya dan memungkinkan kelompok lainnya berkembang dari yang tadinya kelompok minoritas menjadi kelompok utama pada ekosistem.

9.2. Ruang Lingkup Paleontologi

Pada dasarnya ruang lingkup paleontologi berkisar tentang segala sesuatu yang telah hidup di masa lalu atau bisa dikatakan organisme purba (baik hewan, tumbuhan, protista, jamur maupun bakteri) yang hingga kini sudah punah dan hanya tertinggal fosil-fosil, jejak peradaban, lingkungannya dan peninggalan-peninggalan lainnya. Sehingga kita hanya meneliti dari jejak-jejak yang tertinggal. Secara umum paleontologi dapat digolongkan menjadi dua yaitu Paleobotani (tumbuhan purba) dan Paleozoologi (hewan purba). Jadi ruang lingkup paleontologi terbagi dalam paleobotani dan paleozoologi.

1. Paleobotani (Tumbuhan purba)

Paleobotani (dari bahasa Yunani paleon berarti tua dan botany yang berarti ilmu tentang tumbuhan) adalah cabang dari paleontologi yang khusus mempelajari fosil tumbuhan. Kajian Paleobotani meliputi aspek fosil tumbuhan, rekonstruksi taksa, dan sejarah evolusi dunia tumbuhan. Tujuan mempelajari Paleobotani adalah:

- a. Untuk rekonstruksi sejarah dunia tumbuhan. Hal ini dapat dilakukan karena fosil tumbuhan dari suatu kolom geologis tertentu berbeda dengan yang terdapat pada kolom geologis lainnya. Dengan demikian dapat diketahui jenis tumbuhan yang ada dari waktu ke waktu, atau dengan kata lain dapat diketahui sejarahnya, khususnya mengenai kapan kelompok tumbuhan tersebut mulai muncul di muka bumi, kapan perkembangan maksimalnya, dan kapan kelompok tumbuhan tersebut punah.

- b. Untuk keperluan analisa pola dan suksesi vegetasi dari waktu ke waktu.
- c. Untuk analisa endapan dari masa karbon (khususnya yang mengandung sisa tumbuhan), yang berpotensi dalam presiksi sifat- sifat batubara. Dengan demikian dapat diketahui macam batubara serta dari tumbuhan apa batubara tersebut berasal.
- d. Untuk dapat melakukan dedukasi mengenai aspek-aspek perubahan iklim. Dengan cara ini maka dimungkinkan untuk merekonstruksi lingkungan masa lampau beserta perubahan-perubahan yang terjadi, dan juga untuk mempelajari hubungan antara tumbuhan dengan hewan yang menghuni lingkungan tersebut. Salah satu perubahan iklim yang seringkali dapat diungkap dengan pendekatan ini adalah perubahan temperatur rata-rata.

2. Paleozoologi (Hewan vertebrata dan invertebrata purba)

Paleozoologi (berasal dari bahasa Yunani: paleon = tua dan zoon = hewan) adalah cabang dari paleontologi atau paleobiologi, yang bertujuan untuk menemukan dan mengidentifikasi fosil hewan bersel banyak dari sistem geologi atau arkeologi, untuk menggunakan fosil tersebut dalam rekonstruksi lingkungan dan ekologi prasejarah. Jadi tujuan dari mempelajari paleozoologi adalah:

- a. Rekonstruksi sejarah kehidupan pada masa lampau baik di bidang hewan dan perkembangan manusia. Proses rekonstruksi kehidupan dilakukan melalui rekonstruksi fosil karena fosil ditemukan dalam lapisan/strata batuan yang berlainan sehingga dapat diketahui perkiraan waktu munculnya dan kehidupan makhluk yang telah menjadi fosil tersebut.
- b. Analisa pola dan suksesi suatu vegetasi dari waktu ke waktu. Kehidupan pada masa purba di mana kondisi bumi yang dinamis sangat memungkinkan terjadinya perubahan kondisi lingkungan yang ekstrim sehingga mempengaruhi kehidupan spesies dan vegetasi tanaman
- c. Analisa mengenai aspek-aspek perubahan iklim yang terjadi. Cara ini bermanfaat untuk merekonstruksi dampak perubahan iklim pada lingkungan, mempelajari bagaimana hubungan antara hewan dan tumbuhan yang hidup pada lingkungan tersebut.
- d. Analisa kehidupan biokultural manusia sejak manusia muncul di bumi, proses evolusinya melalui masa dan wilayah distribusinya seluas dan selama mungkin.
- e. Analisa proses adaptif yang dilakukan makhluk hidup terhadap perubahan kondisi lingkungan, makhluk yang mampu beradaptasi akan terus bertahan walaupun periode waktu geologi terus berjalan sedangkan yang tidak mampu beradaptasi akan punah. Proses adaptasi membuka zona adaptif yang baru yaitu suatu kumpulan kondisi hidup dan sumber daya baru yang memberikan banyak kesempatan yang sebelumnya tidak dimanfaatkan.

9.3. Hubungan Paleontologi dengan Ilmu Lainnya

Paleontologi berkaitan erat tentang fosil dan perkembangan makhluk hidup hingga sekarang. Sehingga paleontologi berhubungan erat dengan ilmu evolusi. Tapi sampai sekarang, ilmu tentang evolusi banyak sekali terdapat pro dan kontra, banyak yang setuju dengan ilmu ini, tetapi lebih banyak yang menolaknya. Tapi dalam hal ini, paleontology sangat berkaitan dengan evolusi, bahkan sangat menunjang, untuk membuktikan kebenarannya. Sebagai satu cabang ilmu yang memiliki ruang lingkup kajian yang sangat luas, paleontologi tidak dapat berdiri sendiri dan memiliki kaitan yang sangat erat dengan cabang keilmuan yang lain antara lain adalah

1. Biostratigrafi

Biostratigrafi merupakan ilmu penentuan umur batuan dengan menggunakan fosil yang terkandung didalamnya. Biasanya bertujuan untuk korelasi, yaitu menunjukkan bahwa horizon tertentu dalam suatu bagian geologi mewakili periode waktu yang sama dengan horizon lain pada beberapa bagian lain. Fosil berguna karena sedimen yang berumur sama dapat terlihat sama sekali berbeda dikarenakan variasi lokal lingkungan sedimentasi. Sebagai contoh, suatu bagian dapat tersusun atas lempung dan napal sementara yang lainnya lebih bersifat batu gamping kapuran, tetapi apabila kandungan spesies fosilnya serupa, kedua sedimen tersebut kemungkinan telah diendapkan pada waktu yang sama. Amonit, graptolit dan trilobit merupakan fosil indeks yang banyak digunakan

dalam biostratigrafi. Mikrofosil seperti acritarchs, chitinozoa, conodonts, kista dinoflagelata, serbuk sari, spora dan foraminifera juga sering digunakan. Fosil berbeda dapat berfungsi dengan baik pada sedimen yang berumur berbeda; misalnya trilobit, terutama berguna untuk sedimen yang berumur Kambrium. Untuk dapat berfungsi dengan baik, fosil yang digunakan harus tersebar luas secara geografis, sehingga dapat berada pada berbagai tempat berbeda. Mereka juga harus berumur pendek sebagai spesies, sehingga periode waktu dimana mereka dapat tergabung dalam sedimen relatif sempit. Semakin lama waktu hidup spesies, semakin tidak akurat korelasinya, sehingga fosil yang berevolusi dengan cepat, seperti amonit, lebih dipilih daripada bentuk yang berevolusi jauh lebih lambat, seperti nautiloid.

2. Kronostratigrafi

Kronostratigrafi merupakan cabang dari stratigrafi yang mempelajari umur strata batuan dalam hubungannya dengan waktu. Tujuan utama dari kronostratigrafi adalah untuk menyusun urutan pengendapan dan waktu pengendapan dari seluruh batuan didalam suatu wilayah geologi, dan pada akhirnya, seluruh rekaman geologi Bumi. Tata nama stratigrafi standar adalah sebuah sistem kronostratigrafi yang berdasarkan interval waktu paleontologi yang didefinisikan oleh kumpulan fosil yang dikenali (biostratigrafi). Tujuan kronostratigrafi adalah untuk memberikan suatu penentuan umur yang berarti untuk interval kumpulan fosil ini.

3. Mikropaleontologi

Mikropaleontologi merupakan cabang paleontologi yang mempelajari mikrofosil. Mikrofosil adalah fosil yang umumnya berukuran tidak lebih besar dari empat millimeter, dan umumnya lebih kecil dari satu milimeter, sehingga untuk mempelajarinya dibutuhkan mikroskop cahaya ataupun elektron. Fosil yang dapat dipelajari dengan mata telanjang atau dengan alat berdaya pembesaran kecil, seperti kaca pembesar, dapat dikelompokkan sebagai makrofosil. Secara tegas, sulit untuk menentukan apakah suatu organisme dapat digolongkan sebagai mikrofosil atau tidak, sehingga tidak ada batas ukuran yang jelas.

4. Palinologi

Palinologi merupakan ilmu yang mempelajari polinomorfof yang ada saat ini dan fosilnya, diantaranya serbuk sari, spora, dinoflagelata, kista, acritarchs, chitinozoa, dan scolecodont, bersama dengan partikel material organik dan kerogen yang terdapat pada sedimen dan batuan sedimen.

9.4. Konsep Dasar Paleontologi

1. **Taksonomi**
2. **Konsep Spesies**
3. **Filogeni**
4. **Metode Identifikasi**

1. Taksonomi

Taksonomi adalah pengelompokan organisme berdasarkan kesamaan ciri fisik tertentu. Dalam penyebutan organisme sering dipergunakan istilah taksa apabila tingkatan taksonominya belum diketahui. Unit terkecil dalam taksonomi adalah spesies, sedangkan unit tertinggi adalah kingdom. Diantara unit-unit baku dapat ditambahkan super jika terletak di atas unit baku, contoh: super kingdom, merupakan unit yang lebih tinggi dari kingdom. Jika ditambahkan sub terletak di bawah unit baku, contoh: sub filum, terdapat di bawah unit filum.

2. Spesifikasi Nama

Deskriptif, Pemberian nama di dasarkan pada ciri fisik, dapat berupa:

- Bentuk tubuh:** *Turritella angulata*, memperlihatkan bentuk tubuh turreted (meninggi) dan menyudut pada kamarnya.
- Struktur:** *Tubipora musica*, memperlihatkan struktur tubuh berpipa (tube) dan terangkai seperti alat musik (musica).
- Geografis:** Pemberian nama yang didasarkan pada lokasi dimana fosil tersebut pertama kali diketemukan. Contoh: *Fussulina sumatrensis*, *Fussulina* yang diketemukan di sumatera.
- Personal:** Mencantumkan nama penemunya. Contoh: *Discoater martinii*, Martini adalah penemu fosil tersebut

3. Filogeni

Filogeni adalah ilmu yang mempelajari hubungan kekerabatan suatu organisme dengan organisme lainnya. Hubungan tersebut ditentukan berdasarkan morfologi hingga DNA. Filogeni sangat diperlukan dalam mempelajari proses evolusi dan penyusunan taksonomi. Evolusi sendiri dapat diartikan sebagai perubahan yang berangsur-angsur dari suatu organisme menuju kepada kesesuaian dengan waktu dan tempat. Jadi evolusi sendiri merupakan proses adaptasi dari suatu organisme terhadap lingkungannya. Metode Penyusunan Filogeni terdiri dari metode:

- Fenetik**, Metode penyusunan filogeni dengan pendekatan analisa numerik. Pendekatan tersebut meliputi penghitungan Indeks ketidaksamaan, Indeks keanekaragaman, Analisa pola dan berbagai indeks yang lain. Dalam pendekatan fenetik semua subyek dan faktor yang dianalisisnya kedudukan yang sama.
- Kladistik**, Metode ini muncul atas dasar pemikiran bahwa proses alamiah akan selalu mengambil jalan yang paling singkat. Dalam kladistik setiap ciri fisik mempunyai tingkatan yang berbeda.

4. Metode Identifikasi

- Morfologi.** Pendekatan morfologi berupa deskriptif kualitatif. Meliputi bentuk tubuh, struktur yang biasanya berkembang, dan sebagainya.
- Biometri.** Pendekatan secara kuantitatif, yaitu berdasarkan ukuran tubuh dari suatu organisme.

9.5. Fosil

Berdasarkan asal katanya, fosil berasal dari bahasa latin yaitu "fossa" yang berarti "galian", adalah sisa-sisa atau bekas-bekas makhluk hidup yang menjadi batu atau mineral. Untuk menjadi fosil, sisa-sisa hewan atau tanaman ini harus segera tertutup sedimen. Oleh para pakar dibedakan beberapa macam fosil. Ada fosil batu biasa, fosil yang terbentuk dalam batu ambar, fosil ter, seperti yang terbentuk di sumur ter La Brea di California. Hewan atau tumbuhan yang dikira sudah punah tetapi ternyata masih ada disebut fosil hidup dan ilmu yang mempelajari fosil adalah paleontologi.

Berdasarkan dari definisi fosil, maka fosil harus memenuhi syarat-syarat sebagai berikut: 1. Sisa-sisa organisme. 2. Terawetkan secara alamiah. 3. Pada umumnya padat /kompak/keras. 4. Berumur lebih dari 11.000 tahun. Istilah "fosil hidup" adalah istilah yang digunakan suatu spesies hidup yang menyerupai sebuah spesies yang hanya diketahui dari fosil. Beberapa fosil hidup antara lain ikan coelacanth dan pohon ginkgo. Fosil hidup juga dapat mengacu kepada sebuah spesies hidup yang tidak memiliki spesies dekat lainnya atau sebuah kelompok kecil spesies dekat yang tidak memiliki spesies dekat lainnya. Contoh dari kriteria terakhir ini adalah nautilus. Mempelajari evolusi tidak bisa meninggalkan fosil. Dahulu teori evolusi banyak diuji dengan melihat fosil-fosil yang merupakan peninggalan makhluk hidup pada masa lalu. Tetapi perlu diketahui juga bahwa Charles

Darwin ketika membuat buku “the origin of species” tidak diawali dengan fosil namun lebih banyak memanfaatkan fenomena burung-burung di Galapagos. Perkembangan teori evolusi saat ini sudah menggunakan bermacam-macam metode mutahir, tetapi jelas tidak hanya kearah masa kini dengan memanfaatkan DNA saja.

Fosil masih merupakan alat terbaik dalam mempelajari, mengkaji, dan menguji teori evolusi. Apa sih sebenarnya fosil itu ? Apa saja jenisnya, bagaimana terbentuknya ? Dalam ilmu geologi, tujuan mempelajari fosil adalah: (a). untuk mempelajari perkembangan kehidupan yang pernah ada di muka bumi sepanjang sejarah bumi; (b). mengetahui kondisi geografi dan iklim pada zaman saat fosil tersebut hidup; (c). menentukan umur relatif batuan yang terdapat di alam didasarkan atas kandungan fosilnya; (d). untuk menentukan lingkungan pengendapan batuan didasarkan atas sifat dan ekologi kehidupan fosil yang dikandung dalam batuan tersebut ; (e). Untuk korelasi antar batuan batuan yang terdapat di alam (biostratigrafi) yaitu dengan dasar kandungan fosil yang sejenis/seumur.

Fosil Indeks adalah organisme yang hadir selama periode waktu tertentu dimana kemunculan dan kepunahannya pada periode waktu yang terbatas. Fosil Indeks dipakai sebagai pedoman dalam penentuan umur batuan dimana fosil tersebut terawetkan. Pada gambar 9-2 diperlihatkan daftar fosil indeks yang digunakan sebagai kunci pada skala waktu geologi.

CENOZOIC ERA (Age of Recent Life)	Quaternary Period	<i>Pecten gibbus</i>	<i>Neptunea tabulata</i>
	Tertiary Period	<i>Calyptrophorus velatus</i>	<i>Venericardia planicosta</i>
MESOZOIC ERA (Age of Medieval Life)	Cretaceous Period	<i>Scaphites hippocrepis</i>	<i>Inoceramus labiatus</i>
	Jurassic Period	<i>Perisphinctes tiziani</i>	<i>Nerinea trinodosa</i>
	Triassic Period	<i>Trochites subbullatus</i>	<i>Monotis subcircularis</i>
PALEOZOIC ERA (Age of Ancient Life)	Permian Period	<i>Leptodus americanus</i>	<i>Parafusulina bosei</i>
	Pennsylvanian Period	<i>Dictyoclostus americanus</i>	<i>Lophophyllidium proliferum</i>
	Mississippian Period	<i>Cactocrinus multibrachiatus</i>	<i>Prolecanites gurleyi</i>
	Devonian Period	<i>Mucrospirifer mucronatus</i>	<i>Palmatolepus unicornis</i>
	Silurian Period	<i>Cystiphyllum niagarensis</i>	<i>Hexamoceras hertzeri</i>
	Ordovician Period	<i>Bathyrurus extans</i>	<i>Tetragraptus fructicosus</i>
	Cambrian Period	<i>Paradoxides pinus</i>	<i>Billingella corrugata</i>
	PRECAMBRIAN		

Gambar 9-2 Contoh Fosil Indeks yang dipakai sebagai kunci pada skala waktu geologi relatif, bentuk bentuk kehidupan yang hadir selama periode waktu geologi yang terbatas yang dipakai sebagai pedoman dalam penentuan umur batuan dimana fosil tersebut terawetkan.

9.6. Tipe dan Jenis Fosil

Menurut ahli paleontologi ada beberapa jenis fosil tetapi secara umum ada dua macam jenis fosil yang perlu diketahui, yaitu: fosil yang merupakan bagian dari organisme itu sendiri dan fosil yang merupakan sisa-sisa aktifitasnya.

1. Tipe fosil yang berasal dari organismenya sendiri

Tipe pertama ini adalah binatangnya itu sendiri yang terawetkan/tersimpan, dapat berupa tulangnya, daun-nya, cangkangnya, dan hampir semua yang tersimpan ini adalah bagian dari tubuhnya yang “keras”. Dapat juga berupa binatangnya yang secara lengkap (utuh) tersimpan. misalnya fosil Mammoth yang terawetkan karena es, ataupun serangga yang terjebak dalam amber (getah tumbuhan).

2. Tipe fosil yang merupakan sisa-sisa aktifitasnya

Fosil jenis ini sering juga disebut sebagai *trace fossil* (fosil jejak), karena yang terlihat hanyalah sisa-sisa aktifitasnya. Jadi ada kemungkinan fosil itu bukan bagian dari tubuh binatang atau tumbuhan itu sendiri. Gambar 9-3 diperlihatkan bagaimana fosil jejak terbentuk sebagai hasil dari aktivitasnya. Adapun jenis fosil jejak antara lain “coprolite” (fosil bekas kotoran binatang) dan “trail and tracks” (fosil bekas jejak langkah binatang). Penyimpanan atau pengawetan fosil cangkang dapat berbentuk cetakan, berupa cetakan bagian dalam (*internal mould*) dicirikan bentuk permukaan yang halus, atau *external mould* dengan ciri permukaan yang kasar. Keduanya bukan binatangnya yang tersimpan, tetapi hanyalah cetakan dari binatang atau organisme itu.



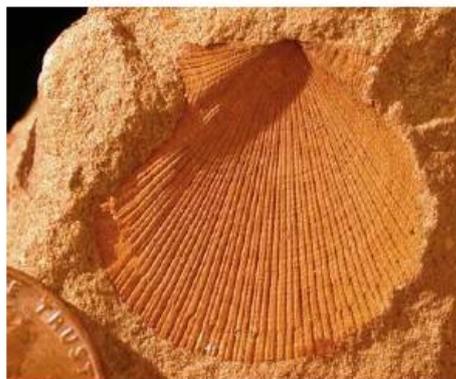
Fosil hasil cetakan bagian dalam



Fosil hasil cetakan bagian luar



Fosil hasil cetakan bagian dalam dan luar



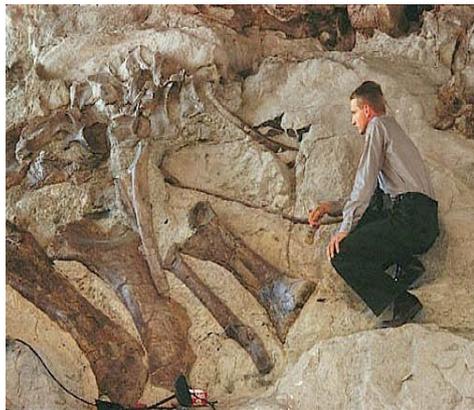
Fosil hasil cetakan bagian dalam



Fosil dari hasil organismenya sendiri



Fosil hasil dari organismenya sendiri



Fosil Tulang Dinosaurius



Fosil Gigantops Carolinii

Gambar 9-3 Tipe dan jenis fosil

9.7. Hukum Suksesi Fauna (Fosil)

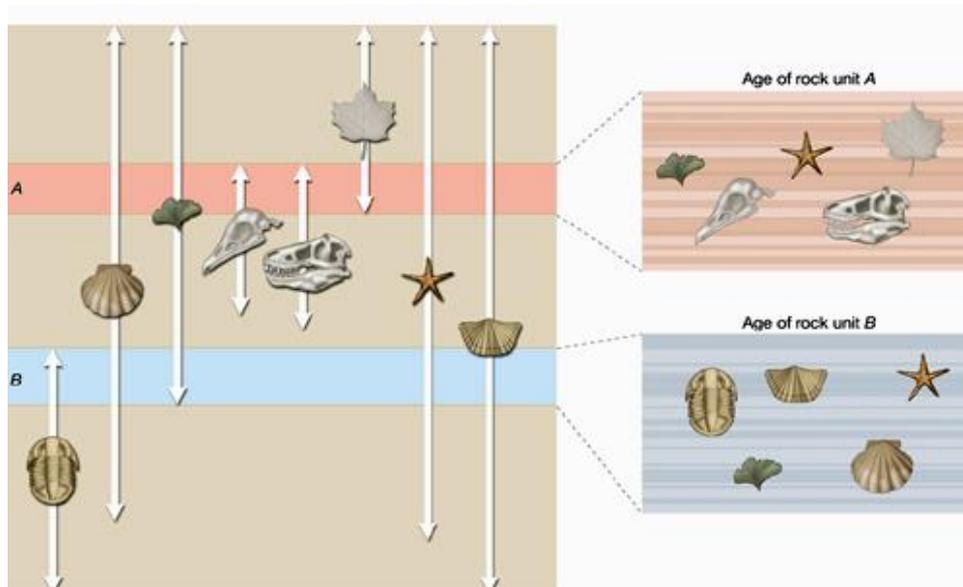
Apabila kita telusuri fosil-fosil yang terkandung dalam lapisan batuan, mulai dari lapisan yang termuda hingga ke lapisan yang tertua, maka kita akan sampai pada suatu lapisan dimana salah satu spesies fosil tidak ditemukan lagi. Hal ini menandakan bahwa spesies fosil tersebut belum muncul (lahir) atau spesies fosil tersebut merupakan hasil evolusi dari spesies yang lebih tua atau yang ada pada saat itu. Dengan kata lain dapat disimpulkan bahwa kemunculan suatu spesies merupakan hasil evolusi dari spesies sebelumnya dan hal ini dapat kita ketahui melalui pengamatan fosil-fosil yang terekam di dalam lapisan-lapisan batuan sepanjang sejarah bumi. Apabila penelusuran kita lanjutkan hingga ke lapisan batuan yang paling tua, maka kita akan sampai pada suatu keadaan dimana tidak satupun fosil ditemukan, apakah itu fosil yang berasal dari reptil, burung, mamalia, vertebrata berkaki empat, tumbuhan darat, ikan, cangkang, dan atau binatang lainnya. Berdasarkan hal tersebut, maka ketiga prinsip utama diatas dapat kita sintesakan menjadi satu prinsip yang berlaku secara umum yang disebut sebagai Hukum Suksesi Fosil (Law Faunal Succession).

Prinsip suksesi fauna yang juga dikenal dengan hukum suksesi fauna didasarkan atas hasil pengamatan pada perlapisan batuan sedimen yang mengandung fosil dan fosil-fosil tersebut masing masing satu dan lainnya secara vertikal menunjukkan urutan yang khas/spesifik yang dapat ditelusuri secara luas. Hal ini memungkinkan perlapisan dapat diidentifikasi dan ditentukan umurnya oleh fosil yang ada dalam batuan. Dengan menerapkan hukum superposisi, fosil yang terdapat dalam batuan

dapat untuk menentukan urutan waktu saat batuan tersebut diendapkan. Dengan teori evolusi maka urutan-urutan fosil yang terawetkan dalam batuan dapat dipahami.

Pada abad ke 18 dan 19, seorang ahli geologi berkebangsaan Inggris William Smith dan ahli paleontologi Georges Cuvier dan Alexandre Brongniart dari Perancis, menemukan batuan-batuan yang berumur sama serta mengandung fosil yang sama pula, walaupun batuan-batuan tersebut letaknya terpisah cukup jauh. Mereka kemudian menerbitkan peta geologi berskala regional dari daerah yang batuanya mengandung fosil yang sama. Melalui pengamatan yang teliti pada batuan serta fosil yang dikandungnya, mereka juga mampu mengenali batuan-batuan yang umurnya sama pada lokasi yang berlawanan di selat Inggris. William Smith juga mampu menerapkan pengetahuannya tentang fosil dalam setiap pekerjaan secara praktis di lapangan. Sebagai seorang teknisi, William Smith adalah orang yang berhasil membangun sebuah kanal di Inggris yang kondisi medannya tertutup oleh vegetasi yang cukup lebat serta singkapan batuan yang sangat sedikit. Untuk itu ia harus mengetahui batuan batuan apa saja yang ada di dalam dan diatas bukit, karena melalui bukit inilah kanal akan dibangun. William Smith dapat mengetahui berbagai jenis batuan yang akan dijumpai dibawah permukaan dengan cara mengkaji fosil-fosil yang diperoleh dari batuan-batuan yang tersingkap di lereng lereng bukit dengan cara menggali lubang kecil untuk mengambil fosil. Seperti halnya dengan William Smith dan lainnya, pengetahuan suksesi dari bentuk kehidupan yang terawetkan sebagai fosil sangat berguna untuk memahami bagaimana dan kapan suatu batuan terbentuk.

William Smith mengamati bahwa fosil hewan invertebrate yang ditemukan pada perlapisan batuan muncul dalam urutan yang dapat diperkirakan. Dari hasil penelitian ini, hukum suksesi fauna dikembangkan dan menyatakan bahwa fosil terjadi dalam urutan yang pasti, tidak berubah dalam rekaman geologi. Pada gambar 9-4 terlihat kumpulan fosil yang hadir dalam lapisan batuan pada interval waktu tertentu dan dalam jangka waktu yang diskrit. Dengan menggunakan hukum superposisi maka dapat disimpulkan bahwa batuan B lebih tua dibandingkan batuan A.



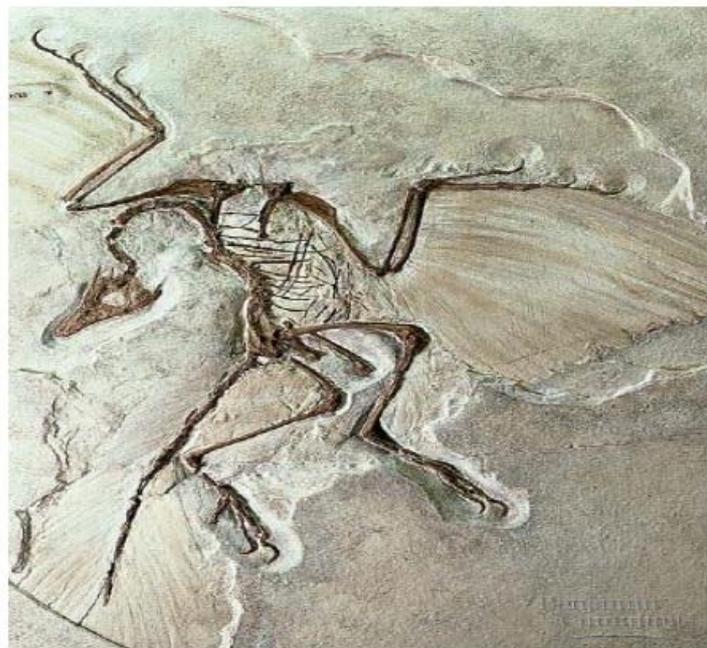
Gambar 9-4 Gambar kiri memperlihatkan sebaran berbagai jenis fosil dengan interval waktu yang bersifat diskrit dan gambar kanan adalah kumpulan fosil yang terdapat dalam lapisan A dan lapisan B. Berdasarkan hukum superposisi maka lapisan B akan lebih tua dibandingkan dengan lapisan A.

Pada gambar 9-5 diperlihatkan kemunculan dari beberapa spesies dari kelompok binatang dan tumbuh-tumbuhan dalam rentang umur bumi, yaitu sejak zaman Kambrium hingga zaman Kuartar. Berbagai jenis binatang dan tumbuhan yang ditemukan sebagai fosil telah mengalami perubahan selama kurun waktu dari sejarah bumi. Ketika kita menemukan fosil yang sama dalam batuan yang

lokasinya berbeda, maka kita tahu bahwa batuan tersebut berumur sama. Bagaimana para ilmuwan menjelaskan perubahan yang terjadi di bumi melalui jejak-jejak fosil yang dijumpai dalam batuan? Pada awalnya penjelasan terhadap perubahan dan pergantian berbagai jenis spesies yang hidup di muka bumi didasarkan atas pemikiran tentang suksesi bencana-alam atau katarofisme yang secara periodik merusak dan memusnahkan lingkungan hidup suatu organisme. Setelah peristiwa katarofisme maka akan muncul kehidupan yang baru lagi.

PERIOD	ANIMALS					PLANTS				
Quaternary					Humans					Flowering plants
Tertiary					Birds					
Cretaceous				Mammals						
Jurassic										
Triassic	Animals with shells									
Permian										
Pennsylvanian										
Mississippian										
Devonian										
Silurian										
Ordovician										
Cambrian										

Gambar 9-5. Kemunculan dari beberapa kelompok binatang dan tumbuhan dalam kurun waktu geologi, mulai dari zaman Kambrium hingga ke zaman Kuartar.



Gambar 9-6. Fosil *Archaeopteryx lithographica*, berumur Jura, memiliki rangka reptil yang didalamnya memiliki jari-jari dengan cakar pada sayapnya, susunan tulang belakang yang menerus hingga ke bagian ekor, serta memiliki gigi, akan tetapi tubuh binatang ini ditutupi oleh bulu.

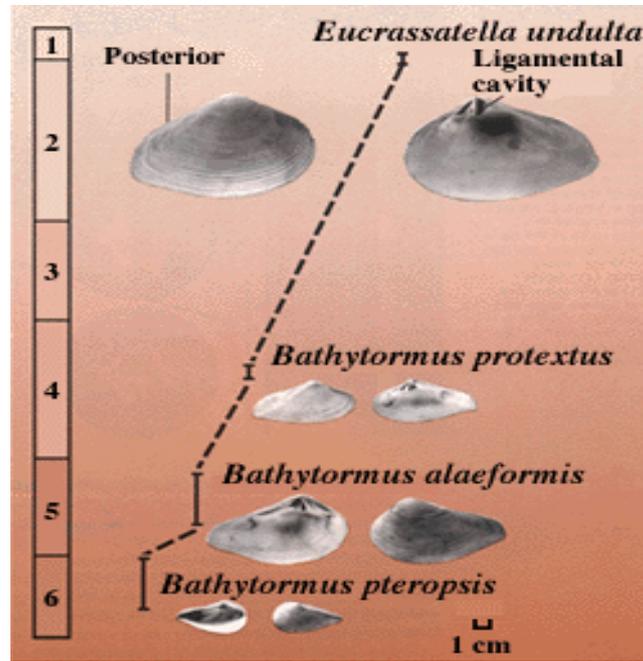
Sebagai ilustrasi, para ahli mempelajari fosil *ancestor* (fosil nenek-moyang) dan fosil *descendant* (fosil keturunannya) disepanjang umur geologi. Sebagai contoh pada gambar 9-6 diperlihatkan fosil jenis *Archaeopteryx lithographica* yang dijumpai pada batuan berumur Jura. Fosil ini tersusun dari rangka reptil yang didalamnya juga memiliki jari-jari dengan cakar yang berada pada sayapnya, susunan tulang belakangnya menerus hingga ke bagian ekor, serta memiliki gigi, dan seluruh tubuhnya ditutupi oleh bulu. Kebanyakan dari fosil reptil yang dijumpai pada batuan berumur Jura atau bahkan yang lebih tua dari Jura, ternyata hanya fosil *Archaeopteryx lithographica* merupakan fosil yang diketahui memiliki bulu. Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa fosil *Archaeopteryx lithographica* memiliki hubungan antara reptil dan burung atau burung yang berasal dari keturunan reptil.

Pada pertengahan abad ke 19, Charles Darwin dan Alfred Wallace mengajukan suatu teori tentang spesies yang berasal dari kehidupan yang lebih tua akan memberi keturunan yang lebih kuat kepada spesies yang lebih muda. Menurut Darwin, perubahan ini disebut sebagai evolusi spesies, yang dipengaruhi oleh 4 proses, yaitu: (1). Variasi; (2). re-produksi; (3). Persaingan; dan (4). daya-tahan dari spesies-spesies yang mampu beradaptasi terhadap perubahan yang terjadi pada lingkungan hidupnya. Teori evolusi Darwin ini berlaku untuk semua makhluk hidup, baik untuk yang masih hidup maupun yang sudah menjadi fosil. Penjelasan teori Darwin telah memberi sumbangan pemikiran bagi ilmu pengetahuan, khususnya yang berkaitan dengan suksesi yang terjadi pada suatu spesies yang teramati dari fosilnya yang terekam dan terawetkan dalam batuan. Seiring dengan perkembangan ilmu pengetahuan, maka teori-teori yang dikemukakan oleh para ahli sebelumnya kemudian berkembang dan terkoreksi, hal ini mengingat bahwa teori dibuat atas dasar fakta dan pengamatan. Dengan adanya pengetahuan dan informasi baru, maka suatu teori dapat berkembang dan berubah, demikian halnya dengan teori evolusi yang dikemukakan oleh Charles Darwin. Informasi baru yang mendukung konsep dasar dari teori Darwin adalah bahwa dengan berjalannya waktu maka seluruh kehidupan akan mengalami perubahan dan spesies yang lebih tua merupakan nenek moyang (*ancestor*) dari spesies yang lebih muda (*descendant*).

Spesies adalah salah satu yang paling mendasar dari klasifikasi kehidupan. Pada gambar 9-7 diilustrasikan perkembangan (evolusi) dari satu spesies fosil yang memperlihatkan hubungan antara spesies asalnya dengan spesies turunannya (*ancestor-descendant*). Pada gambar dapat kita lihat bentuk perubahan dari satu spesies sepanjang umur geologi, yaitu mulai dari umur yang tertua, yaitu Kapur Akhir (nomor:6), Paleosen, Eosen, Oligosen, Miosen, dan yang termuda umur Pliosen (nomor:1). Sebagai catatan dapat dilihat bagaimana bentuk bagian belakang (*posterior*) kerang menjadi lebih membulat pada spesies yang lebih muda, dan bagian dari kedua cangkang shell yang memiliki jaringan pengikat (*ligament*) yang lebih lebar. Para ahli paleontologi memberi perhatian terhadap bentuk cangkang (*shell*) serta anatomi detil dari bagian yang terawetkan sebagai penciri dari cangkangnya. Pada gambar, nomor pada kolom disebelah kiri menunjukkan umur geologi, yaitu 1 = Pliosen, 2 = Miosen, 3 = Oligosen, 4 = Eosen, 5 = Paleosen, dan 6 = Kapur Akhir.

Hukum suksesi fauna (fosil) sangat penting bagi para ahli geologi yang ingin mengetahui umur batuan saat melakukan penelitian. Kehadiran fosil pada suatu singkapan batuan atau batuan yang berasal dari inti bor dapat dipakai untuk menentukan umur batuan secara akurat. Kajian yang rinci dari berbagai macam jenis batuan yang diambil di berbagai lokasi akan menghasilkan beberapa jenis fosil yang mempunyai kisaran hidup yang relatif pendek dan fosil jenis ini disebut sebagai fosil indek. Saat ini, binatang dan tumbuhan yang hidup di lingkungan laut memiliki perbedaan yang sangat mencolok dengan yang hidup di lingkungan darat, demikian juga dengan binatang atau tumbuhan yang hidup di salah satu bagian yang ada di lingkungan laut atau di lingkungan darat akan berbeda pula dengan binatang atau tumbuhan yang hidup di lokasi lainnya pada lingkungan laut ataupun darat. Hal ini menjadi suatu tantangan bagi para ahli untuk mengenalinya dalam batuan yang umurnya sama ketika salah satu batuan diendapkan di lingkungan darat dan batuan lainnya diendapkan pada lingkungan laut dalam. Para ahli harus mempelajari fosil fosil yang hidup di berbagai lingkungan sehingga diperoleh suatu gambaran yang lengkap dari binatang ataupun tumbuhan yang hidup pada periode waktu tertentu di masa lampau.

Batuan yang mengandung fosil dipelajari baik di lapangan maupun di laboratorium. Pekerjaan lapangan dapat dilakukan dimana saja di dunia ini. Di laboratorium, sampel batuan yang akan di analisa harus terlebih dahulu disiapkan melalui suatu prosedur baku. Persiapan sampel batuan yang akan di analisa bisa memakan waktu 1 hari, 1 minggu atau 1 bulan. Sekali fosil diambil dari batuan, maka fosil tersebut dapat dipelajari atau ditafsirkan. Sebagai tambahan, bahwa batuan sendiri sebenarnya menyediakan banyak informasi yang berguna tentang lingkungan dimana fosil tersebut terbentuk. Fosil dapat dipakai untuk mengenal batuan yang berbeda umurnya.



Gambar 9-7 Perkembangan fosil yang memperlihatkan hubungan fosil asal dengan fosil turunannya (ancestor-descendant) pada tingkat spesies. Fosil-fosil tersebut diambil dari laut Atlantik yang memperlihatkan bagaimana cara satu spesies berubah sepanjang waktu yang dilaluinya.

9.8. Fosil dan Batuan

Pada hakekatnya untuk mempelajari sejarah bumi kita secara tidak langsung mempelajari rekaman dari peristiwa-peristiwa masa lalu yang tersimpan dan terawetkan di dalam batuan. Perlapisan batuan disini dapat diumpamakan sebagai halaman-halaman dari suatu buku. Hampir semua singkapan batuan yang ada dipermukaan bumi adalah batuan sedimen. Sebagaimana diketahui bahwa batuan sedimen terbentuk dari partikel-partikel batuan yang lebih tua yang hancur akibat gerusan air atau angin. Partikel-partikel yang berukuran kerikil, pasir, dan lempung ini melalui media air atau angin diangkut dan kemudian diendapkan di dasar-dasar sungai, danau, atau lautan. Endapan sedimen kemungkinan dapat mengubur binatang atau tanaman yang masih hidup atau yang sudah mati di dasar danau atau lautan. Dengan berjalannya waktu serta sering terjadinya perubahan lingkungan kimiawinya, maka endapan sedimen ini kemudian akan berubah menjadi batuan sedimen dan rangka binatang dan tumbuhan akan menjadi fosil.

Pada awal pertengahan tahun 1600-an, seorang ilmuwan bangsa Denmark yang bernama Nicholas Steno mempelajari posisi relatif pada batuan-batuan sedimen. Dia mendapatkan bahwa partikel-partikel yang mempunyai berat jenis yang besar yang berada dalam suatu larutan fluida akan mengendap terlebih dahulu ke bagian bawah sesuai dengan urutan berat jenisnya yang lebih besar. Partikel yang besar dan memiliki berat jenis yang besar akan diendapkan pertama kali sedangkan partikel yang berukuran lebih kecil dan lebih ringan akan terendapkan belakangan. Adanya

perbedaan ukuran butir (partikel) atau komposisi mineral akan membentuk suatu perlapisan. Perlapisan pada batuan sedimen pada umumnya dapat dilihat dengan jelas, karena batuan sedimen dibangun dari susunan partikel-partikel yang membentuk pola laminasi dan selanjutnya membentuk perlapisan yang cukup tebal. Setiap urutan (sekuen) lapisan batuan mempunyai arti bahwa lapisan bagian bawah akan selalu lebih tua dibandingkan dengan lapisan di atasnya. Hal ini dikenal sebagai “Hukum Superposisi”. Hukum superposisi merupakan dasar untuk penafsiran sejarah bumi, karena disetiap lokasi akan dicirikan oleh umur relatif dari lapisan-lapisan batuan dan fosil yang ada didalamnya.



Gambar 9-7. Singkapan batugamping berlapis yang kaya akan cangkak (shell), berumur Ordovisium, tersingkap di Lexington, Kentucky. Lapisan horisontal ini diendapkan sekitar 450 juta tahun yang lalu.

Perlapisan batuan terbentuk ketika partikel partikel yang diangkut oleh media air atau angin melepaskan diri dan mengendap di dasar cekungan. Hukum Steno “Original Horizontality” menyatakan bahwa hampir semua sedimen, pada saat diendapkan untuk pertama kalinya dalam posisi yang horisontal (gambar 9-7). Meskipun demikian, banyak perlapisan batuan sedimen yang kita jumpai di alam tidak lagi dalam posisi horisontal atau telah mengalami perubahan dari kondisi aslinya. Perubahan posisi lapisan yang sudah tidak horisontal lagi pada umumnya terjadi selama periode pembentukan pegunungan (gambar 9-8). Perlapisan batuan disebut juga sebagai strata (berasal dari bahasa Latin) dan stratigrafi adalah suatu ilmu yang mempelajari tentang strata. Oleh karena itu fokus pelajaran stratigrafi pada mempelajari karakteristik dari perlapisan batuan, termasuk di dalamnya mempelajari bagaimana hubungan antara batuan dengan waktu.



Gambar 9-8. Singkapan batugamping berumur Silur, tersingkap di pegunungan Arbuckle dekat Ardmore, Oklahoma, USA., yang memperlihatkan bentuk kemiringan lapisan yang hampir tegak. Perubahan arah kemiringan lapisan yang awalnya horisontal disebabkan oleh proses orogenesis (pembentukan pegunungan).

Untuk dapat menyatakan umur suatu lapisan batuan, maka kita harus mempelajari fosil-fosil yang ada pada batuan tersebut. Pada hakekatnya, fosil menyediakan bukti-bukti dan peristiwa-peristiwa penting yang pernah terjadi di bumi serta kapan peristiwa tersebut berlangsung. Istilah fosil seringkali mengingatkan orang pada Dinosaurus. Dinosaurus yang kita kenal saat ini sebenarnya adalah gambar-gambar yang hanya ada di dalam buku, film dan program televisi, serta tulang

belulang yang dipajang di banyak Musium. Reptil Dinosaurus merupakan binatang yang mendominasi lebih dari 100 juta tahun diatas bumi, mulai dari zaman Trias hingga Akhir zaman Kapur. Banyak diantara Dinosaurus berukuran relatif lebih kecil, namun demikian pada pertengahan Masa Mesozoikum, beberapa spesies Dinosaurus memiliki bobot hingga mencapai 80 ton. Sekitar 65 juta tahun yang lalu (zaman Kapur), seluruh Dinosaurus yang ada di bumi punah. Alasan yang mendasari kepunahan Dinosaurus secara cepat masih menjadi perdebatan di kalangan para ahli. Meskipun semua orang tertarik pada Dinosaurus, ternyata Dinosaurus hanya merupakan bagian terkecil saja dari jutaan spesies yang hidup atau pernah hidup di muka bumi. Dalam kenyataannya bahwa fosil yang tercatat paling melimpah jumlahnya dan mendominasi di muka bumi adalah fosil binatang yang memiliki cangkang (shell) serta fosil dari sisa-sisa tumbuhan dan binatang yang berukuran sangat kecil. Sisa-sisa binatang atau tumbuhan tersebut tersebar luas didalam batuan sedimen dan merupakan fosil yang paling banyak dipelajari oleh para ahli paleontologi.

RINGKASAN

- **Paleontologi** adalah ilmu yang mempelajari tentang bentuk bentuk kehidupan yang pernah ada pada masa lampau termasuk evolusi dan interaksi satu dengan lainnya serta lingkungan kehidupannya (paleoekologi) selama umur bumi atau dalam skala waktu geologi terutama yang diwakili oleh fosil
- **Paleobotani** (dari bahasa Yunani paleon berarti tua dan botany yang berarti ilmu tentang tumbuhan) adalah cabang dari paleontologi yang khusus mempelajari fosil tumbuhan. Kajian Paleobotani meliputi aspek fosil tumbuhan, rekonstruksi taksa, dan sejarah evolusi dunia tumbuhan.
- **Paleozoologi** (berasal dari bahasa Yunani: paleon = tua dan zoon = hewan) adalah cabang dari paleontologi atau paleobiologi, yang bertujuan untuk menemukan dan mengidentifikasi fosil hewan bersel banyak dari sistem geologi atau arkeologi, untuk menggunakan fosil tersebut dalam rekonstruksi lingkungan dan ekologi prasejarah.
- **Fosil** adalah sisa-sisa organisme yang telah menjadi batu dan harus memenuhi persyaratan yaitu merupakan sisa-sisa organisme, terawetkan secara alamiah, pada umumnya padat /kompak/keras, dan berumur lebih dari 11.000 tahun.
- **Hukum Suksesi Fauna** (Fosil) adalah hukum yang menyatakan bahwa sepanjang umur bumi, mulai dari zaman Kambrium hingga Kuartar telah terjadi suatu proses perubahan dalam kehidupan organisme, perubahan ini menyangkut evolusi yang terjadi pada organisme (kepunahan dan kemunculan suatu organisme) sebagai akibat adanya perubahan lingkungan hidup yang terjadi di bumi. Bukti-bukti terjadinya proses evolusi pada organisme dapat dipelajari melalui fosil-fosil yang terdapat pada bebatuan, mulai dari batuan yang paling tua hingga yang termuda.
- **Kegunaan fosil dalam geologi:**
 - a) Untuk mempelajari perkembangan kehidupan yang pernah ada di muka bumi sepanjang sejarah bumi.
 - b) Mengetahui kondisi geografi dan iklim pada zaman saat fosil tersebut hidup.
 - c) Menentukan umur relatif batuan yang terdapat di alam didasarkan atas kandungan fosilnya.
 - d) Untuk menentukan lingkungan pengendapan batuan didasarkan atas sifat dan ekologi kehidupan fosil yang dikandung dalam batuan tersebut.
 - e) Untuk korelasi antar batuan batuan yang terdapat di alam (biostratigrafi) yaitu dengan dasar kandungan fosil yang sejenis/seumur.

PERTANYAAN ULANGAN

1. Jelaskan pengertian /definisi dari Paleontologi?
2. Sebutkan hubungan paleontologi dengan ilmu lainnya?
3. Jelaskan konsep dalam Paleontologi?
4. Jelaskan pengertian / definisi fosil dan sebutkan pula jenis-jenis fosil ?
5. Jelaskan apa yang saudara ketahui tentang Hukum Suksesi Fauna?
6. Jelaskan apa itu fosil ancestor dan fosil descendant ?
7. Jelaskan hubungan antara fosil dan batuan ?

10

Geologi Sejarah

10.1. Pendahuluan

Geologi sejarah pada hakekatnya adalah ilmu yang mempelajari sejarah perkembangan bumi melalui kajian terhadap pembentukan batuan-batuan yang ada di bumi dalam konteks ruang dan waktu. Dengan demikian maka geologi sejarah adalah menguraikan kapan suatu batuan terbentuk (umur batuan), dimana batuan tersebut terbentuk (lingkungan pengendapan), dan proses-proses geologi apa saja yang telah terjadi pada batuan tersebut (gaya-gaya endogen dan eksogen) serta bagaimana kondisi batuan saat ini (proses-proses dan jentera geomorfik). Dengan kata lain, mempelajari geologi sejarah tidak lain adalah menguraikan tentang proses dan perkembangan cekungan, proses dan perkembangan tektonik, dan proses perkembangan bentangalamnya.

Sejarah geologi dibahas menurut urutan waktu dari yang tertua ke yang paling muda disusun secara naratif dan pembahasan dari setiap jaman yang meliputi; 1) proses sedimentasi yang bagaimana, dimana, dan membentuk apa; 2) proses tektonik apa yang mengikutinya, kapan, dan apa akibatnya; 3) proses geologi muda apa, bagaimana yang selanjutnya, kapan dan apa bentuknya.

1. Proses dan Perkembangan Cekungan (Sejarah Sedimentasi)

Proses dan perkembangan cekungan adalah suatu uraian tentang sejarah sedimentasi dari batuan-batuan yang diendapkan dalam satu cekungan. Sejarah sedimentasi suatu cekungan dapat berupa perulangan dari proses transgresi dan regresi dari endapan batuanannya dalam rentang waktu geologi tertentu.

2. Proses dan Perkembangan Tektonik (Sejarah Tektonik)

Proses dan perkembangan tektonik adalah uraian tentang sejarah kejadian tektonik dalam suatu cekungan yang menyangkut orogenesis (pembentukan pegunungan: pelipatan, pensesaran, dan atau aktivitas magmatis) yang melibatkan batuan-batuan yang ada dalam suatu cekungan dalam rentang waktu geologi.

3. Proses dan Perkembangan Bentangalam (Paleogeografi)

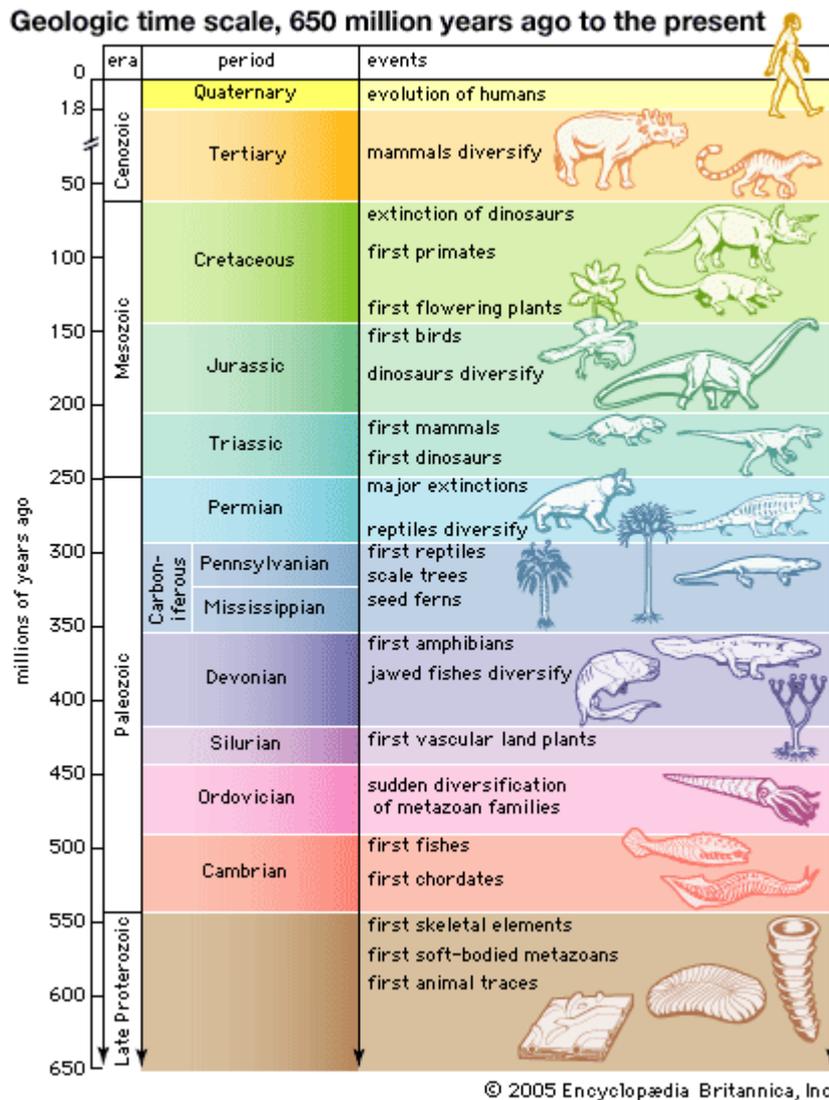
Proses dan perkembangan bentangalam adalah uraian tentang sejarah perkembangan bentuk bentangalam dalam suatu cekungan, yang terdiri dari proses-proses geomorfologi (pelapukan, erosi, sedimentasi), stadia erosi dan jentera (stadia) geomorfologi. Proses dan perkembangan bentangalam harus menjelaskan tentang proses-proses geomorfologi apa saja yang terjadi dan jentera/stadia bentangalamnya.

Berdasarkan ketiga proses tersebut diatas, maka sejarah geologi dari suatu wilayah harus mencakup penjelasan tentang: **kapan** (urutan umur pembentukan batuan dalam suatu cekungan), **apa** (jenis litologi/batuanannya), dan **dimana** (pada lingkungan apa batuan tersebut diendapkan). Adapun proses dan perkembangan tektonik harus menjelaskan **kapan** (waktu terjadinya tektonik/orogenesis:

perlipatan, patahan, aktivitas magmatis), **apa** (batuan apa saja yang mengalami perlipatan, pensesaran, ataupun penerobosan oleh batuan intrusi), Disamping itu analisa mengenai arah gaya dan mekanisme struktur geologi merupakan unsur yang terpenting dari uraian pembentukan dan sejarah tektonik dari suatu wilayah.

10.2. Sejarah Bumi

Skala waktu geologi digunakan oleh para ahli geologi dan ilmuwan lain untuk menjelaskan waktu dan hubungan antar peristiwa yang terjadi sepanjang sejarah Bumi. Gambar 10-1 mengilustrasikan peristiwa-peristiwa yang terjadi sepanjang 650 juta tahun lalu pada skala waktu geologi, yaitu dimulai dengan kemunculan dan kepunahan jejak-jejak binatang hingga peristiwa evolusi manusia.



Gambar 10-1 Umur Bumi dalam Skala Waktu Geologi dan Peristiwa dan Kejadian pada setiap periode.

Waktu geologi bumi disusun menjadi beberapa satuan menurut peristiwa yang terjadi pada setiap zamane. Masing-masing zaman pada skala waktu biasanya ditandai dengan peristiwa besar geologi atau paleontologi, seperti kepunahan massa. Sebagai contoh, batas antara zaman **Kapur** dan **Paleogen** didefinisikan dengan peristiwa **kepunahan dinosaurus** dan berbagai spesies laut. Periode yang lebih tua, yang tak memiliki peninggalan fosil yang dapat diandalkan perkiraan usianya, didefinisikan dengan umur absolut. Rentang waktu geologi diklasifikasikan dari yang terbesar ke yang terkecil adalah Eon, Era, Period, Epoch, dan Stage. Dalam bahasa Indonesia, **Eon**

diterjemahkan menjadi Masa, **Era** dengan **Kurun**, **Period** diterjemahkan menjadi **Zaman**, sedangkan **Epoch** diterjemahkan menjadi **Kala**.

Sejarah geologi bertujuan untuk mengetahui perkembangan sejarah bumi dengan cara mempelajari batuan. Untuk mempelajari geologi sejarah, para ahli kebumiharian mempelajarinya dengan menganalisa batuan untuk menentukan struktur, komposisi, dan hubungan diantaranya dan mengkaji sisa-sisa kehidupan masa lampau yang terdapat dalam batuan. Sebagaimana diketahui bahwa bumi terbentuk 4.5 milyar tahun yang lalu. Mengingat rentang waktu yang sangat panjang sejak pembentukan awal batuan diketahui lebih kurang 4 milyar tahun yang lalu maka para ahli geologi sejarah membaginya menjadi 4 kurun utama, yaitu: 1). Prakambrium; 2). Paleozoikum; 3). Mesozoikum; dan 4). Kenozoikum.

10.3. Prakambrium.

Prakambrium adalah nama informal untuk kurun-kurun pada skala waktu geologi yang terjadi sebelum kurun Fanerozoikum saat ini. Periodenya dimulai dari pembentukan Bumi sekitar 4500 juta tahun yang lalu hingga evolusi hewan makroskopik bercangkang keras, yang menandai dimulainya. Kambrium, periode pertama dari masa pertama (Paleozoikum) kurun Fanerozoikum, sekitar 542 juta tahun yang lalu. Umumnya Prakambrium dianggap terdiri dari kurun Arkeozoikum dan kurun Proterozoikum.

Kurun Arkeozoikum (4,5 - 2,5 milyar tahun lalu) merupakan masa awal pembentukan batuan kerak bumi yang kemudian berkembang menjadi protokontinen. Batuan masa ini ditemukan di beberapa bagian dunia yang lazim disebut kraton/perisai benua. Batuan tertua tercatat berumur kira-kira 3.800.000.000 tahun. Masa ini juga merupakan awal terbentuknya Indrofer dan Atmosfer serta awal muncul kehidupan primitif di dalam samudera berupa mikro-organisma (bakteri dan ganggang). Fosil tertua yang telah ditemukan adalah fosil *Stromatolit* dan *Cyanobacteria* dengan umur kira-kira 3.500.000.000 tahun.

Kurun Proterozoikum (2,5 milyar - 290 juta tahun lalu) merupakan awal terbentuknya hidrosfir dan atmosfir. Pada masa ini kehidupan mulai berkembang dari organisme bersel tunggal menjadi bersel banyak (*enkaryotes dan prokaryotes*). Menjelang akhir masa ini organisme lebih kompleks, jenis invertebrata bertubuh lunak seperti ubur-ubur, cacing dan koral mulai muncul di laut-laut dangkal, yang bukti-buktinya dijumpai sebagai fosil sejati pertama.

Kecuali pada kurun Kenozoikum, setiap kurun diakhiri oleh adanya perubahan yang besar (signifikan) dari benua dan pegunungan yang ada di Bumi yaitu dengan ditandai oleh munculnya bentuk-bentuk kehidupan dari spesies yang baru. Pada kurun Prakambrium, yaitu periode sebelum Kambrium. Istilah Prakambrium dipakai mengacu pada rentang waktu dari periode bumi sebelum pembentukan batuan-batuan yang tertua yang mengandung fosil diketahui. Dalam beberapa dekade terakhir, walaupun para ahli geologi telah mendapatkan adanya beberapa fosil yang sulit dibedakan yang terdapat pada batuan berumur Prakambrium, sehingga periode ini dikenal juga sebagai kurun Cryptozoikum yang berasal dari kata "Crypt" yang artinya "tersembunyi" dan "zoon" yang artinya "kehidupan".

Selama abad ke 18 para ahli geologi pertama kalinya mulai melakukan pemetaan lapisan-lapisan yang terdapat pada kerak bumi. Dalam pekerjaannya seringkali para ahli geologi menemukan sekelompok batuan yang berupa batuan beku dan metamorf yang berada dibagian paling bawah dan mendasari lapisan-lapisan batuan sedimen tersebut. Lapisan batuan sedimen paling bawah ini disebut sebagai "primary" yang kemudian dikenal dengan "Primary Era" yang diterapkan untuk batuan-batuan sedimen yang tertua yang kemudian dikenal dengan Paleozoikum. Pada tahun 1835 Adam Sedgwick seorang ahli geologi asal Inggris menggunakan nama "Kambrium" untuk lapisan-lapisan sedimen yang paling tua. Kemudian untuk batuan-batuan yang ditutupi oleh sedimen Kambrium ini dikenal dengan istilah batuan "Prakambrium".

Masa Prakambrium meliputi hampir 90% dari keseluruhan sejarah Bumi (lebih dari 4 milyar tahun). Selama zaman Prakambrium, kejadian yang paling penting dalam sejarah kehidupan terjadi pada zaman ini. Bandingkan masa antara pembentukan Bumi dengan mulai munculnya kehidupan di Bumi, lempeng-lempeng tektonik yang berpindah untuk pertama kalinya, mulainya atmosfer diperkaya dengan oksigen, dan sebelum berakhirnya kurun Prakambrium, organisme bersel banyak termasuk munculnya binatang pertama kalinya. Masa Prakambrium menunjukkan pembentukan Bumi sebagai planet termasuk didalamnya pembentukan litosfir, atmosfer dan hidrosfir serta biosfir yang menstranformasikan Bumi dan suatu planet yang mati menjadi suatu planet yang hidup.

Periode zaman Prakambrium tidak banyak diketahui secara baik, hal ini dikarenakan:

- a. Batuan batuan yang berumur Prakambrium jarang tersingkap dipermukaan bumi.
- b. Kebanyakan batuan berumur Prakambrium sudah banyak yang tererosi atau mengalami metamorfosa.
- c. Hampir semua batuan Prakambrium berada jauh didalam bumi ditutupi oleh batuan batuan yang lebih muda.
- d. Jarang diketemukan fosil

Informasi yang banyak diperoleh untuk mengetahui masa Prakambrium diperoleh dari Kraton Benua, yaitu bagian dari benua yang tidak mengalami deformasi sejak zaman Prakambrium atau Awal zaman Plaeozoikum. Kraton benua yang tersingkap dikenal sebagai Perisai Prakambrium, contohnya adalah Perisai Canada. Kraton benua terdiri dari sebagian besar batuan beku dan batuan metamorf sedangkan batuan sedimen hanya sedikit. Masa awal dari zaman Prakambrium merupakan masa dimana terjadinya perubahan besar dan pembentukan Bumi. Tidak terekam adanya batuan.

1. Terbentuknya Bumi dan Sistem Tata Surya
2. Bumi mengalami diferensiasi membentuk kerak, mantel dan inti bumi
3. Terbentuknya atmosfer: H₂O, H₂, HCl, CO, CO₂, N₂, dan gas Sulfur. Sedikit sekali atau tidak terdapat oksigen bebas (O₂).
4. Terbentuk kondensasi uap air hujan, air permukaan membentuk danau, sungai, dan lautan pada kerak benua. Kerak benua kemungkinan terbentuk pertama kalinya 4 milyar tahun yang lalu, sedangkan batuan tertua di Bumi berumur 3,96 milyar tahun.

10.4. Paleozoikum

Paleozoikum (Paleozoikum berasal dari bahasa Yunani, yaitu *palaios*, yang artinya "tua/purba" dan *zoion*, yang artinya "hewan", dengan demikian paleozoikum mengacu pada "kehidupan purba". Paleozoikum adalah masa pertama dari tiga masa pada kurun Fanerozoikum. Masa ini berlangsung pada kurang lebih 542 sampai 251 juta tahun yang lalu, dan dibagi menjadi enam periode, berturut-turut dari yang paling tua: Kambrium, Ordovisium, Silur, Devon, Karbon, dan Perm.

Zaman Kambrium adalah periode pada skala waktu geologi yang dimulai pada sekitar $542 \pm 1,0$ jtl (juta tahun lalu) di akhir kurun Proterozoikum dan berakhir pada sekitar $488,3 \pm 1,7$ jtl dengan dimulainya zaman Ordovisium. Zaman ini merupakan periode pertama masa Paleozoikum dari kurun Fanerozoikum. Nama "Kambrium" berasal dari *Cambria*, nama klasik untuk Wales, wilayah asal batuan dari periode ini pertama kali dipelajari.

Zaman Ordovisium adalah suatu periode pada kurun Paleozoikum yang berlangsung antara $488,3 \pm 1,7$ hingga $443,7 \pm 1,5$ juta tahun lalu. Zaman ini melanjutkan zaman Kambrium dan diikuti oleh periode Silur. Zaman yang namanya diperoleh dari salah satu suku di Wales, Ordovices, ini didefinisikan oleh Charles Lapworth pada tahun 1879 untuk menyelesaikan persengketaan antara pengikut Adam Sedgwick dan Roderick Murchison yang masing-masing mengelompokkan lapisan batuan yang sama di Wales utara masuk dalam periode Kambrium dan Silur. Lapworth mengamati

bahwa fosil fauna pada strata yang dipersengketakan ini berbeda dengan fauna pada periode Kambrium maupun Silur sehingga seharusnya memiliki periode tersendiri.

Zaman Silur adalah periode pada skala waktu geologi yang berlangsung mulai akhir zaman Ordovisium, sekitar $443,7 \pm 1,5$ juta tahun lalu, hingga awal zaman Devon, sekitar $416,0 \pm 2,8$ juta tahun yang lalu. Seperti periode geologi lainnya, lapisan batuan yang menentukan awal dan akhir periode ini teridentifikasi dengan baik, tapi tanggal tepatnya memiliki ketidakpastian sebesar 5-10 juta tahun. Awal zaman Silur ditentukan pada suatu peristiwa kepunahan besar 60% species laut (peristiwa kepunahan Ordovisium-Silur).

Zaman Devon adalah zaman pada skala waktu geologi yang termasuk dalam kurun Paleozoikum dan berlangsung antara $416 \pm 2,8$ hingga $359,2 \pm 2,5$ juta tahun yang lalu. Namanya berasal dari Devon, Inggris, tempat pertama kalinya batuan Exmoor yang berasal dari periode ini dipelajari. Semasa zaman Devon, ikan pertama kali berevolusi dan memiliki kaki serta mulai berjalan di darat sebagai tetrapoda sekitar 365 juta tahun yang lalu. Tumbuhan berbiji pertama tersebar di daratan kering dan membentuk hutan yang luas. Di laut, hiu primitif berkembang lebih banyak dibanding periode Silur dan Ordovisium akhir. Ikan bersirip (*lobe-finned*, *Sarcopterygii*), ikan bertulang (*bony fish*, *Osteichthyes*) serta moluska amonite muncul untuk pertama kalinya. Trilobit, brachiopoda mirip moluska, dan terumbu karang besar juga masih sering ditemukan. Kepunahan Devon Akhir sangat memengaruhi kehidupan laut. Paleogeografi didominasi oleh superbenua didominasi oleh superbenua Gondwana di selatan, benua Siberia di utara, serta pembentukan awal superbenua Euramerika di bagian tengah.

Zaman Karbon adalah suatu zaman dalam skala waktu geologi yang berlangsung sejak akhir periode Devon sekitar $359,2 \pm 2,5$ juta tahun yang lalu hingga awal zaman Perm sekitar $299,0 \pm 0,8$ juta tahun yang lalu. Seperti halnya zaman geologi yang lebih tua lainnya, lapisan batuan yang menentukan awal dan akhir zaman ini teridentifikasi dengan baik, tapi tanggal tepatnya memiliki ketidakpastian sekitar 5-10 juta tahun. Nama "karbon" diberikan karena adanya lapisan tebal gamping pada periode ini yang ditemukan di Eropa Barat. Dua pertiga masa awal periode ini disebut subperiode Mississippian dan sisanya disebut sub-zaman, yaitu subzaman Pennsylvanian. Tumbuhan berdaun konifer muncul pada zaman yang penting ini.

Zaman Perm adalah zaman dalam skala waktu geologi yang berlangsung antara $299,0 \pm 0,8$ hingga $251,0 \pm 0,4$ juta tahun yang lalu. Periode ini merupakan periode terakhir dalam era Paleozoikum. Perm dikelompokkan menjadi 3 (tiga) kala, yaitu Lopingian, Guadalupian, dan Cisuralian.

10.5. Mesozoikum

Mesozoikum berasal dari bahasa Yunani, yaitu: meso artinya "antara" dan zoon, yang artinya "hewan" dengan demikian mesozoikum berarti "hewan pertengahan". Kurun Mesozoikum adalah salah satu dari tiga kurun geologi pada masa Fanerozoikum. Pembagian waktu menjadi era ini diawali oleh Giovanni Arduino pada abad ke-18, walaupun nama asli yang diberikannya untuk Mesozoikum adalah Sekunder (menjadikan kurun modern menjadi Tersier). Kurun yang berlangsung antara Paleozoikum dan Kenozoikum ini sering pula disebut Zaman Kehidupan Pertengahan atau Zaman Dinosaur, mengikuti nama fauna yang dominan pada masa itu.

Mesozoikum ditandai dengan aktivitas tektonik, iklim, dan evolusi. Benua-benua secara perlahan mengalami pergeseran dari saling menyatu satu sama lain menjadi seperti keadaannya saat ini. Pergeseran ini menimbulkan spesiasi dan berbagai perkembangan evolusi penting lainnya. Iklim hangat yang terjadi sepanjang periode juga memegang peranan penting bagi evolusi dan diversifikasi spesies hewan baru. Pada akhir zaman ini, dasar-dasar kehidupan modern terbentuk. Mesozoikum berlangsung kurang lebih selama 180 juta tahun, antara 251 hingga 65 juta tahun yang lalu. Era ini dibagi menjadi tiga periode: Trias, Jura, dan Kapur.

Zaman Trias adalah suatu zaman dalam skala waktu geologi yang berlangsung antara $251 \pm 0,4$ hingga $199,6 \pm 0,6$ juta tahun yang lalu. Zaman ini berlangsung setelah Permian dan diikuti oleh Jura. Awal dan akhir zaman Trias masing-masing ditandai dengan peristiwa kepunahan besar. Peristiwa kepunahan yang mengakhiri zaman Trias baru-baru ini berhasil ditentukan waktunya secara lebih akurat, tapi sebagaimana halnya dengan zaman geologi lain yang lebih tua, lapisan batuan yang mencirikan awal dan akhir teridentifikasi dengan baik, tapi waktu persis awal dan akhir periode ini memiliki ketidakpastian sebanyak beberapa juta tahun. Semasa zaman Trias, kehidupan laut dan daratan menunjukkan sebaran adaptif yang dimulai dengan biosfer yang sangat miskin setelah peristiwa kepunahan zaman Permian-Trias. Karang dari kelompok *Zoantharia* muncul untuk pertama kalinya. Tumbuhan berbiji tertutup (*Angiospermae*) mungkin mulai berkembang pada periode Trias, seperti juga vertebrata terbang pertama, pterosaurus.

Zaman Jura adalah suatu zaman utama dalam skala waktu geologi yang berlangsung antara $199,6 \pm 0,6$ hingga $145,4 \pm 4,0$ juta tahun yang lalu, setelah zaman Trias dan mendahului zaman Kapur. Lapisan batuan yang mencirikan awal dan akhir zaman ini teridentifikasi dengan baik, tapi waktu tepatnya mengandung ketidakpastian sebesar 5 hingga 10 juta tahun. Jura merupakan periode pertengahan kurun Mesozoikum, yang dikenal juga dengan "ZamanDinosaurus". Awal periode ini ditandai dengan peristiwa kepunahan zaman Trias-Jura. Nama zaman ini diberikan oleh Alexandre Brogniart berdasarkan banyaknya batugamping yang ditemukan di Pegunungan Jura, di daerah pertemuan Jerman, Perancis, dan Swiss.

Zaman Kapur atau **Cretaceous** adalah salah satu zaman pada skala waktu geologi yang bermula pada akhir periode Jura dan berlangsung hingga awal Paleosen atau sekitar $145,5 \pm 4,0$ hingga $65,5 \pm 0,3$ juta tahun yang lalu. Zaman ini merupakan periode geologi yang paling lama dan mencakup hampir setengah dari kurun Mesozoikum. Akhir zaman ini menandai batas antara Mesozoikum dan Kenozoikum. Zaman ini ditandai sebagai suatu periode terpisah pertama kali oleh ahli geologi Belgia, Jean d'Omalius d'Hallooy, pada tahun 1822 dengan menggunakan stratum di Cekungan Paris dan mendapat namanya berdasarkan banyaknya lapisan batuan karbonat (kalsium karbonat yang terbentuk oleh cangkang invertebrata laut, terutama *coccolith*) yang ditemukan pada zaman Kapur Akhir di Eropa daratan dan Kepulauan Britania.

10.6. Kenozoikum

Kenozoikum (Berasal dari bahasa Yunani, yaitu: *kainos*, yang artinya "baru", dan *zoe*, yang artinya "kehidupan", atau dengan kata lain Kenozoikum berarti "kehidupan baru"). Kurun Kenozoikum adalah kurun terakhir dari tiga kurun dalam skala waktu geologi. Kurun ini berlangsung selama 65,5 juta tahun sampai sekarang, setelah peristiwa kepunahan massal zaman Kapur ke zaman Tersier pada akhir zaman Kapur yang menandai punahnya dinosaurus tanpa bulu dan berakhirnya kurun Mesozoikum.

Kurun Kenozoikum dikelompokkan menjadi 2 (dua) zaman yang setara, yaitu zaman Tersier yang mencakup hampir seluruh kurun Kenozoikum dan zaman Kuartar yang mencakup kurang lebih 1 juta tahun yang lalu. Lebih dari 95% kurun Kenozoikum kepunyaan zaman Tersier. Dari tahun 1760-1770, Giovanni Arduino sebagai inspektur tambang di Tuscany dan professor mineralogi dari Padua, membagi skala waktu geologi menjadi 4 kelas berdasarkan urutan batuan yang ada di Bumi, yaitu dengan istilah **Primitif**, **Primer**, **Sekunder**, dan **Tersier**. Selama abad ke 18 istilah Primer, Sekunder dan Tersier diberikan terhadap urutan-urutan lapisan batuan, dimana Primer merupakan batuan batuan yang paling tua sedangkan Tersier untuk batuan-batuan yang lebih muda atau paling muda. Pada tahun 1829 P.G. Desnoyers menambahkan pembagian skala waktu geologi yaitu dengan yang ke-empat, yaitu **Kuartar**. Pembagian ini kemudian ditinggalkan, dimana Primitif dan Primer menjadi kurun **Paleozoikum**, sedangkan Sekunder menjadi kurun **Mesozoikum**, akan tetapi istilah Tersier dan Kuartar masih tetap dipakai Untuk dua tahapan utama dalam kurun Kenozoikum. Kurun Kenozoikum dimulai kurang lebih 65 juta tahun yang lalu dengan punahnya Dinosaurus dan berlanjut hingga saat ini. Selama 65 juta tahun terakhir, benua Pangea mengalami pemecahan

menjadi beberapa benua dan pecahan pecahan benua ini saling bergerak hingga keposisi seperti yang kita lihat saat ini. Pada awal kurun Kenozoikum, Greenland mulai memisahkan diri dari Eropa, Antartika dari Australia, serta Afrika dan India juga memisahkan diri. Lautan Atlantik mengalami pemekaran melalui suatu lembah yang sempit yang dikenal saat ini sebagai punggung tengah samudra. India bergerak melewati samudra India dan bertabrakan dengan benua Asia membentuk pegunungan Himalaya. Sistem rangkaian pegunungan Alpine – Himalaya terbentuk; Rifting yang berasosiasi dengan aktivitas gunungapi terjadi di Afrika, Eropa, Asia, dan Antartika. Amerika Utara dan Amerika Selatan bergerak kearah barat melewati sebagian samudra Pasifik. Pergerakan ini menimbulkan tekanan yang menyebabkan pantai bagian barat kedua benua (Amerika Utara dan Amerika Selatan) terbentuk pegunungan Rocky dan pegunungan Andes. Sebagian dari dasar samudra Pasifik menyusup kedalam benua Amerika yang menyebabkan pelelehan dan membentuk gunungapi Cascade dan Andes di permukaan yang mewakili busur gunungapi baru yang saling berasosiasi dengan struktur yang lama. Busur gunungapi hingga saat ini tetap aktif.

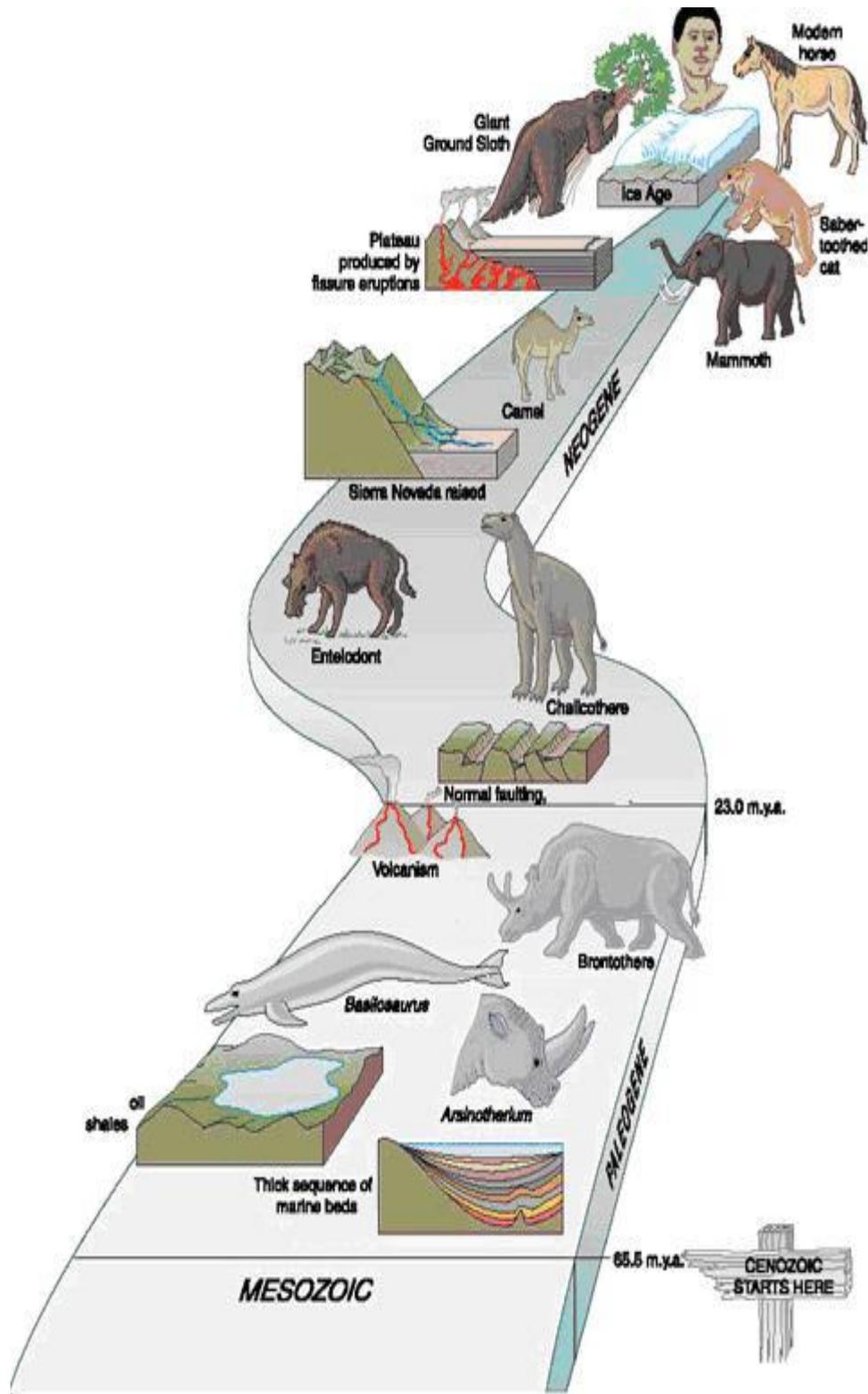
Setelah punahnya dinosaurus, banyak tempat di atas permukaan bumi yang tiba tiba terjadi kekosongan akibatnya punahnya dinosaurus. Pada awal Kenozoikum, binatang mamalia kecil yang menyerupai tikus mulai berkembang biak dan tersebar secara cepat serta mengalami diversifikasi dalam kelompoknya dan juga dalam ukurannya. Kemudian, daratan dan hutan yang ada di bumi dihuni oleh Badak Raksasa dan Gajah Raksasa, Singa, Kuda dan Rusa. Di udara dihuni oleh Kelelawar dan Burung sedangkan di laut diisi oleh ikan paus, hiu dan binatang laut lainnya. Selama kurun Kenozoikum banyak organisme yang mengalami kepunahan, tetapi tidak sebanyak binatang dan tumbuhan yang hilang/punah seperti pada kurun Mesozoikum dan kurun Paleozoikum.

Kurun Kenozoikum dibagi menjadi dua zaman, yaitu: Paleogen dan Neogen, dimana kedua zaman dibagi-bagi lagi menjadi beberapa kala. Zaman paleogen terbagi dalam kala Paleosen, Eosen, dan Oligosen, sedangkan zaman neogen terdiri dari kala Miosen dan Pliosen. Kurun Kenozoikum dapat pula dibagi menjadi Tersier (kala Paleosen hingga kala Pliosen) dan Kuartar (kala Pleistosen hingga kala Holosen).

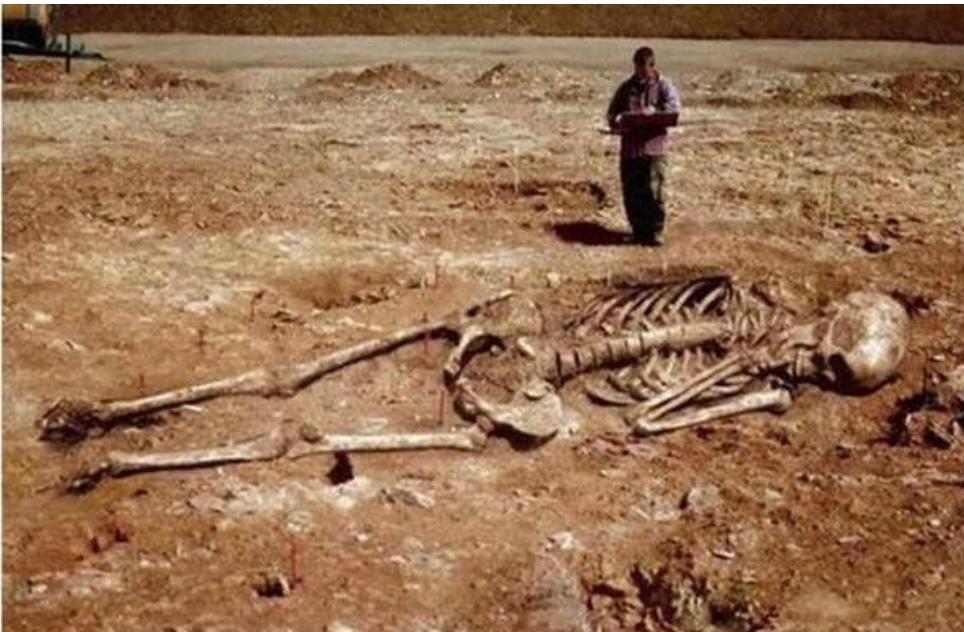
Paleogen adalah periode dalam skala waktu geologi yang merupakan bagian pertama dari kurun Kenozoikum dan berlangsung selama 42 juta tahun antara $65,5 \pm 0,3$ hingga $23,03 \pm 0,05$ juta tahun yang lalu. Periode ini terdiri dari kala Paleosen, Eosen, dan Oligosen, dan dilanjutkan oleh kala Miosen pada periode Neogen. Paleogen merupakan saat pertama berkembangnya mamalia dari jumlah yang sedikit dan bentuk yang sederhana, hingga membengkak menjadi beragam jenis pada akhir kepunahan massal yang mengakhiri periode Kapur (kurun Mesozoikum) sebelumnya. Beberapa mamalia ini akan berevolusi menjadi bentuk yang lebih besar yang mendominasi daratan, dan ada pula yang berevolusi menjadi mampu hidup di lingkungan lautan, daratan khusus, dan bahkan di udara. Burung juga berkembang pesat pada zaman ini menjadi kurang lebih bentuk modern yang dikenal saat ini. Cabang kehidupan lain di bumi bertahan relatif tidak berubah dibandingkan dengan perubahan yang dialami burung dan mamalia pada periode ini. Iklim menjadi lebih dingin sepanjang Paleogen dan batas laut menyusut di Amerika Utara di awal zaman ini.

Neogen adalah suatu periode bagian dari kurun Kenozoikum pada skala waktu geologi yang dimulai sejak 23.03 ± 0.05 juta tahun yang lalu, melanjutkan zaman Paleogen. Berdasarkan usulan terakhir dari International Commission on Stratigraphy, Neogen terdiri dari kala Miosen, Pliosen, Pleistosen, dan Holosen dan berlangsung hingga saat ini. Sistem Neogen (formal) dan Sistem Tersier (informal) merupakan istilah untuk batuan yang terbentuk pada zaman ini. Neogen berlangsung kurang lebih selama 23 juta tahun. Selama zaman ini, mamalia dan burung berevolusi dengan pesat; genus *Homo* juga mulai muncul pada periode ini. Bentuk kehidupan lain relatif tidak berubah. Terjadi beberapa gerakan benua, dengan peristiwa yang paling penting adalah terhubungnya Amerika Utara dan Selatan pada akhir Pliosen. Iklim mendingin sepanjang periode ini yang memuncak pada glasiasi kontinental pada zaman Kuartar. Pada gambar 10-2 digambarkan beberapa peristiwa-geologi serta perkembangan kehidupan yang mendominasi selama kurun Kenozoikum (± 65 juta tahun yang lalu). Manusia mulai terlihat selama 2 juta tahun terakhir, yaitu pada kala Pleistosen. Pada 10000 tahun terakhir, sesuatu yang masih gelap dalam waktu geologi,

manusia tersebar melewati daratan dan lautan, yang merubah roman muka bumi dengan kota-kota dan lahan lahan pertanian, menghancurkan beberapa tumbuhan dan binatang serta mendominasi kehidupan dimuka bumi.



Gambar 10-2 Kehidupan yang mendominasi pada kurun Kenozoikum.



Gambar 10-3 Kerangka manusia “Aad” yang ditemukan oleh tim eksplorasi perusahaan minyak Aramco di “Arabian Desert” atau “Rab-Ul-Khalee”. Sebagaimana tertulis dalam Al-Quran surat Al A’raaf ayat 65-72 Manusia *Aad* diciptakan Allah sebagai manusia yang tinggi besar dan kuat yang hidup pada zaman nabi HUD.

RINGKASAN

- **Geologi sejarah** adalah uraian yang menyangkut kronologi kejadian batuan-batuan yang terdapat di bumi dalam konteks ruang dan waktu
- **Sejarah Cekungan** adalah suatu uraian tentang sejarah sedimentasi batuan-batuan yang ada dan diendapkan di dalam cekungan. Sejarah sedimentasi suatu cekungan dapat berupa perulangan dari proses transgresi dan regresi dari endapan batumannya dalam rentang waktu geologi tertentu.
- **Sejarah Tektonik** adalah uraian tentang sejarah kejadian tektonik dalam suatu cekungan yang menyangkut orogenesis (pembentukan pegunungan: perlipatan, pensesaran, dan atau aktivitas magmatis) yang melibatkan batuan-batuan yang ada dalam suatu cekungan.
- **Sejarah Bentangalam** adalah uraian tentang sejarah perkembangan bentuk bentangalam dalam suatu cekungan, yang terdiri dari proses-proses geomorfologi (pelapukan, erosi, sedimentasi), stadia erosi dan jentera (stadia) geomorfologi.
- **Skala Waktu Geologi** disusun menjadi beberapa unit menurut peristiwa yang terjadi pada tiap periode. Masing-masing zaman pada skala waktu biasanya ditandai dengan peristiwa besar geologi atau paleontologi, seperti kepunahan massal. Skala waktu geologi digunakan oleh para ahli geologi dan ilmuwan lain untuk menjelaskan waktu dan hubungan antar peristiwa yang terjadi sepanjang sejarah Bumi.
- **Prakambrium** adalah nama informal untuk kurun-kurun pada skala waktu geologi yang terjadi sebelum kurun Fanerozoikum saat ini. Periodenya dimulai dari pembentukan Bumi sekitar 4500 juta tahun yang lalu hingga evolusi hewan makroskopik bercangkang keras, yang menandai dimulainya Kambrium, periode pertama dari masa pertama (Paleozoikum) kurun Fanerozoikum, sekitar 542 juta tahun yang lalu. Umumnya Prakambrium dianggap terdiri dari kurun Arkeozoikum dan kurun Proterozoikum.
- **Kurun Arkeozoikum** (4,5-2,5 milyar tahun lalu) merupakan masa awal pembentukan batuan kerak bumi yang kemudian berkembang menjadi protokontinen. Batuan masa ini ditemukan di beberapa bagian dunia yang lazim disebut kraton/perisai benua. Batuan tertua tercatat berumur kira-kira 3.800.000.000 tahun. Masa ini juga merupakan awal terbentuknya Indrofer dan Atmosfer serta awal muncul kehidupan primitif di dalam samudera berupa mikro-organisma (bakteri dan ganggang). Fosil tertua yang telah ditemukan adalah fosil *Stromatolit* dan *Cyanobacteria* dengan umur kira-kira 3.500.000.000 tahun.
- **Kurun Proterozoikum** (2,5 milyar-290 juta tahun lalu) merupakan awal terbentuknya hidrosfir dan atmosfer. Pada masa ini kehidupan mulai berkembang dari organisme bersel tunggal menjadi bersel banyak (*enkaryotes* dan *prokaryotes*). Menjelang akhir masa ini organisme lebih kompleks, jenis invertebrata bertubuh lunak seperti ubur-ubur, cacing dan koral mulai muncul di laut-laut dangkal, yang bukti-buktinya dijumpai sebagai fosil sejati pertama.
- **Paleozoikum** (Paleozoikum berasal dari bahasa Yunani, yaitu *palaio*, yang artinya "tua/purba" dan *zoion*, yang artinya "hewan", dengan demikian paleozoikum mengacu pada "kehidupan purba". Paleozoikum adalah masa pertama dari tiga masa pada kurun Fanerozoikum. Masa ini berlangsung pada kurang lebih 542 sampai 251 juta tahun lalu, dan dibagi menjadi enam periode, berturut-turut dari yang paling tua: Kambrium, Ordovisium, Silur, Devon, Karbon, dan Perm.
- **Mesozoikum** berasal dari bahasa Yunani, yaitu: *meso* artinya "antara" dan *zoon*, yang artinya "hewan" dengan demikian mesozoikum berarti "hewan pertengahan". Kurun Mesozoikum adalah salah satu dari tiga kurun geologi pada masa Fanerozoikum. Pembagian waktu menjadi era ini diawali oleh Giovanni Arduino pada abad ke-18, walaupun nama asli yang diberikannya

untuk Mesozoikum adalah *Sekunder* (menjadikan kurun modern menjadi *Tersier*). Kurun yang berlangsung antara Paleozoikum dan Kenozoikum ini sering pula disebut *Zaman Kehidupan Pertengahan* atau *Zaman Dinosaurius*, mengikuti nama fauna yang dominan pada masa itu.

- **Kenozoikum** (Berasal dari bahasa Yunani, yaitu: *kainos*, yang artinya "baru", dan *zoe*, yang artinya "kehidupan", atau dengan kata lain Kenozoikum berarti "kehidupan baru"). Kurun Kenozoikum adalah kurun terakhir dari tiga kurun dalam skala waktu geologi. Kurun ini berlangsung selama 65,5 juta tahun sampai sekarang, setelah peristiwa kepunahan massal zaman Kapur ke zaman Tersier pada akhir zaman Kapur yang menandai punahnya dinosaurus tanpa bulu dan berakhirnya kurun Mesozoikum.

PERTANYAAN ULANGAN

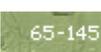
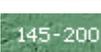
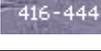
1. Data dan informasi apa saja yang diperlukan guna mengetahui sejarah geologi suatu wilayah ?
2. Jelaskan peristiwa geologi yang terpenting pada kurun Paleozoikum ?
3. Jelaskan peristiwa geologi yang terpenting pada kurun Mesozoikum ?
4. Jelaskan peristiwa geologi yang terpenting pada kurun Kenozoikum ?
5. Jelaskan peristiwa geologi yang terpenting pada zaman Kuartar ?

11

Paleogeografi Bumi

11.1. Pendahuluan

Paleogeografi adalah gambaran keadaan fisik bumi serta kondisi iklim pada masa lalu didasarkan atas ekologi kehidupan organisme yang dipelajari dari fosilnya. Sepanjang sejarah bumi, kondisi iklim dan geografi bumi telah mengalami banyak perubahan dan perkembangan, dimulai sejak bumi terbentuk pada 4.5 milyar tahun lalu yang kemudian berkembang hingga zaman Kuartar dimana kita hidup saat ini. Gambar 11-1 menunjukkan urutan zaman dalam sejarah bumi mulai dari zaman Prakambrium (4650 – 542) juta tahun yang lalu hingga zaman Kuartar (1.8 juta tahun lalu hingga saat ini).

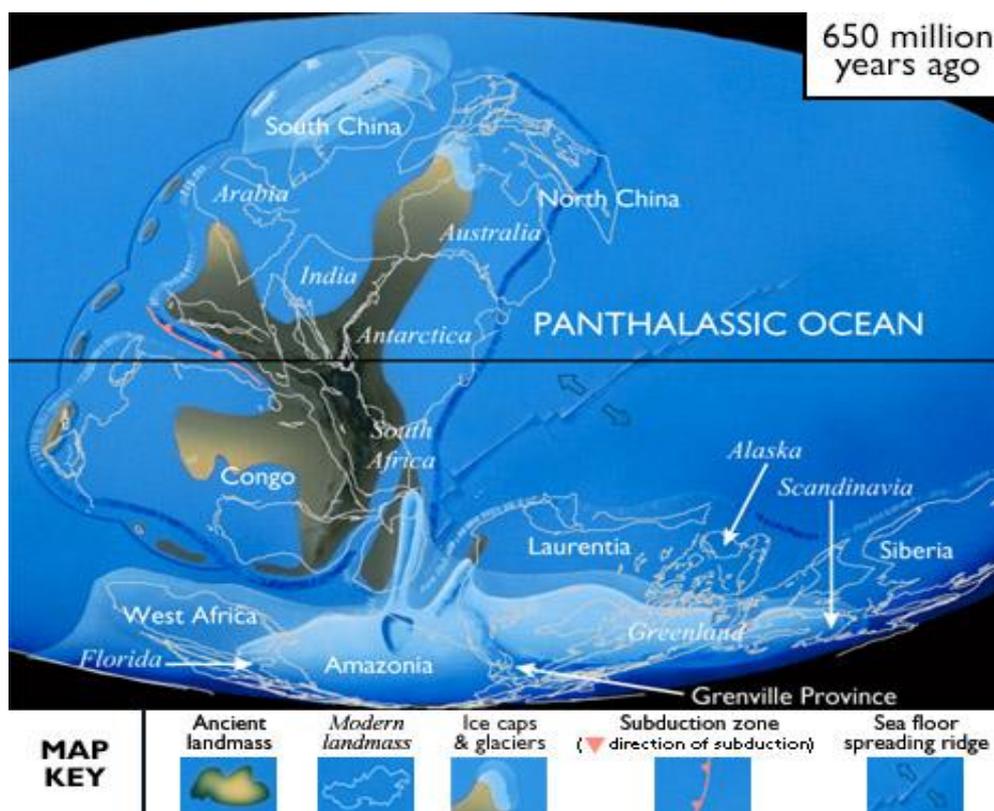
 0-1.8	Zaman Kuartar (Quaternary)
 1.8-65	Zaman Tersier (Tertiary)
 65-145	Zaman Kapur (Cretaceous)
 145-200	Zaman Jura (Jurassic)
 200-251	Zaman Trias (Triassic)
 251-299	Zaman Perm (Permian)
 299-359	Zaman Karbon (Carboniferous)
 359-416	Zaman Devon (Devonian)
 416-444	Zaman Silur (Silurian)
 444-488	Zaman Ordovisium (Ordovician)
 488-542	Zaman Kambrium (Cambrian)
 542-4650	Zaman Prakambrium (Precambrian)

Gambar 11-1 Zaman dalam sejarah bumi mulai dari Pra-kambrium hingga Kuartar dalam Jutaan Tahun.

11.2. Paleogeografi Zaman Prakambrium (4000-543 Juta Tahun Lalu)

▪ Paleontologi dan Iklim.

Bumi terbentuk kurang lebih 4,5 milyar tahun lalu dan 4 milyar tahun setelah pembentukannya atau tujuh perdelapan dari umur bumi, organisme yang hidup di bumi hanyalah organisme bersel tunggal. Periode waktu yang sangat lama ini disebut sebagai zaman **Prakambrium**, dan pada periode ini dibagi dalam 2 (dua) masa, yaitu masa Archean (kurang lebih 4 – 2,5 milyar tahun lalu) dan masa Proterozoic (2,5 milyar tahun lalu – 543 juta tahun lalu). Peristiwa yang sangat penting selama masa Pra-kambrium adalah perkembangan dari sejarah organisme (biologi) selama kurun tersebut. Kajian yang komprehensif terhadap pembentukan bumi, asal kehidupan, terbentuknya lempeng tektonik untuk pertama kalinya dan dimulainya pergeseran lempeng, keterlibatan sel eukaryotic, oksigen yang semakin banyak di atmosfer (pengayaan oksigen di atmosfer) terjadi hanya sebelum berakhirnya zaman Pra-kambrium, yaitu pada interval waktu yang dikenal dengan Ediacaran (600 – 542 juta tahun lalu), organisme multisel, termasuk awal dari kemunculan binatang untuk pertama kalinya.



Gambar 11-2 Kondisi Paleogeografi Zaman Pra-kambrium

▪ Paleogeografi.

Superbenua Rodinia adalah benua yang tertua yang terbentuk pada masa Proterozoic Tengah (~1100 juta tahun lalu) dimana pada zaman itu posisi Amerika Utara berada di tengah, Amerika Selatan di sebelah timur, Australia dan Antartika berada di sebelah barat. Ketika lautan Panthalassic terbentuk kurang lebih 750 juta tahun lalu, benua Rodinia pecah menjadi dua bagian. bagian pertama (Amerika Utara) bergeser ke arah selatan melewati kutub, sedangkan bagian lainnya, yaitu Antartika, Australia, India, Arabia, dan sebagian Cina bergeser ke arah kutub utara. Pada akhir Pra-kambrium (~ 600 juta tahun lalu), kedua bagian ini bertabrakan yang menyebabkan terbentuknya kraton baru yang bernama kraton Congo serta terbentuknya superbenua Pannotia.



Hadrophycus immanus

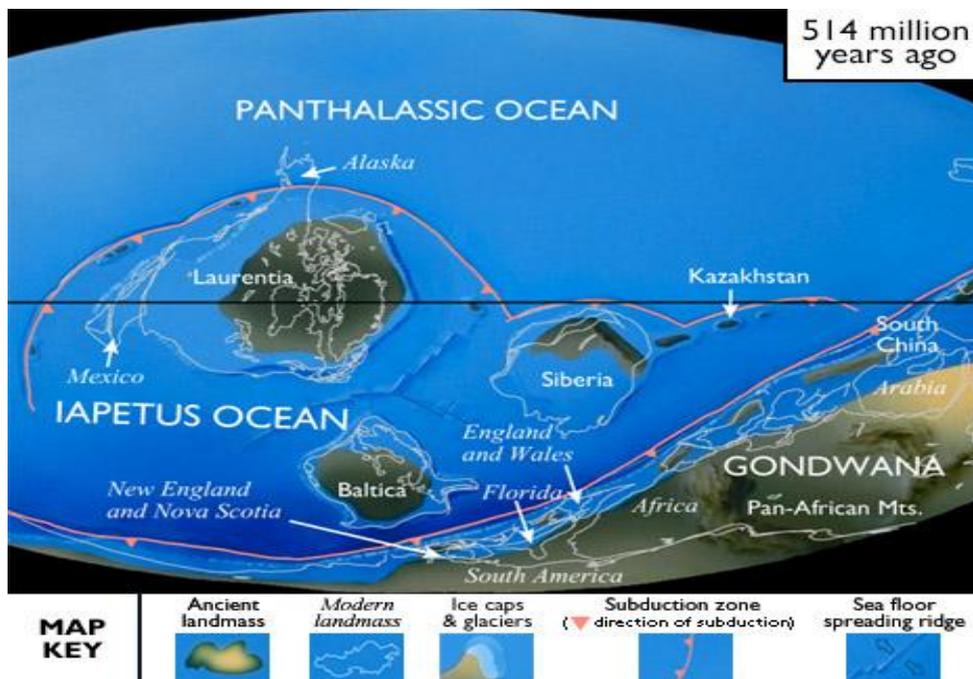


Stromatolites

11.3. Paleogeografi Zaman Kambrium (543 – 490 Juta Tahun Lalu)

▪ **Paleogeografi**

Pada zaman Pra-kambrium **superbenua Pannotia** mulai pecah dan terbentuklah lautan **Iapetus** diantara **Laurentia** (Amerika Utara), **Siberia**, **Baltica** (Eropa Utara), dan **Gondwana** (Amerika Selatan, Australia, Afrika, India, and Antartika). Sepanjang zaman Kambrium, Siberia tetap berada di timur Laurentia, sedangkan Baltica bergeser kearah selatan dari Siberia dan tenggara Laurentia. Benua Gondwana juga bergeser keselatan, dimana benua Gondwana sebagai benua terbesar yang bergerak dari Ekuator ke arah Kutub selatan.



Gambar 11-3 Kondisi Paleogeografi Zaman Kambrium

Kondisi paleogeografi benua Amerika Utara berdasarkan atas bukti-bukti fosil yang dijumpai menunjukkan bahwa daratan Laurentia, yang yang saat ini dikenal sebagai Kanada bagian Timur dan Utara Amerika, yang berada di tengah Ekuator mulai terotasi. Seperti dengan benua pada umumnya, hampir keseluruhan Amerika Utara pada zaman Kambrium berada dibawah air, hanya di bagian tengah benua dijumpai daratan yang tidak begitu luas sebagai memasok sedimen ke laut dangkal. Diluar daerah ini, batugamping laut dangkal diendapkan diluar busur yang tersebar mulai dari Maine Selatan hingga ke Texas dan bahkan hingga ke pegunungan Rocky di Kanada. Di wilayah ini merupakan akumulasi endapan-endapan laut yang agak dalam.

▪ **Paleontologi.**

Binatang binatang dengan tulang yang keras pertama kali muncul pada zaman Kambrium dan keanekaragaman organisme diatas bumi mulai meningkat dengan cepat. Karena hampir semua binatang phyla yang pertama kali terekam sebagai fosil pada batuan berumur Kambrium mempunyai interval waktu hidup yang sangat pendek, maka orang sering menamakannya sebagai “Cambrian Explosion”. Hal ini menandai bahwa batuan Kambrium berisi fosil yang pertama dan yang tertua, akan tetapi kita juga mengetahui bahwa sejarah kehidupan telah dimulai sejak ~ 3,5 milyar tahun lalu, mendekati permulaan zaman Prakambrium. Trilobites dan Brachiopoda, seperti juga archeocyathids dan sejumlah echinodermata yang masih primitif mengisi laut dangkal pada zaman Kambrium. Batu serpih dibagian barat Kanada merupakan pengecualian dimana fosil dari bagian tubuh organisme yang lunak jarang dijumpai dan terawetkan dalam batuan, diantaranya kemungkinannya adalah chordate, Pikaia.



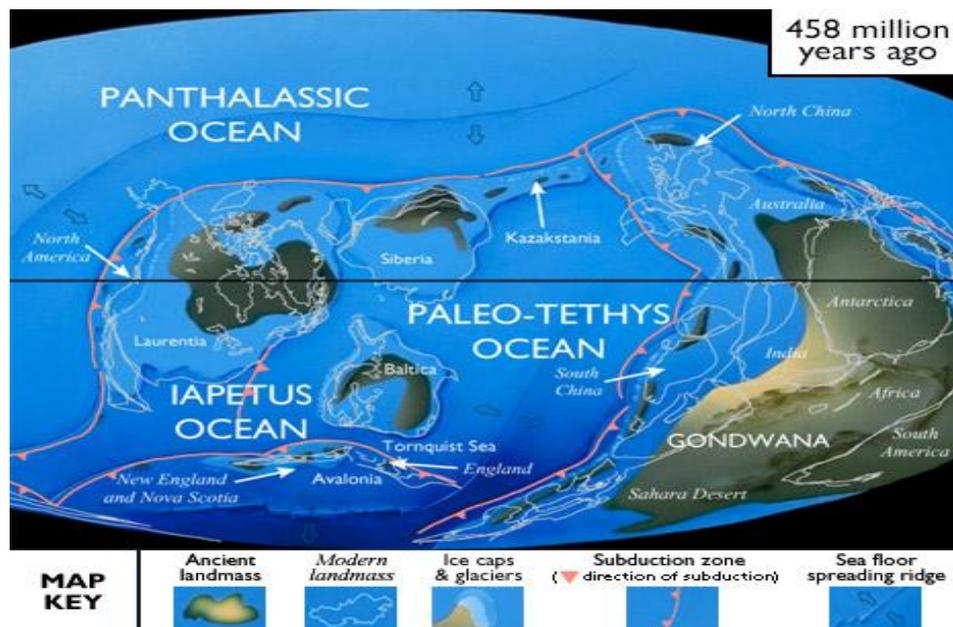
Acrothele subsidua



Aglaspida

11.4. Paleogeografi Zaman Ordovisium (490 - 443 Juata Tahun Lalu)

▪ **Paleogeografi dan Iklim.**



Gambar 11-4 Kondisi paleografi Zaman Ordovisium

Mulai dari awal hingga pertengahan zaman Ordovisium, iklim bumi lebih hangat. Siberia dan Baltica terpisah dan bergeser ke utara kearah Laurentia (Amerika Utara). Avalonia membelok dari tepi bagian

utara benua Gondwana, sedangkan benua yang sangat luas yang sekarang dikenal sebagai benua Amerika Selatan, Australia, Afrika, India dan Antartika bergeser ke selatan melalui Kutub Selatan. Benua Gondwana mencapai Kutub Selatan pada akhir Ordovisium, dan mulai terjadinya glasiasi (pembentukan es) yang sangat intensif yang mengakibatkan muka air laut turun.

Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara selama zaman Ordovisium, benua Laurentia yang berada dekat ekuator mulai berotasi sekitar 45° dengan arah berlawanan arah jarum jam mendekati ke arah saat ini. Pada umumnya laut yang kondisinya dangkal tertutup oleh benua, terjadi pengendapan batugamping, serpih, dan batupasir. Meskipun demikian, pada pertengahan zaman Ordovisium, bagian tepi selatan (sekarang dikenal dengan Pantai Timur Amerika) mengalami pengangkatan yang disebabkan oleh tumbukan dengan busur kepulauan. Glasiasi pada akhir Ordovisium menghasilkan penurunan muka air laut, beberapa batuan disendapkan akibat tersingkap dan tererosi.

▪ Paleontologi.



Platystrophia acutilirata



Cupulocrinus jewetti

Pada zaman Ordovisium, fosil yang terdapat pada batuan umur Ordovisium menunjukkan adanya keanekaragaman dari golongan invertebrata laut, termasuk graptolites, trilobites, brachiopoda, and conodonts (awal vertebrates). Jenis komunitas laut terdiri dari binatang, termasuk ganggang merah dan ganggang hijau, awal kemunculan ikan, cephalopoda, coral, crinoid, dan gastropoda. Turunnya muka air laut berkontribusi terhadap punahnya organisme yang menandai berakhirnya zaman ordovisium, hampir 60% dari semua invertebrata laut punah.

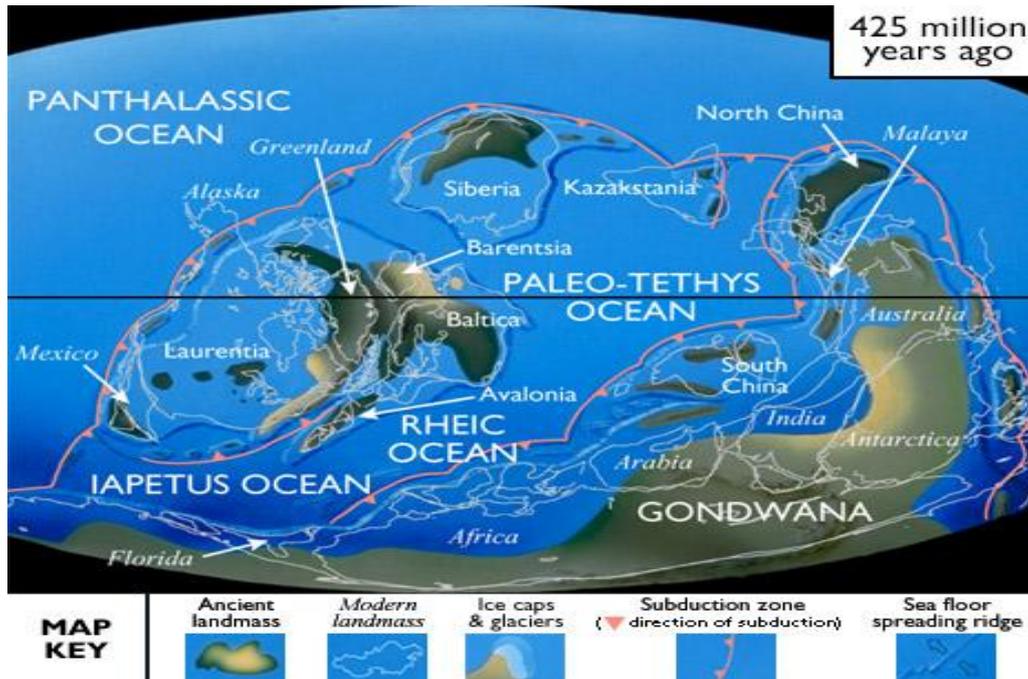
11.5. Paleogeografi Zaman Silur (443 – 417 Juta tahun Lalu)

▪ Paleogeografi di dunia.

Pada awal zaman Silur, posisi benua tidak banyak berubah, akan tetapi pada pertengahan dan akhir zaman Silur, Siberia bergeser ke utara, Laurentia menghadap ke arah tenggara, dan benua Gondwana terus bergeser dari ekuator ke arah Kutub Selatan. Meskipun secara keseluruhan daratan berada di belahan bumi bagian selatan, benua Gondwana mendorong benua Amerika Selatan melewati Kutub Selatan termasuk Afrika. Proses glasiasi yang sangat intensif yang sudah dan sedang terjadi di belahan bumi bagian selatan sejak Ordovisium Akhir mulai mencair, dan iklim bumi mulai relatif stabil. Pada akhir Silur tumbukan antara bagian timur Laurentia dan bagian barat Baltica mengakibatkan tertutupnya laut Iapetus dibagian utara serta menghasilkan pembentukan rangkaian pegunungan yang sangat luas.

Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara, hampir sebagian besar wilayah Amerika Utara sepanjang zaman Silur digenangi oleh air laut, kecuali ditepi bagian selatan (sekarang dikenal dengan Pantai Timur Amerika) mengalami pengangkatan. Pengangkatan terjadi sebagai hasil dari tumbukan

dengan busur kepulauan pada zaman Ordovisium dan berkembang menjadi suatu tumbukan dengan benua Avalonia pada akhir zaman Silur. Di wilayah Amerika Utara lainnya yang kondisinya laut dangkal diendapkan batugamping, serpih, dan batupasir.



Gambar 11-5 Kondisi Paleogeografi Zaman Silur

▪ **Paleontologi:**

Periode zaman Silur merupakan salah satu periode yang pendek dalam skala waktu geologi. Fosil-fosil trilobites, brachiopoda, crinoide, and bryozoa dijumpai secara berlimpah di daerah laut dangkal. Pada batuan yang berumur Silur, dijumpai untuk pertama kalinya terumbu karang (coral reef), yang terbentuk dari koral tabulate dan rugose yang sudah punah dan terumbu karang ini berbeda bila dibandingkan dengan batukarang (stony corals) yang modern.



Platyceras



Diacalymene clavicular

Ikan merupakan organisme yang penting dan merupakan anggota dari fauna berumur Silur. Ikan Hiu (Jawless fishes) mengalami diversifikasi (keaneka ragaman) dan kwmunculan ikan pertama adalah ikan hiu (Jaws). Dengan diketemukannya bukti-bukti awal yang baik dari kehidupan di daratan selama zaman Silur seperti tumbuhan vascular yang tipis yang tumbuh di daerah yang lembab dekat dengan pantai atau tumbuh disepanjang sungai. Centipedes dan scorpion (kalajengking) adalah binatang yang pertama yang menunjukkan kehidupan transisi dari laut ke daratan, dan sangat jarang dijumpai fosil

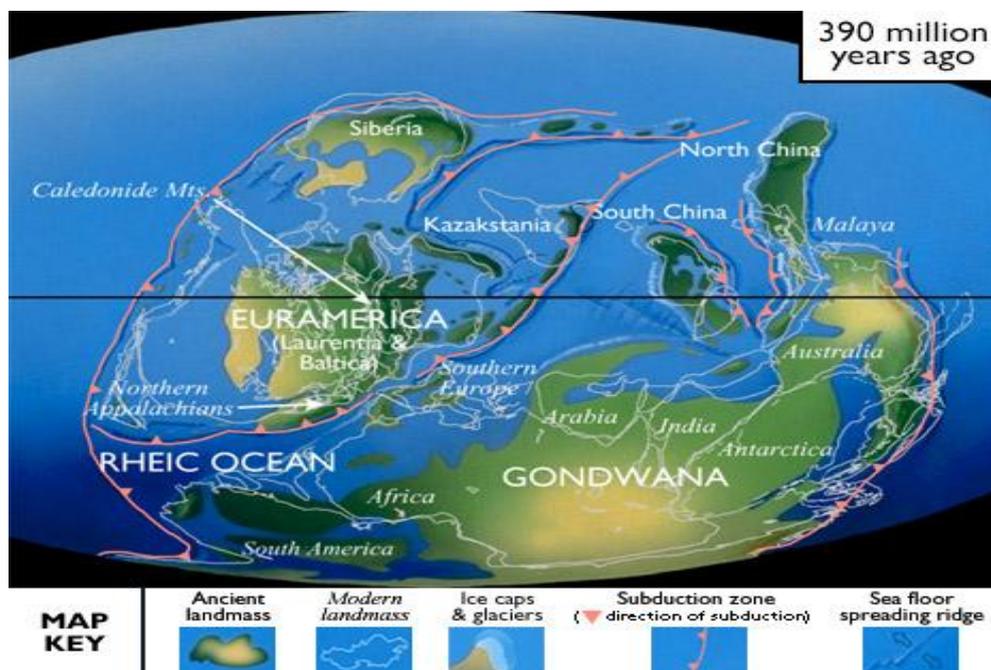
yang terawetkan di dalam batuan yang berumur Silur. Adapun fosil fosil zaman Silur antara lain Eurypterus remipes dan Subretpora asperato, seperti terlihat pada gambar dibawah

11.6. Paleogeografi Zaman Devon (417 -354 Juta Tahun Lalu)

▪ Paleogeografi di dunia.

Sejak dari Silur Akhir hingga awal Devon, posisi benua berubah sedikit. Namun pada pertengahan hingga Devon Akhir, pergeseran benua meningkat menghasilkan peristiwa pembentukan pegunungan. Pada 390 Juta Tahun Lalu, benua Amerika Utara dan Eropa bertumbukan membentuk suatu benua yang besar yang disebut dengan benua Euramerica dan terletak dekat ekuator. Superbenua Gondwana dan benua Euramerica hasil penggabungan benua Amerika utara dengan benua Eropa diseluruh bagian tepinya dibatasi oleh zona subduksi. Kebanyakan dari masa daratan benua berkumpul dan lautan yang sangat luas menutupi permukaan bumi.

Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara: Sepanjang zaman Devon, hampir seluruh daratan Amerika Utara digenangi oleh air laut menjadikan wilayah ini sebagai wilayah laut dangkal, sebagian kecil masih berupa daratan yang tersingkap disekitar benua. Di bagian tepi selatan (Pantai Timur), bertumbukan dengan Avalonia dimulai pada Silur Akhir dan berlanjut hingga ke zaman Devon dan menghasilkan suatu rangkaian pegunungan yang sangat luas. Sungai-sungai yang mengalir di wilayah pegunungan ini membawa material sedimen pasir dan lumpur sebagai hasil pelapukan dan mengendapkannya secara ke bagian wilayah yang sekarang dikenal dengan Kanada dan sebagian timur lautnya, mulai dari Maine hingga ke Tennessee



Gambar 11-6 Kondisi Paleogeografi Zaman Devon

▪ Paleontologi.

Iklim yang hangat dan kondisi laut tropis merupakan iklim yang cocok bagi perkembangan brachiopoda, trilobites, crinoids, ammonites, dan tabulate and rugose corals. Zaman Devon sering dijadikan referensi sebagai “the Age of Fishes”. Berbagai jenis ikan muncul pada zaman ini. Placoderms, ikan armored (armored fish) yang bertulang pipih dibagian mulut dan gigi, mencapai puncak perkembangan dan keaneka ragaman.



Arthroacantha carpenteri



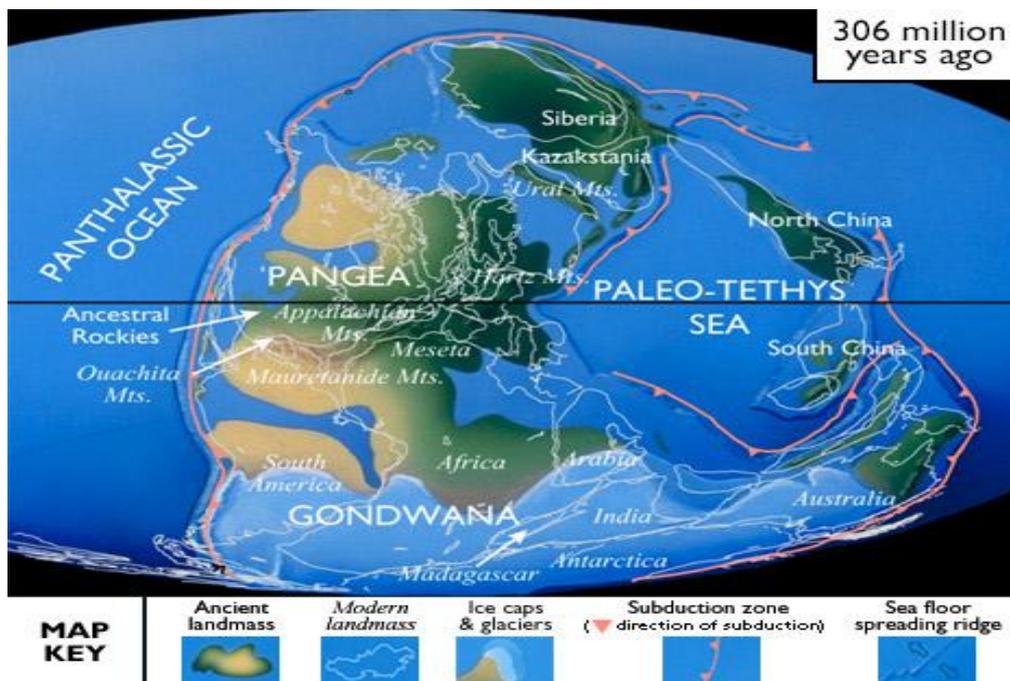
Decorocrinus arkonensis

Ikan Armored jawless menjadi berlimpah seperti juga dengan awal kemunculan Chondrichthyes (ikan hiu). Pertama kalinya kemunculan ikan ray-finned dan ikan lobe-finned fishes. Banyak dari taxon ini punah pada akhir zaman Devon dengan alasan yang belum diketahui secara pasti. Ada dua kelompok utama dari binatang yang mendiami daratan selama zaman Devon, yang pertama adalah arthropoda darat termasuk serangga tak bersayap dan kedua adalah awal munculnya arachnids.

11.7. Paleogeografi Zaman Karbon (354 – 290 Juta Tahun Lalu)

- Paleogeografi di dunia.

Selama zaman Karbon, lautan yang kecil kecil mulai tertutup, terbawa bersamaan dengan separuh dari benua Pangea bagian barat. Tumbukan benua ini menghasilkan beberapa episode pegunungan. Benua Gondwana berotasi relatif searah dengan arah perputaran jarum jam terhadap benua Euramerica, mendeformasi daratan yang berada diantara keduanya yang kemudian membentuk Eropa bagian tengah dan selatan. Siberia terpisah dari tepi bagian utara Euramerica dan mengangkat busur kepulauan Kazakhtan dalam usaha mencapai bagian tepi timur Baltika. Paleontologi di benua Amerika Utara: Kata “Carboniferous” berasal dari bahasa latin yang berarti “mengandung batubara”.



Gambar 11-7 Kondisi paleogeografi Zaman Karbon

Di Amerika Serikat, periode zaman Karbon dapat dibagi menjadi dua, yaitu zaman Karbon Awal (Mississippian), berumur dari 360 – 325 Juta Tahun Lalu dan zaman Karbon Akhir (Pennsylvanian) yang berumur dari 325 – 286 Juta Tahun Lalu. Selama zaman Karbon Awal (Mississippian), batugamping, serpih, batupasir, dan batuan evaporit diendapkan di lingkungan laut dangkal yang tersebar hampir di seluruh benua Amerika Utara. Suatu tinggian yang terletak disepanjang Pantai Timur Amerika mulai tererosi hingga akhir zaman Karbon (Pennsylvanian), dan dimulai ketika Amerika Utara mengalami tumbukan dengan benua Gondwana. Tumbukan ini mengangkat pegunungan Rocky, pegunungan Quachita di Oklahoma, pegunungan Appalachian dan banyak lagi di bagian timur Kanada dan Pantai Timur Amerika, mulai dari Maine hingga ke Alabama.

▪ **Paleontologi dan iklim:**

Crinoide tersebar luas dan mendominasi dasar lautan, meninggalkan jejaknya sebagai batugamping. Pada pertengahan zaman Karbon, terangkatnya benua dan perkembangbiakan tumbuhan darat telah menyebabkan perubahan musim dan gradien temperatur yang sangat besar serta terbentuknya lingkungan rawa-rawa di dataran rendah di Amerika Utara, Eropa bagian Utara, dan Asia selama zaman Karbon. Vegetasi yang lebat dan subur di daerah rawa-rawa inilah yang kemudian berubah menjadi batubara melalui proses kimia dan fisika yang berasosiasi dengan kondisi rendah oksigen, cepatnya sedimentasi, dan diiringi dengan metamorfosa. Salah satu evolusi yang terbesar pada zaman Karbon adalah telur amniot (Amniot-egg), yang memungkinkan burung ancestor, mamalia, dan reptil bereproduksi di daratan.



Barycrinus asteriscus dan
Macrocrinus sp



Dunbarella

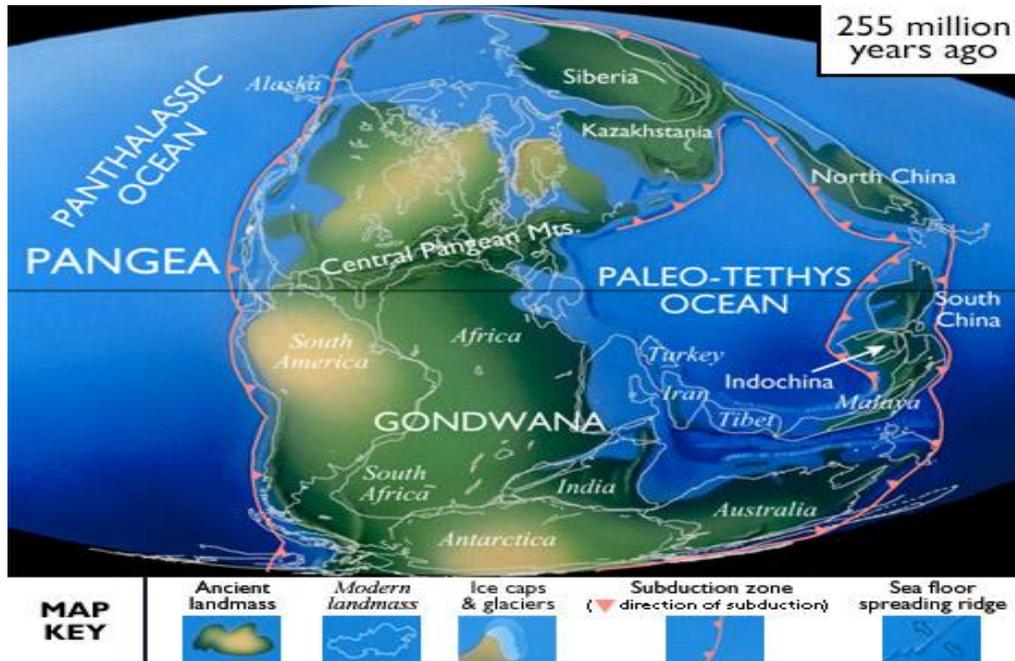
11.8. Paleogeografi Zaman Perm (290 - 248 Juta Tahun Lalu)

▪ **Paleogeografi di Dunia:**

Di seluruh bagian bumi, tumbukan yang terjadi pada zaman Karbon berlanjut hingga ke zaman Perm. Tumbukan ini mempersatukan benua Pangea bagian barat dan dibatasi oleh zona subduksi. Benua Pangea bagian timur belum terbentuk hingga zaman Trias, akan tetapi daratan yang menjadi penyusunnya bergerak dan menyatu di lautan Tethys Purba.

Masa daratan yang tidak begitu luas termasuk di dalamnya daratan Cathaysian (Cina Utara, Cina Selatan, dan kepingan lainnya dari daratan Asia Tenggara) serta daratan Cimmeria (Turki, Iran, Tibet dan kepingan daratan lainnya dari Asia Tengah). Pembentukan benua Pangea menutup laut yang berada diantara benua dan pengangkatan rangkaian pegunungan disekitar superbenua. Pemodelan dengan menggunakan komputer dapat mengidentifikasi kondisi iklim yang terjadi selama zaman Perm, bersamaan dengan terbentuknya interior benua yang luas, menghasilkan kondisi iklim yang kering dengan fluktuasi musim yang ekstrim. Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara: Sebagaimana dengan bersatunya benua Pangea, sebagian besar dari Amerika Utara mengalami pengangkatan selama periode zaman Perm. Pengangkatan ini menghasilkan jalur perlipatan yang

sangat terkenal hingga saat ini dari pegunungan Appalachian. Laut dangkal menutupi sebagian besar dari benua Amerika Utara bagian barat. Komplek terumbu yang sangat luas berkembang dan pengendapan batuan evaporit yang sangat ekstensif di lingkungan lagoon yang tertutup terhadap garis pantai. Lebih ke arah barat, subduksi yang terjadi menghasilkan aktivitas gunungapi di wilayah Sierra Nevada.



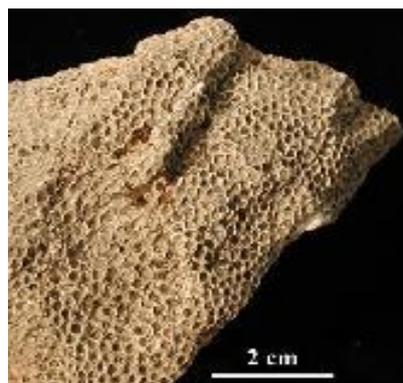
Gambar 11-8 Kondisi paleogeografi Zaman Perm

▪ **Paleontologi:**

Periode zaman Perm ditandai dengan berakhirnya masa Paleozoikum dan punahnya sejumlah besar organisme dalam sejarah bumi. Peristiwa kepunahan terjadi sebagai akibat dari banyaknya lingkungan yang berbeda, dan dampak yang paling menonjol terjadi pada organisme/ komunitas laut. Diperkirakan hampir 90% dari seluruh spesies yang ada punah pada akhir zaman Perm. Punahnya spesies Trilobites, Rugose, dan Tabulate corals serta banyak spesies dari Brachiopoda, Mollusca, dan Echinodermata. Karena iklim berubah menjadi kering, maka rawa-rawa yang sangat luas yang ada pada zaman Karbon menjadi hilang dan digantikan oleh tumbuhan hutan yang lebih bisa beradaptasi dengan kondisi iklim kering. Tumbuhan berdaun lebar (conifer) pertama kali muncul dan hal ini dibuktikan dengan dijumpainya fosil tumbuhan berdaun lebar pada batuan yang berumur Perm.



Bellerophon hilli

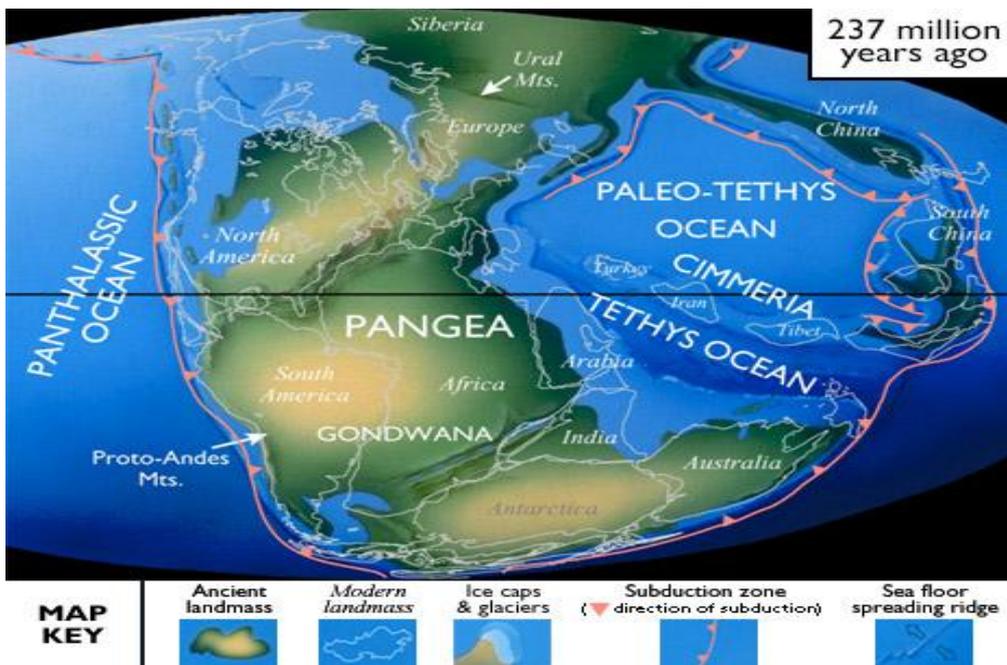


Bayhaium merriamorum

11.9. Paleogeografi Zaman Trias (248-206 Juta Tahun Lalu)

▪ **Paleogeografi di dunia:**

Benua Pangea bagian barat sudah menyatu dan Pangea bagian timur mulai bersatu dari daratan yang ada di laut Paleo-tethys. Cimmeria dan daratan Cathaysian bertumbukan dengan Siberia pada pertengahan zaman Trias. Tumbukan ini menutup lautan Paleo-tethys dan membuka lautan tethys. Pada akhir zaman Trias, setelah pembentukan benua Pangea selesai, superbenua mulai pecah dan rifting berkembang diantara Amerika Utara, Afrika dan Amerika Selatan. Masa daratan yang sangat luas yang mengalami pengangkatan dan hujan bayangan yang berasal dari beberapa jalur pegunungan yang tinggi menjadikan iklim arid dan menghasilkan variasi temperatur musim yang tinggi di seluruh superbenua selama zaman Trias.



Gambar 11-9 Kondisi Paleogeografi Zaman Trias

Masa daratan yang sangat luas yang mengalami pengangkatan dan hujan bayangan yang berasal dari beberapa jalur pegunungan yang tinggi menjadikan iklim arid dan menghasilkan variasi temperatur musim yang tinggi di seluruh superbenua selama zaman Trias. Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara: Seperti disebutkan diatas bahwa pada zaman Trias, benua Pangea mulai pecah dan terbentuknya lembah (rift) akibat pemisahan benua disepanjang Pantai Timur yang kemudian diisi oleh endapan sedimen dan aliran lava. Selama terjadinya rifting, salah satu bagian Afrika yang tertinggal berada di Amerika Utara, termasuk bagian dari Dataran Pantai Atlantik dan Florida. Dataran tinggi yang ada disebelah timur Amerika Utara menjadi pemasok sedimen ke wilayah wilayah yang rendah di bagian tengah benua. Laut dangkal yang menutupi hampir seluruh benua bagian barat seperti pegunungan Rocky dan bagian utara Kanada, akan tetapi subduksi disepanjang tepi benua menghasilkan gunungapi dan mulai membentuk inti daratan Sierra Nevada. Zona subduksinya berada di luar pantai barat Mexico.

▪ **Paleontologi:**

Periode zaman Trias dikenal sebagai masa transisi kehidupan yang ada diatas bumi dan masa pemulihan kembali dari kepunahan yang sangat besar yang terjadi pada akhir masa Paleozoikum. Kemunculan Dinosaurius untuk pertama kalinya pada zaman Trias dan keaneka ragaman didominasi

oleh fauna-fauna darat hingga 180 juta tahun kemudian. Laut pada zaman Trias menjadi rumah kembali bagi reptil raksasa, seperti *Ichthyosaurus* dan *Pleisaurus*, sebagaimana halnya dengan invertebrata yang mampu bertahan dari kepunahan pada zaman trias, termasuk beberapa ammonites, brachiopoda, dan moluska.



Phytosauridae



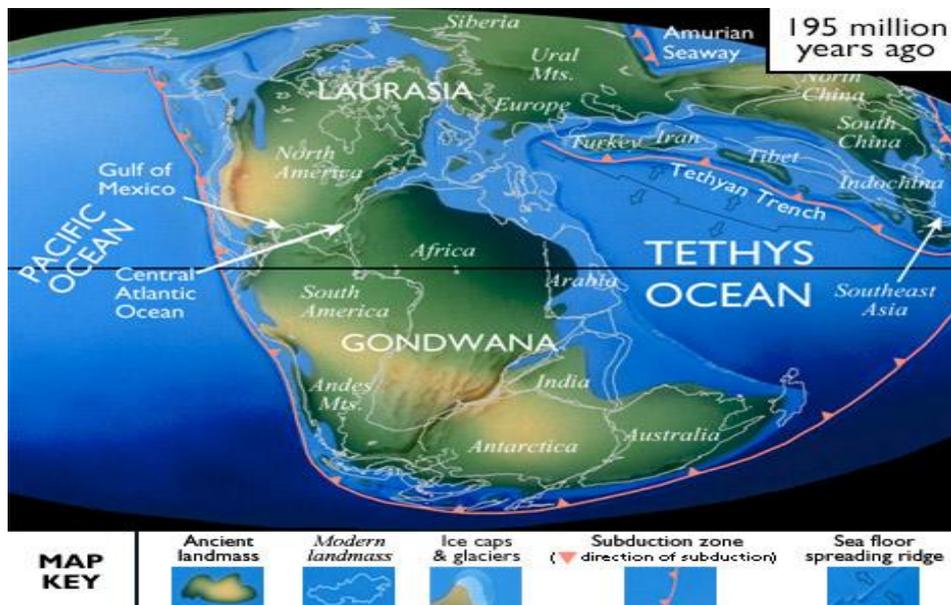
Paratropites antiselli

Kemunculan pertama kalinya vertebrata yang bisa terbang, dan Pterosaurus semasa akhir zaman Trias. Salah satu kelompok vertebrata yang masuk kedalam zaman Trias yang bersamaan dengan dinosaurus adalah mammalia. Mammalia yang pertama muncul ukurannya lebih kecil dibandingkan dengan ukuran mammalia modern seperti tikus. Keanekaragaman mammalia berkembang dengan cepat selama kurun waktu Mesozoikum, akan tetapi mammalia tidak menjadi pemain utama dalam perkembangannya hingga kurun waktu Kenozoikum.

11.10. Paleogeografi Zaman Jura (206 - 144 Juta tahun Lalu)

- **Paleogeografi di Dunia:**

Pada awal zaman Jura, benua Pangea terpecah mmenjadi beberapa benua modern, Amerika Utara, Afrika dan Amerika Selatan. Pada pertengahan zaman Jura, lembah (rifting) yang terbentuk akibat terpecahnya benua Pangea membuka lautan Atlantik Tengah dan terbentuknya Teluk Mexico. Rifting antara Amerika Utara dan Eurasia dimulai dengan membentuk lautan Atlantik Utara sedangkan lautan tethys tertutup.



Gambar 11-10 Kondisi Paleogeografi Zaman Jura

Pada saat yang sama, aktivitas gunungapi dimulai berdekatan dengan tepi benua Afrika Timur, Antartika, dan Madagaskar, sedangkan lautan Atlantik Selatan terbentuk kemudian. Selama zaman Jura, iklim global relatif hangat dan lembab hampir diseluruh bagian utara Amerika Utara, Eurasia, dan Indo-Australia. Gurun dan kondisi musim yang basah hadir di seluruh wilayah Afrika, Amerika Selatan, dan di bagian selatan Amerika Utara.

Paleogeografi di benua Amerika Utara: Ketika benua Pangea terbelah menjadi dua bagian dan terbentuknya lembah (rift), benua Amerika Utara bergeser ke arah barat laut selama zaman Jura. Air laut menggenangi bagian dalam dari benua Amerika Utara hingga tepi bagian barat benua. Dataran tinggi yang mendominasi bagian timur Amerika Utara tererosi dan terbentuknya sanddunes yang sangat luas disepanjang pantai yang membentuk suatu jalur yang sempit ke bagian timur pegunungan Rocky di Canada. Subduksi yang terjadi dibagian tepi barat benua mengakibatkan seringnya terjadi erupsi gunungapi yang menghasilkan batuan beku yang menjadi inti dari pegunungan Cordilleran.

▪ Paleontologi:

Keanekaragaman Dinosaurus mengisi hampir semua ekologi utama binatang darat. Dinosaurus zaman Jura mencapai ukuran yang menakjubkan; Supersaurus mencapai lebih dari 40 meter panjangnya dan Brachiosaurus tipped mencapai berat sampai 55 ton. Kehadiran binatang Stegosaurus sangat mendominasi pada zaman Jura, dan binatang Carnivora, seperti Allosaurus dan Megalosaurus sangat dominan dari kelompok herbivora, dengan ukuran besar dan kecil, Ammonites dengan cangkang kamar yang melingkar dan lurus merupakan predator utama diantara binatang vertebrata, fosil Ammonite sangat berlimpah pada batuan yang berumur Jura dan Kapur dan fosil-fosil ini dapat dipakai untuk pengelompokkan secara rinci periode zaman Jura.



Groebericeras bailey

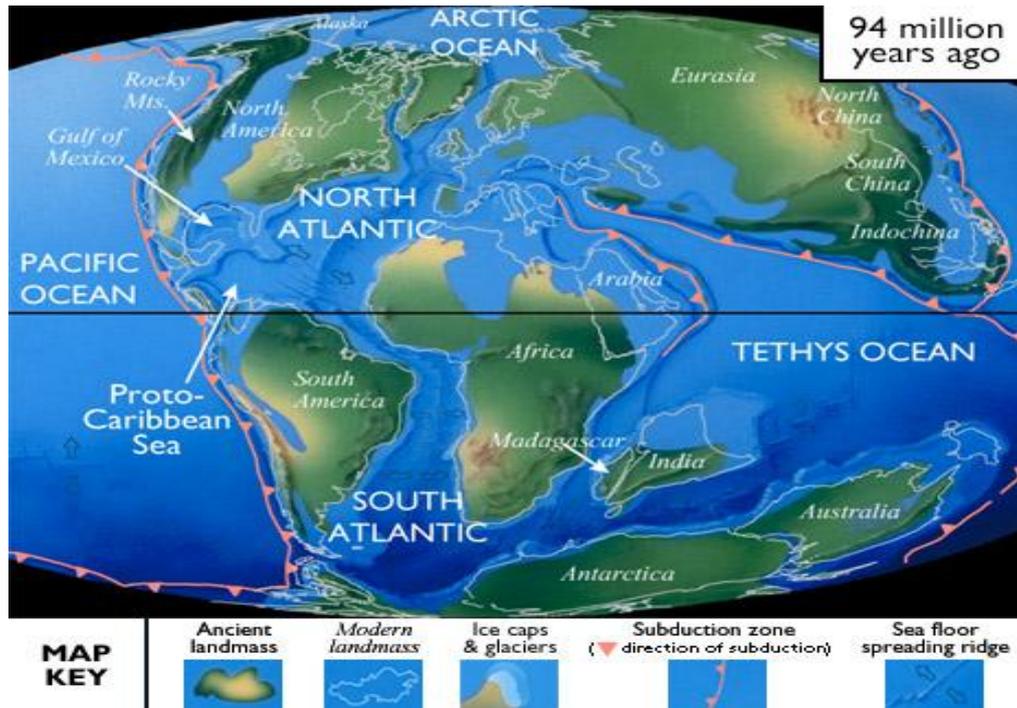


Buchia acutistriata

11.11. Paleogeografi Zaman Kapur (144 - 65 Juta Tahun Lalu)

▪ Paleogeografi di dunia:

Peristiwa kedua yang terbesar pada pembentukan lembah (rifting) akibat terpisahnya benua Pangea dimulai pada awal zaman Kapur. Amerika Selatan dan Afrika terpisah secara perlahan-lahan dari selatan ke utara yang kemudian menjadi Lautan Atlantik Selatan, sedangkan antara India dan Madagaskar terjadi rifting, keduanya bergeser saling menjauh dari tepi bagian barat Australia dan Antartika yang kemudian menjadi Lautan India. Pada saat yang bersamaan, rifting antara Amerika Utara dan Eropa dimulai, dan Iberia berotasi berlawanan dengan arah jarum jam menjauhi Perancis. Sepanjang zaman Kapur, ketinggian muka air laut rata-rata 100 meter lebih tinggi dari kondisi muka air laut saat ini yang disebabkan oleh adanya rifting (pecahnya) benua dan pemekaran lantai samudra. Alurlaut dangkal bergeser beberapa kali dari benua, termasuk Amerika Utara, Amerika Selatan, Afrika, dan Eurasia.



Gambar 11-11 Kondisi Paleogeografi Zaman Kapur

Iklim global selama zaman Kapur hangat, hal ini disebabkan sebagian karena mediasi dari efek iklim yang berasal dari laut dangkal dan sebagian karena posisi benua memungkinkan air hangat dapat bersirkulasi kesekeliling bumi. Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara: Selama zaman Kapur, Amerika Utara bergeser ke arah barat laut, mendekati ke posisi seperti kondisi saat ini. Laut yang cukup luas di daratan tersebar hingga ke bagian tengah dan selatan Amerika Utara. Pegunungan yang landai yang terkenal disepanjang pegunungan Appalachian dan dataran rendah mendominasi dan tersebar mulai dari Great Lake State hingga Canada bagian timur. Subduksi disepanjang tepi benua bagian barat mengalami percepatan, disertai dengan aktivitas intrusi dan ekstrusi batuan beku hingga ke wilayah Sierra Nevada. Pegunungan Rocky terangkat dan exotic blok menambah luas bagian tepi barat

▪ **Paleontologi**



Daspletosaurus



Hypacrosaurus

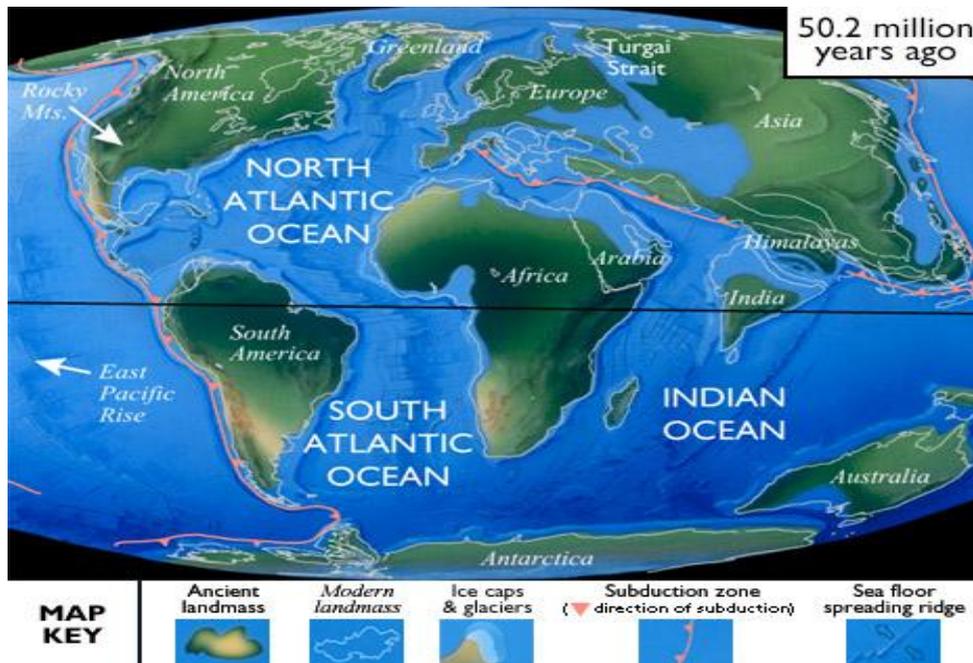
Paleontologi Akhir zaman Kapur dapat diketahui dan dikenal dengan sangat baik dan zaman ini merupakan batas antara masa Mesozoikum dengan masa Kenozoikum. Akhir dari zaman Kapur

dibatasi oleh punahnya satu kehidupan organisme yang sangat terkenal di dalam sejarah kehidupan diatas bumi. Sudah diperkirakan sekitar 60%-70% dari seluruh spesies laut dan 15% dari semua spesies darat, termasuk mammalia punah pada akhir zaman Kapur. Dan barangkali hal yang sangat terkenal adalah punahnya Dinosaurus. Hanya spesies burung yang dapat bertahan. Pada kenyataannya, seluruh binatang darat yang lebih besar dari 20 Kg ikut punah. Banyaknya spesies yang punah, seperti echinodermata, brachiopoda, dan mollusca, termasuk ammonites dan terumbu yang tersusun dari rudist bivalves.

11.12. Paleogeografi Zaman Tersier (65 - 1.8 Juta Tahun Lalu)

▪ **Paleogeografi di dunia:**

Zaman Tersier merupakan tahap terakhir dari fase pemecahan benua Pangea yang diikuti dengan terjadinya tumbukan beberapa benua. Benua Amerika Utara dan Greenland terpisah satu dengan lainnya dari benua Eropa, sedangkan Jazirah Arab mengalami rifting menjauhi benua Afrika. Pergeseran benua tersebut juga ikut membentuk Teluk Mexico, “African Rift Valley”, dan Laut Merah di jazirah Arab. Rifting yang terjadi di Jepang menyebabkan terbukanya Laut Jepang. Diberbagai wilayah di dunia, beberpa daratan yang kecil dan benua bertumbukan yang menghasilkan beberapa rangkaian pegunungan yang kita ketahui hingga saat ini, seperti pegunungan Pirenia (Pyrenees), pegunungan Alpen (Alps) dan pegunungan Zagros. Tumbukan yang sangat besar dan cepat adalah tumbukan yang membawa benua India menabrak benua Asian Tenggara dan membentuk pegunungan Himalaya dan dataran/plateau Tibet. Banyaknya tumbukan benua yang mengakibatkan munculnya pegunungan pegunungan yang tinggi inilah yang menyebabkan muka air laut turun diseluruh bumi, serta pergeseran iklim pada periode zaman Tersier.



Gambar 11.12 Kondisi Paleogeografi Zaman Tersier

Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara: Dengan turunnya muka air laut, laut yang menutupi hampir seluruh benua Amerika Utara selama zaman Kapur juga mengalami penurunan. Padang rumput, danau danau yang luas, dan rangkaian pegunungan yang berada di tengah dan bagian barat Amerika berada dalam keadaan yang sama hingga terjadinya perubahan tektonik di bagian tepi barat. Pengangkatan yang relatif cepat yang terjadi di sebelah barat membentuk pegunungan Cordillera di Amerika Utara, termasuk Amerika Serikat, Kanada, dan Meksiko. Erosi yang intensif yang terjadi di

Sierra Nevada dan aktivitas gunungapi yang berperan dalam membentuk bentuk Amerika Utara seperti terlihat saat ini. Berdasarkan identifikasi fosil yang ada menunjukkan bahwa kondisi suhu pada awal zaman Tersier di Amerika Utara hangat dan beriklim subtropis. Kemudian pada periode dimana iklim berubah menjadi dingin banyak organisme yang punah, terutama organisme yang lingkungan hidupnya pada kondisi cuaca hangat, hal ini dibuktikan dari fosil-fosil yang terekam di Amerika Utara. Pola ini berulang dengan kecenderungan pemanasan yang diikuti dengan iklim yang lebih dingin pada akhir zaman Tersier.

▪ Paleontologi:

Punahnya berbagai jenis organisme pada akhir zaman Kapur telah membuka peluang bagi sejumlah spesies untuk mengisi dan berkembang pada ekologi yang ditinggalkan oleh spesies yang punah. Kondisi ini kemudian diisi oleh berbagai jenis spesies mammalia yang mengalami evolusi yang sangat dramatis. Pada akhir zaman Tersier, Amerika Utara sebagai rumah dari mastodon, ground sloths, armadillos, unta, kuda, saber tooth cats, serigala raksasa, giant beavers, dan beruang raksasa. Kondisi laut pada zaman Tersier terlihat menjadi lebih ramah: bentuk gastropoda dan bivalves menjadi sama pada zaman modern. Squid menggantikan ammonites yang punah pada akhir zaman Kapur. Sea urchins dan foraminifera bersel tunggal menjadi berlimpah, akan tetapi bentuk baru muncul. Ikan Hiu dan Ikan berangka tulang sangat umum dijumpai.



Pulalilus vulgaris



Bechleja rostrata

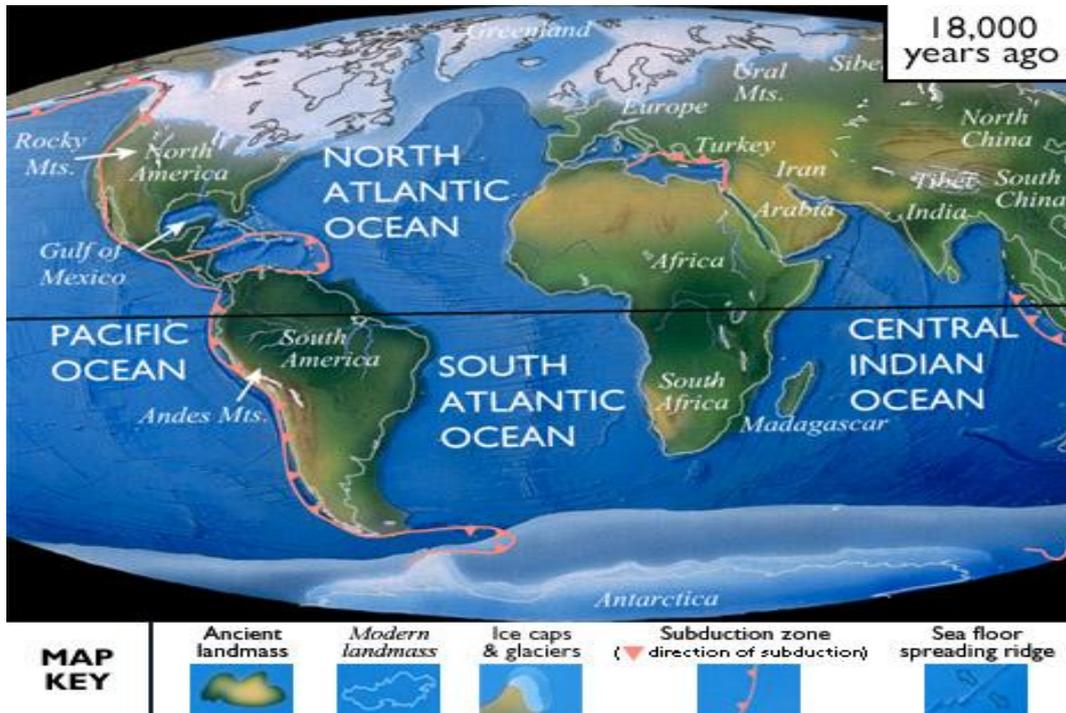
11.13. Paleogeografi Zaman Kuartar (1,8 Juta Tahun Lalu)

▪ Paleogeografi dunia:

Sepanjang periode zaman Kuartar hampir semua benua bergerak dengan gerakan yang sama dan benua-benua tersebut bergerak sejak zaman Tersier akhir. Pergeseran benua India dan Australia terus berlanjut ke arah utara, membentuk pegunungan Himalaya di Asia dan kepulauan gunungapi serta erupsi di Pasifik Selatan. Benua Afrika dan benua Eropa terus mengalami pengapungan dan menjauh dari Utara dan Amerika Selatan, memperlebar lautan Atlantik. Subduksi beberapa lempeng kedalam tepi benua Amerika Utara bagian barat mendekati akhir, dan hampir seluruh bagian dari Amerika Utara bergeser relatif ke arah tenggara terhadap lautan Pasifik.

Iklim yang relatif dingin telah berlangsung diatas muka bumi sejak 5 juta tahun, namun demikian zaman glasiasi yang besar yang terjadi pada kala Pleistosen kurang lebih 1,8 juta tahun lalu. Selama periode glasiasi (hanya satu dari beberapa episode zaman glasiasi yang pernah terjadi dalam sejarah bumi), bongkah-bongkah es meluas dari posisi yang sekarang ada di Antartika, Laut Artik, dan Greenland hingga Amerika Utara, Eropa, Asia, dan Amerika Selatan. Kondisi paleogeografi di benua Amerika Utara: Di Amerika Utara, sepanjang zaman Kuartar, yaitu pada zaman glasiasi, bongkahan es mengalir dan menutupi bagian selatan wilayah Kanada, dan meluas hingga ke Amerika Serikat,

sampai ke wilayah Kansas. Pergerakan es ke arah selatan telah menggerus dan mengerosi batuan sedimen yang ada, membentuk alur alur yang dalam seperti danau “Great Lakes” dan “Finger Lakes”, mengendapkan bahan-bahan hasil erosi di beberapa tempat yang membentuk kenampakan bentangalam seperti Long Island, Cape Cod, dan bukit-bukit yang tersebar mulai dari Pennsylvania hingga ke Dakota Selatan.



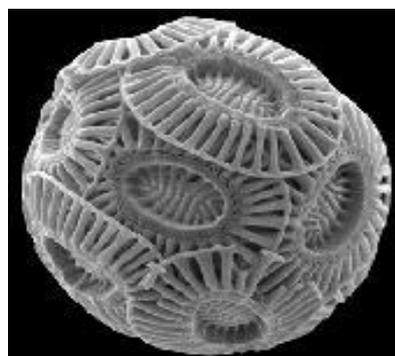
Gambar 11-13 Kondisi Paleogeografi Zaman Kuartar

■ **Paleontologi:**

Evolusi dan ekspansi dari spesies manusia, fosil Kuartar dari homosapien ditemukan sangat berlimpah, terawetkan dengan baik, dan umurnya dapat ditentukan secara akurat. Sebagian besar ahli paleontologi yang meneliti fosil Kuartar, seperti Diatomae, Fforaminifera, dan Tumbuhan pollen (spora), dilakukan dalam rangka mengetahui kondisi iklim pada masa lalu. Sejak mencairnya bongkahan es yang terakhir kurang lebih 11.000 tahun yang lalu dikenal sebagai kala Holosen atau Resen.



Diplomystus dentatus



Emiliana huxleyi

RINGKASAN

- **Paleogeografi** adalah gambaran keadaan fisik bumi serta kondisi iklim pada masa lalu didasarkan atas ekologi kehidupan organisme yang dipelajari dari fosilnya.
- **Paleogeografi zaman Prakambrium:** Superbenua Rodinia adalah benua yang tertua yang terbentuk pada masa Proterozoic Tengah (~1100 juta tahun lalu) dimana pada zaman itu posisi Amerika Utara berada di tengah, Amerika Selatan di sebelah timur, Australia dan Antartika berada di sebelah barat. Ketika lautan Panthalassic terbentuk kurang lebih 750 juta tahun lalu, benua Rodinia pecah menjadi dua bagian. bagian pertama (Amerika Utara) bergeser ke arah selatan melewati kutub, sedangkan bagian lainnya, yaitu Antartika, Australia, India, Arabia, dan sebagian Cina bergeser ke arah kutub utara. Pada akhir Pra-kambrium (~600 juta tahun lalu), kedua bagian ini bertabrakan yang menyebabkan terbentuknya kraton baru yang bernama kraton Congo serta terbentuknya superbenua Pannotia. Pada zaman Pra-kambrium superbenua Pannotia mulai pecah dan terbentuklah lautan Iapetus diantara Laurentia (Amerika Utara), Siberia, Baltica (Eropa Utara), dan Gondwana (Amerika Selatan, Australia, Afrika, India, and Antartika).
- **Paleogeografi zaman Kambrium:** selama zaman Kambrium, Siberia tetap berada di timur Laurentia, sedangkan Baltica bergeser ke arah selatan dari Siberia dan tenggara Laurentia. Benua Gondwana juga bergeser ke selatan, dimana benua Gondwana sebagai benua terbesar yang bergerak dari Ekuator ke arah Kutub Selatan.
- **Paleogeografi zaman Ordovisium:** Mulai awal hingga pertengahan zaman Ordovisium, iklim bumi lebih hangat. Siberia dan Baltica terpisah dan bergeser ke utara ke arah Laurentia (Amerika Utara). Avalonia membelok dari tepi bagian utara benua Gondwana, sedangkan benua yang sangat luas yang sekarang dikenal sebagai benua Amerika Selatan, Australia, Afrika, India dan Antartika bergeser ke selatan melalui Kutub Selatan. Benua Gondwana mencapai Kutub Selatan pada akhir Ordovisium, dan mulai terjadinya glasiasi (pembentukan es) yang sangat intensif yang mengakibatkan muka air laut turun.
- **Paleogeografi zaman Silur:** Pada awal zaman Silur, posisi benua tidak banyak berubah, akan tetapi pada pertengahan dan akhir zaman Silur, Siberia bergeser ke utara, Laurentia menghadap ke arah tenggara, dan benua Gondwana terus bergeser dari ekuator ke arah Kutub Selatan. Meskipun secara keseluruhan daratan berada di belahan bumi bagian selatan, benua Gondwana mendorong benua Amerika Selatan melewati Kutub Selatan termasuk Afrika. Proses glasiasi yang sangat intensif yang sudah dan sedang terjadi di belahan bumi bagian selatan sejak Ordovisium Akhir mulai mencair, dan iklim bumi mulai relatif stabil. Pada akhir Silur tumbukan antara bagian timur Laurentia dan bagian barat Baltica mengakibatkan tertutupnya laut Iapetus dibagian utara serta menghasilkan pembentukan rangkaian pegunungan yang sangat luas.
- **Paleogeografi zaman Devon:** Sejak dari Silur Akhir hingga awal Devon, posisi benua berubah sedikit. Namun pada pertengahan hingga Devon Akhir, pergeseran benua meningkat menghasilkan peristiwa pembentukan pegunungan. Pada 390 Juta Tahun Lalu, benua Amerika Utara dan Eropa bertumbukan membentuk suatu benua yang besar yang disebut dengan benua Euramerica dan terletak dekat ekuator. Superbenua Gondwana dan benua Euramerica hasil penggabungan benua Amerika Utara dengan benua Eropa dimana bagian tepinya dibatasi oleh zona subduksi. Kebanyakan dari masa daratan benua berkumpul dan lautan yang sangat luas menutupi permukaan bumi.
- **Paleogeografi zaman Karbon:** Selama zaman Karbon, lautan yang kecil kecil mulai tertutup, terbawa bersamaan dengan separuh dari benua Pangea bagian barat. Tumbukan benua ini menghasilkan beberapa episode pembentukan pegunungan. Benua Gondwana berotasi relatif searah dengan arah perputaran jarum jam terhadap benua Euramerica, mendeformasi daratan yang berada diantara keduanya yang kemudian membentuk Eropa bagian tengah dan selatan. Siberia terpisah dari tepi bagian utara Euramerica dan mengangkat busur kepulauan Kazakhtan dalam usaha mencapai bagian tepi timur Baltica.

- **Paleogeografi zaman Perm:** Di seluruh bagian bumi, tumbukan yang terjadi pada zaman Karbon berlanjut hingga ke zaman Perm. Tumbukan ini mempersatukan benua Pangea bagian barat dan dibatasi oleh zona subduksi. Benua Pangea bagian timur belum terbentuk hingga zaman Trias, akan tetapi daratan yang menjadi penyusunnya bergerak dan menyatu di lautan Tethys Purba. Masa daratan yang tidak begitu luas termasuk di dalamnya daratan Cathaysian (Cina Utara, Cina Selatan, dan kepingan lainnya dari daratan Asia Tenggara) serta daratan Cimmeria (Turki, Iran, Tibet dan kepingan daratan lainnya dari Asia Tengah). Pembentukan benua Pangea menutup laut yang berada diantara benua dan pengangkatan rangkaian pegunungan disekitar superbenua. Pemodelan dengan menggunakan komputer dapat mengidentifikasi kondisi iklim yang terjadi selama zaman Perm, bersamaan dengan terbentuknya interior benua yang luas, menghasilkan kondisi iklim yang kering dengan fluktuasi musim yang ekstrim.
- **Paleogeografi zaman Trias:** Benua Pangea bagian barat sudah menyatu dan Pangea bagian timur mulai bersatu dari daratan yang ada di laut Paleo-tethys. Cimmeria dan daratan Cathaysian bertumbukan dengan Siberia pada pertengahan zaman Trias. Tumbukan ini menutup lautan Paleo-tethys dan membuka lautan tethys. Pada akhir zaman Trias, setelah pembentukan benua Pangea selesai, superbenua mulai pecah dan rifting berkembang diantara Amerika Utara, Afrika dan Amerika Selatan. Masa daratan yang sangat luas yang mengalami pengangkatan dan hujan bayangan yang berasal dari beberapa jalur pegunungan yang tinggi menjadikan iklim arid dan menghasilkan variasi temperatur musim yang tinggi di seluruh superbenua selama zaman Trias.
- **Paleogeografi zaman Jura:** Pada awal zaman Jura, benua Pangea terpecah mmenjadi beberapa benua modern, Amerika Utara, Afrika dan Amerika Selatan. Pada pertengahan zaman Jura, lembah (rifting) yang terbentuk akibat terpecahnya benua Pangea membuka lautan Atlantik Tengah dan terbentuknya Teluk Mexico. Rifting antara Amerika Utara dan Eurasia dimulai dengan membentuk lautan Atlantik Utara sedangkan lautan tethys tertutup. Pada saat yang sama, aktivitas gunungapi dimulai berdekatan dengan tepi benua Afrika Timur, Antartika, dan Madagaskar, sedangkan lautan Atlantik Selatan terbentuk kemudian. Selama zaman Jura, iklim global relatif hangat dan lembab hampir diseluruh bagian utara Amerika Utara, Eurasia, dan Indo-Australia. Gurun dan kondisi musim yang basah hadir di seluruh wilayah Afrika, Amerika Selatan, dan di bagian selatan Amerika Utara.
- **Paleogeografi zaman Kapur:** Peristiwa kedua yang terbesar pada pembentukan lembah (rifting) akibat terpisahnya benua Pangea dimulai pada awal zaman Kapur. Amerika Selatan dan Afrika terpisah secara berlahan-lahan dari selatan ke utara yang kemudian menjadi Lautan Atlantik Selatan, sedangkan antara India dan Madagaskar terjadi rifting, keduanya bergeser saling menjauh dari tepi bagian barat Australia dan Antartika yang kemudian menjadi Lautan India. Pada saat yang bersamaan, rifting antara Amerika Utara dan Eropa dimulai, dan Iberia berotasi berlawanan dengan arah jarum jam menjauhi Perancis. Sepanjang zaman Kapur, ketinggian muka air laut rata-rata 100 meter lebih tinggi dari kondisi muka air laut saat ini yang disebabkan oleh adanya rifting (pecahnya) benua dan pemekaran lantai samudra. Alurlaut dangkal bergeser beberapa kali dari benua, termasuk Amerika Utara, Amerika Selatan, Afrika, dan Eurasia. Iklim global selama zaman Kapur hangat, hal ini disebabkan sebagian karena mediasi dari efek iklim yang berasal dari laut dangkal dan sebagian karena posisi benua memungkinkan air hangat dapat bersirkulasi kesekeliling bumi.
- **Paleogeografi zaman Tersier:** Zaman Tersier merupakan tahap terakhir dari fase pemecahan benua Pangea yang diikuti dengan terjadinya tumbukan beberapa benua. Benua Amerika Utara dan Greenland terpisah satu dengan lainnya dari benua Eropa, sedangkan Jazirah Arab mengalami rifting menjauhi benua Afrika. Pergeseran benua tersebut juga ikut membentuk Teluk Mexico, “African Rift Valley”, dan Laut Merah di jazirah Arab. Rifting yang terjadi di Jepang menyebabkan terbukanya Laut Jepang. Diberbagai wilayah di dunia, beberpa daratan yang kecil dan benua bertumbukan yang menghasilkan beberapa rangkaian pegunungan yang kita ketahui hingga saat ini, seperti pegunungan Pirenia (Pyrenees), pegunungan Alpen (Alps) dan pegunungan Zagros. Tumbukan yang sangat besar dan cepat adalah tumbukan yang membawa benua India menabrak benua Asian Tenggara dan membentuk pegunungan Himalaya dan dataran/plateau Tibet. Banyaknya tumbukan benua yang mengakibatkan munculnya pegunungan pegunungan yang tinggi inilah yang menyebabkan muka air laut turun diseluruh bumi, serta pergeseran iklim pada periode zaman Tersier.
- **Paleogeografi zaman Kuartar:** Sepanjang periode zaman Kuartar hampir semua benua bergerak

dengan gerakan yang sama dan benua-benua tersebut bergerak sejak zaman Tersier akhir. Pergeseran benua India dan Australia terus berlanjut ke arah utara, membentuk pegunungan Himalaya di Asia dan kepulauan gunungapi serta erupsi di Pasifik Selatan. Benua Afrika dan benua Eropa terus mengalami pengapungan dan menjauh dari Utara dan Amerika Selatan, memperlebar lautan Atlantik. Subduksi beberapa lempeng kedalam tepi benua Amerika Utara bagian barat mendekati akhir, dan hampir seluruh bagian dari Amerika Utara bergeser relatif ke arah tenggara terhadap lautan Pasifik. Ilim yang relatif dingin telah berlangsung diatas muka bumi sejak 5 juta tahun, namun demikian zaman glasiasi yang besar yang terjadi pada kala Pleistosen kurang lebih 1,8 juta tahun lalu. Selama periode glasiasi (hanya satu dari beberapa episode zaman glasiasi yang pernah terjadi dalam sejarah bumi), bongkah-bongkah es meluas dari posisi yang sekarang ada di Antartika, Laut Artik, dan Greenland hingga Amerika Utara, Eropa, Asia, dan Amerika Selatan.

PERTANYAAN ULANGAN

- 1) Jelaskan pengertian tentang paleogeografi ?
- 2) Bagaimana cara mengetahui kondisi paleogeografi bumi sepanjang umur bumi ?
- 3) Jelaskan hubungan antara fosil dengan paleogeografi ?

12

Peta Geologi

12.1. Pendahuluan

Peta geologi pada dasarnya merupakan suatu sarana untuk menggambarkan tubuh batuan, penyebaran batuan, kedudukan unsur struktur geologi dan hubungan antar satuan batuan serta merangkum berbagai data lainnya. Peta geologi juga merupakan gambaran teknis dari permukaan bumi dan sebagian bawah permukaan yang mempunyai arah, unsur-unsurnya yang merupakan gambaran geologi, dinyatakan sebagai garis yang mempunyai kedudukan yang pasti.

Pada dasarnya peta geologi merupakan rangkaian dari hasil berbagai kajian lapangan. Hal ini pula yang menyebabkan mengapa pemetaan geologi diartikan sama dengan geologi lapangan. Peta geologi umumnya dibuat diatas suatu peta dasar (peta topografi/rupabumi) dengan cara memplot singkapan-singkapan batuan beserta unsur struktur geologinya diatas peta dasar tersebut. Pengukuran kedudukan batuan dan struktur di lapangan dilakukan dengan menggunakan kompas geologi. Kemudian dengan menerapkan hukum-hukum geologi dapat ditarik batas dan sebaran batuan atau satuan batuan serta unsur unsur strukturnya sehingga menghasilkan suatu peta geologi yang lengkap.

Peta geologi dibuat berlandaskan dasar dan tujuan ilmiah dimana pemanfaatan lahan, air dan sumberdaya ditentukan atas dasar peta geologi. Peta geologi menyajikan sebaran dari batuan dan tanah di permukaan atau dekat permukaan bumi, yang merupakan penyajian ilmiah yang paling baik yang menghasilkan informasi yang dibutuhkan oleh para pengambil keputusan untuk mengidentifikasi dan mencegah sumberdaya yang bernilai dari resiko bencana alam dan menetapkan kebijakan dalam pemanfaatan lahan.

12.2. Peta Geologi

12.2.1. Definisi

1. Peta geologi adalah bentuk ungkapan data dan informasi geologi suatu daerah/wilayah /kawasan dengan tingkat kualitas berdasarkan skala.
2. Peta geologi menggambarkan informasi sebaran dan jenis serta sifat batuan, umur, stratigrafi, stuktur, tektonika, fisiografi dan sumberdaya mineral serta energi.
3. Peta geologi disajikan berupa gambar dengan warna, simbol dan corak atau gabungan ketiganya. Penjelasan berisi informasi, misalnya situasi daerah, tafsiran dan rekaan geologi, dapat diterangkan dalam bentuk keterangan pinggir.

12.2.2. Pengertian

1. Skala peta merupakan skala perbandingan jarak di peta dengan jarak sebenarnya yang dinyatakan dengan angka atau garis atau gabungan keduanya.
2. Peta geologi berskala 1:250.000 dan yang lebih besar (1:100.000; 1:50.000 dan seterusnya) disebut peta geologi skala besar, bertujuan menyediakan informasi geologi.
3. Peta geologi berskala 1:50.000 menyajikan informasi yang lebih rinci dari peta geologi berskala 1:100.000 dan seterusnya.
4. Peta geologi berskala 1:500.000 dan yang lebih kecil (1:1.000.000; 1:2.000.000 dan 1:5.000.000) disebut peta geologi berskala kecil, bertujuan menyajikan tataan geologi regional dan sintesisnya.
5. Kualitas peta geologi dapat dibedakan atas peta geologi standar dan peta geologi tinjau/permulaan .
6. Peta geologi standar adalah peta geologi yang dalam penyajiannya memenuhi seperti persyaratan teknis yang tercantum dalam uraian 2 dengan proses pembuatan mengikuti seperti dalam unsur tambahan utama uraian 3.
7. Peta geologi tinjau/permulaan adalah peta geologi yang dalam penyajian dan pembuatannya belum seluruhnya mengikuti kaidah-kaidah peta geologi standar.
8. Peta geologi dibedakan atas peta geologi sistematik dan peta geologi tematik.
9. Peta geologi sistematik adalah peta geologi yang menyajikan data dasar geologi dengan nama dan nomor lembarnya mengacu pada SK Ketua Bakosurtanal No. 019.2.2/1/1975 atau SK Penggantinya.
10. Peta geologi tematik adalah peta geologi yang menyajikan data geologi untuk tujuan tertentu, misalnya peta geologi teknik, peta geologi kuarter.
11. Seluruh wilayah daratan Indonesia tercakup dalam peta geologi sistematik dari berbagai skala sebagai berikut :
 - a. 1007 lembar peta geologi skala 1:100.000.
 - b. 198 lembar peta geologi skala 1:250.000.
 - c. 76 lembar peta geologi skala 1:500.000.
 - d. 16 lembar peta geologi skala 1:1.000.000.
 - e. 2 lembar peta geologi skala 1:2.000.000.
 - f. 1 lembar peta geologi skala 1:5.000.000.
12. Peta geologi diterbitkan oleh instansi pemerintah atau badan usaha yang ditunjuk pemerintah. Instansi yang berwenang menerbitkan peta geologi sistematik adalah Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi (disingkat P3G), Direktorat Jenderal Geologi dan Sumberdaya Mineral, Departemen Pertambangan dan Energi Republik Indonesia.

12.2.3. Pemetaan Geologi

Pemetaan geologi adalah suatu proses ilmiah yang bersifat interpretasi dan dapat menghasilkan berbagai jenis peta untuk berbagai macam tujuan, termasuk misalnya untuk penilaian kualitas air bawah tanah dan resiko pencemaran, memprediksi bencana longsor, gempa bumi, erupsi gunungapi, karakteristik sumberdaya mineral dan energi, manajemen lahan dan perencanaan tataguna lahan, dan lain sebagainya. Informasi yang ada pada peta geologi sangat dibutuhkan bagi para pengambil keputusan, baik untuk keperluan sektor publik maupun swasta, seperti misalnya dalam penentuan rencana rute suatu jalan, sistem “cut and fill” pada pembuatan jalan di medan yang berbukit-bukit. Peta geologi juga dipakai dalam “benefit-cost analysis” untuk memperkecil ketidakpastian dan potensi penambahan biaya.

Dalam pemetaan geologi, seorang ahli geologi harus mengetahui susunan dan komposisi batuan serta struktur geologi, baik yang tersingkap di permukaan bumi maupun yang berada di bawah

permukaan melalui pengukuran kedudukan batuan dan unsur struktur geologi dengan menggunakan kompas geologi serta melakukan penafsiran geologi, baik secara induksi dan deduksi yang disajikan diatas peta dengan menggunakan simbol atau warna. Seiring dengan berkembangnya teknologi informasi, seperti Sistem Informasi Geografi (SIG) maka aspek pemetaan geologi mengalami perubahan, yaitu dengan tersedianya piranti lunak (software) sebagai alat bantu yang memungkinkan ukuran (geometri) dan karakteristik dari suatu tubuh batuan dan kenampakan geologi lainnya disimpan secara elektronik (dalam format digital), ditelusuri, dianalisa, dan disajikan untuk berbagai keperluan. Dengan memanfaatkan teknologi SIG, memungkinkan para ahli melakukan analisa spasial, misalnya dalam mencari sebaran polusi yang mungkin terjadi disekitar suatu sumur bor didasarkan atas sifat sifat batumannya (porositas dan permeabilitas), penentuan rute rencana jalan dengan menghindari wilayah wilayah yang rawan longsor dan daerah daerah yang lerengnya tidak stabil. SIG juga menyediakan peta-peta geologi dan fasilitas untuk keperluan analisa geologi bagi para pengguna, baik ahli geologi maupun yang bukan.

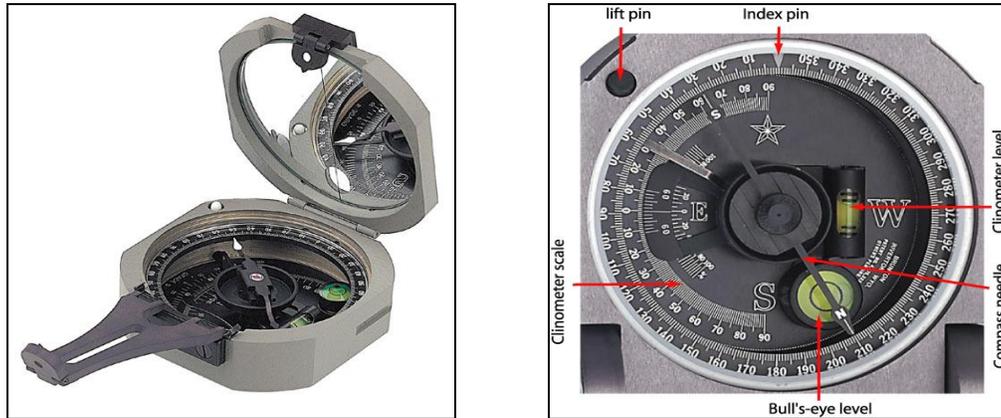
12.2.4. Metoda Pemetaan Geologi Lapangan

Pada dasarnya tahapan kerja pemetaan geologi lapangan dapat dibagi menjadi 4 (empat) tahap yaitu: 1). Tahap Persiapan; 2). Tahap Penelitian Lapangan; 3). Tahap Kegiatan Studio dan 4). Tahap Pelaporan. Pada gambar 12-1 diperlihatkan bagan diagram alir dari kegiatan pemetaan geologi, yaitu dimulai dari kegiatan persiapan yang meliputi penafsiran citra indraja/potret udara, analisa peta topografi, pola aliran sungai, mempersiapkan perlengkapan lapangan dan studi literatur. Pada tahap ini akan menghasilkan Peta Interpretasi Citra Indraja/Potret Udara, Peta Dasar Kerja Lapangan dan Perlengkapan lapangan yang sesuai dengan kondisi medan. Tahap penelitian lapangan terdiri dari pengamatan geologi disepanjang sungai atau jalan setapak dimana singkapan-singkapan batuan tersingkap, melakukan pengumpulan dan perekaman data geologi, pengambilan contoh dan pengeplotan pada peta dasar. Pada tahap ini akan dihasilkan Peta Geologi Sementara, Peta Lokasi Data, Peta Lokasi Contoh dan Contoh Batuan. Tahap kegiatan studio meliputi penelitian laboratorium terhadap contoh batuan yaitu petrologi, sedimentologi, geokimia, paleontologi, pentarikan radiometri, analisa struktur geologi dan verifikasi hasil penafsiran citra dengan data lapangan. Hasil dari kegiatan studio berupa database yang sudah diverifikasi. Tahap pelaporan menghasilkan peta geologi dengan penjelasannya.



Gambar 12-1 Tahapan kerja kegiatan pemetaan geologi

Pemetaan geologi lapangan secara tradisi dilakukan dilapangan dan peralatan untuk pekerjaan lapangan meliputi antara lain: buku catatan lapangan, peta topografi (peta dasar), kompas geologi, lensa stereoskop, palu geologi, kamera, serta peralatan tulis lainnya.



Gambar 12-2 Kompas Geologi merk “Brunton” yang umum digunakan dalam pemetaan

Pekerjaan pemetaan geologi lapangan mencakup observasi dan pengamatan singkapan batuan pada lintasan yang dilalui, mengukur kedudukan batuan, mengukur unsur struktur geologi, pengambilan sampel batuan, membuat catatan pada buku lapangan dan mem-plot data geologi hasil pengukuran keatas peta topografi (peta dasar). Catatan hasil observasi lapangan biasanya dibuat dengan menggunakan terminologi deskripsi batuan yang baku terutama dalam penamaan batuan. Tatanama batuan dan pengelompokkan satuan batuan harus mengikuti aturan Sandi Stratigrafi. Penentuan lokasi singkapan dengan menggunakan kompas serta membuat sketsa singkapan dan mendokumentasikan melalui kamera. Pada dasarnya, peta geologi disusun dan diolah di lapangan melalui kegiatan lapangan, kemudian disempurnakan setelah dibantu dengan hasil analisa di laboratorium (petrologi / petrografi, paleontologi, radiometri dsb), analisa struktur dan studi literatur dan data sekunder.

Setiap unsur geologi dianggap sebagai bentuk bentuk yang sederhana, batas satuan batuan, besar, diperlakukan sebagai bidang-bidang teratur yang dapat diukur kedudukannya dan digambarkan dalam peta. Peta geologi pada hakekatnya merupakan gambar teknik yang memperlihatkan sebaran satuan satuan batuan dan secara teknis dapat dipertanggungjawabkan. Berkat perkembangan teknologi saat ini, memungkinkan pemanfaatan GPS (Global Positioning System) untuk penentuan lokasi dari obyek-obyek geologi secara akurat serta penggunaan Computer Notebook (Lap Top) dan PDA (Personal Digital Assistant) untuk mencatat dan merekam data geologi langsung di lapangan.

Pada pemetaan geologi, para ahli geologi tidak saja melakukan observasi dan pencatatan akan tetapi juga melakukan analisa dan penfsiran di lapangan, seperti menentukan jenis sesar, hubungan antar satuan batuan dan lain sebagainya. Semua hasil pekerjaan lapangan yang berupa hasil pengukuran kedudukan batuan, lokasi-lokasi singkapan batuan dan unsur-unsur geologi lainnya harus diplot pada peta dasar dan pekerjaan analisis terhadap hubungan antar batuan atau satuan batuan juga harus dilakukan dan dipecahkan di lapangan. Hal-hal yang tidak dapat dikerjakan dan dilakukan di lapangan, seperti misalnya analisa paleontologi, analisa petrografi, maupun analisa sedimentologi, maka diperlukan pengambilan contoh batuan guna keperluan analisis di laboratorium. Hasil akhir dari suatu pemetaan geologi lapangan adalah suatu peta geologi beserta penampang geologinya yang mencakup uraian dan penjelasan dari bentuk bentuk bentangalam

atau satuan geomorfologinya, susunan batuan atau stratigrafinya, struktur geologi yang berkembang beserta gaya yang bekerja dan waktu pembentukannya dan sejarah geologinya.

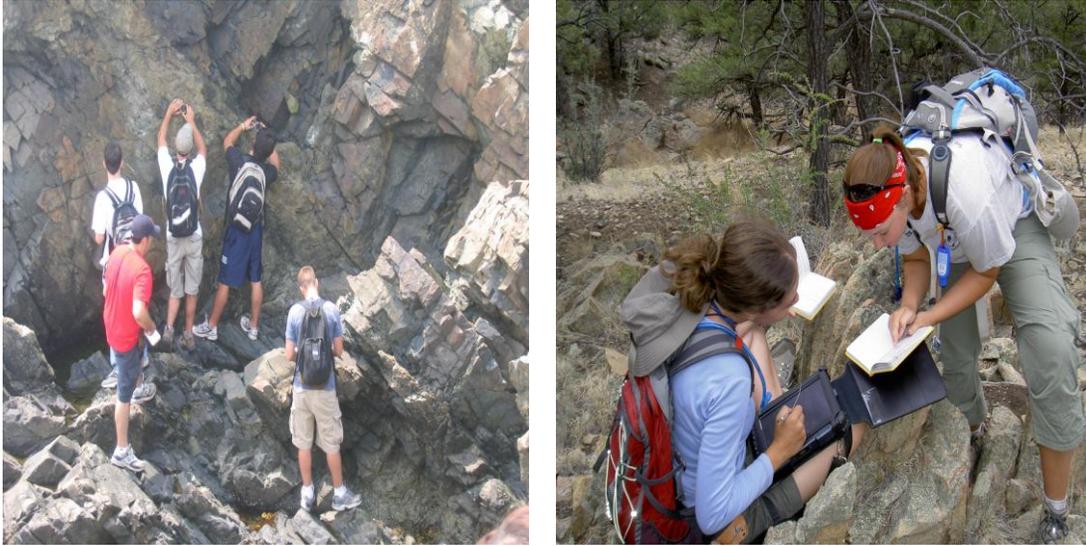
Pada gambar 12-3; 12-4; 12-5 dan 12-6 diperlihatkan aktivitas yang dilakukan pada proses pemetaan geologi lapangan yang meliputi antara lain: melakukan pengamatan / observasi singkapan batuan, mendiskripsi batuan pada singkapan-singkapan yang dijumpai di lapangan, melakukan pengukuran kedudukan batuan, pengukuran unsur-unsur struktur geologi, dan unsur-unsur geologi lainnya, mencatat hasil pengamatan kedalam buku catatan lapangan, dan menentukan lokasi singkapan-singkapan batuan di lapangan. Penentuan lokasi singkapan-singkapan batuan dapat dilakukan dengan KOMPAS maupun dengan alat navigasi yang dikenal sebagai GPS.



Gambar 12-3 Observasi dan pemerian batuan dilapangan



Gambar 12-4 Pengukuran Jurus dan Kemiringan Lapisan Batuan dengan menggunakan kompas



Gambar 12-5 Pengukuran dan pencatatan dalam buku catatan lapangan



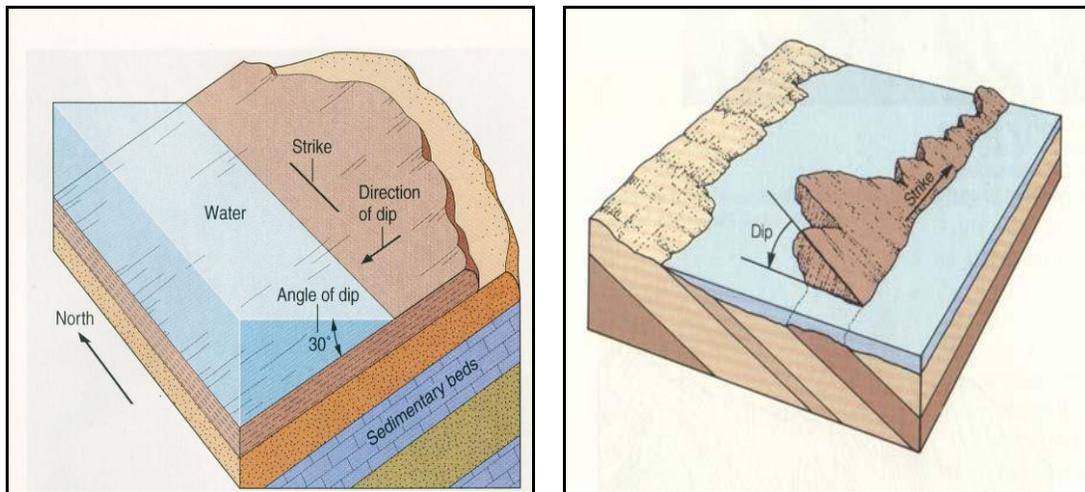
Gambar 12-6 Penentuan lokasi dari singkapan batuan dilapangan dengan menggunakan GPS

12.2.5. Penyebaran Batuan pada Peta

Peta geologi dihasilkan dari pengamatan dan pengukuran singkapan di lapangan yang kemudian di-plot pada peta dasar (peta topografi). Untuk dapat menggambarkan keadaan geologi pada suatu peta dasar, dipakai beberapa aturan teknis, antara lain untuk perbedaan jenis batuan dan struktur geologi digambarkan berupa garis. Penyebaran batuan beku akan mengikuti aturan bentuk tubuh batuan beku seperti misalnya sill, dike, stock, batholit dsb, sedangkan penyebaran batuan sedimen akan tergantung pada jurus dan kemiringannya (kedudukan batuan).

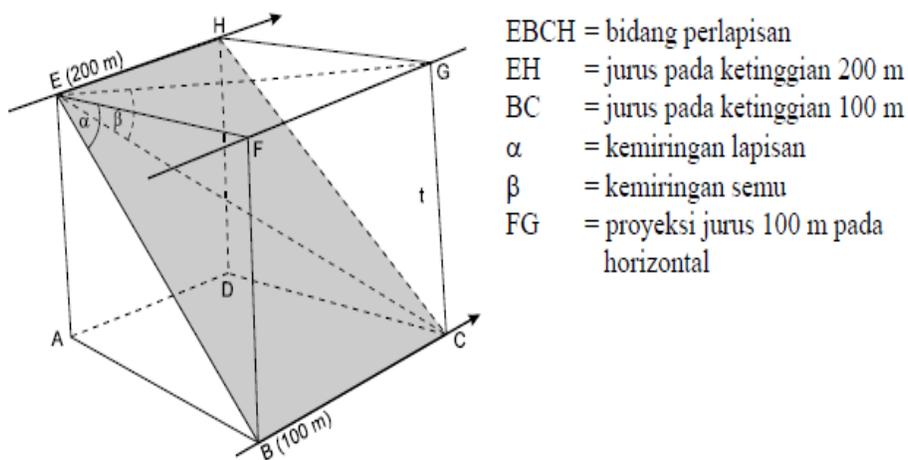
12.2.6. Jurus dan Kemiringan Lapisan Batuan

Jurus dan kemiringan adalah besaran untuk menerangkan kedudukan perlapisan suatu batuan sedimen. Pada suatu singkapan batuan berlapis, jurus dinyatakan sebagai garis arah dan kemiringan sebagai besaran sudut (gambar 12-7).



Gambar 12-7 Unsur-unsur “Struktur Perlapisan Batuan” yang harus diukur dengan menggunakan Kompas Geologi adalah: Strike (Jurus Perlapisan Batuan), Direction of dip (Arah Kemiringan Lapisan Batuan), dan Angle of dip (Besaran Kemiringan Lapisan Batuan).

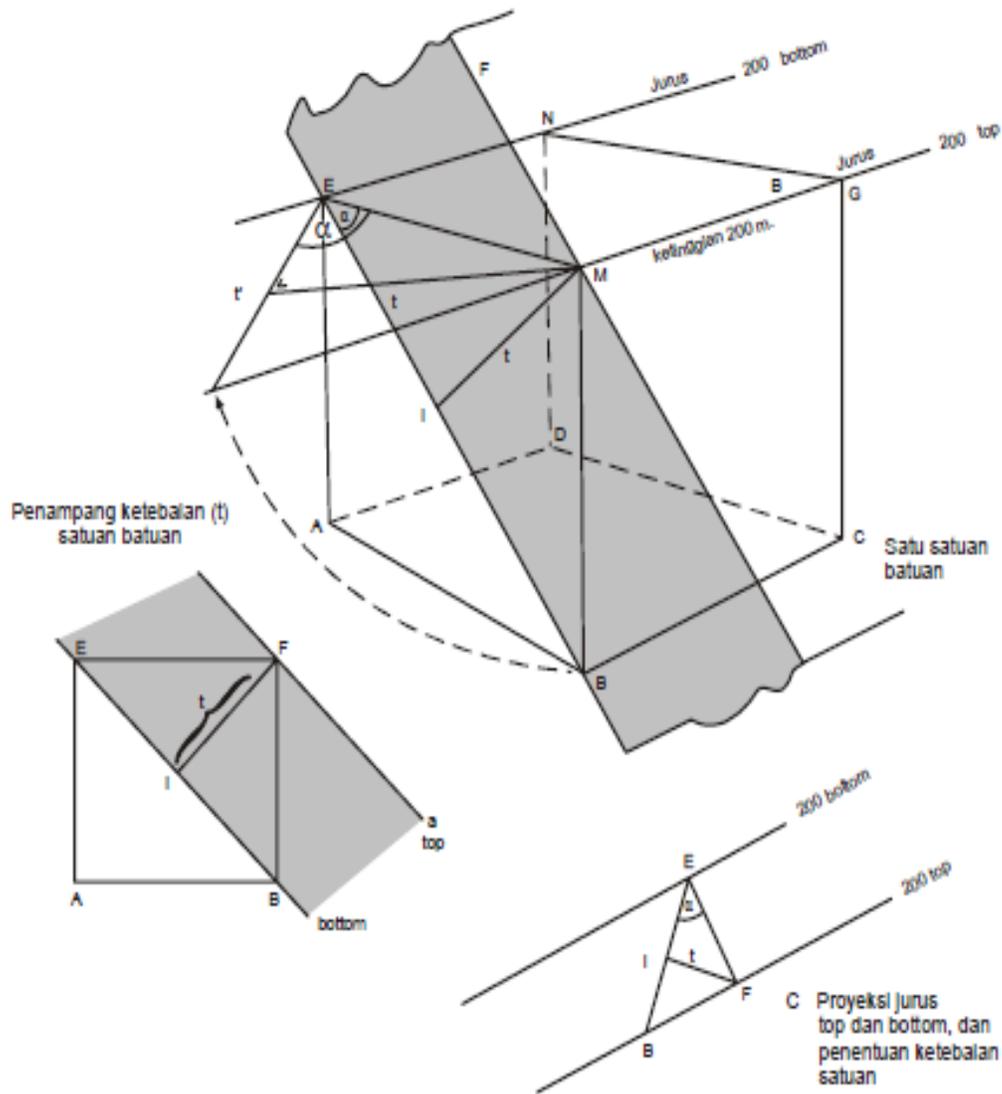
Secara geometris jurus dapat dinyatakan sebagai perpotongan antara bidang miring (perlapisan batuan) dengan bidang horisontal yang dinyatakan sebagai besaran sudut, diukur dari Utara atau Selatan. Kemiringan adalah besaran sudut vertikal yang dibentuk oleh bidang miring tersebut dengan bidang horisontal. Dalam hal ini diambil yang maksimum, yaitu pada arah yang tegak lurus jurus lapisan batuan (gambar 12-8).



Gambar 12-8 Geometri jurus dan kemiringan suatu lapisan batuan

Jurus umumnya diambil pada selang ketinggian yang pasti, misalnya jurus pada ketinggian 100 m,

200 m, 300 m, dan seterusnya. Pada tampak peta (proyeksi pada bidang horizontal), dengan sendirinya garis-garis jurus merupakan garis-garis yang sejajar dengan spasi yang tetap. Pada suatu satuan batuan yang mempunyai ketebalan tertentu dapat dibatasi adanya jurus lapisan bagian atas (top) dan jurus lapisan bagian bawah (bottom) pada ketinggian yang sama. Dari sini dapat ditentukan ketebalan tiap satuan, apabila penyebaran atau jurus top dan bottomnya dapat diketahui (Gambar. 12-9).

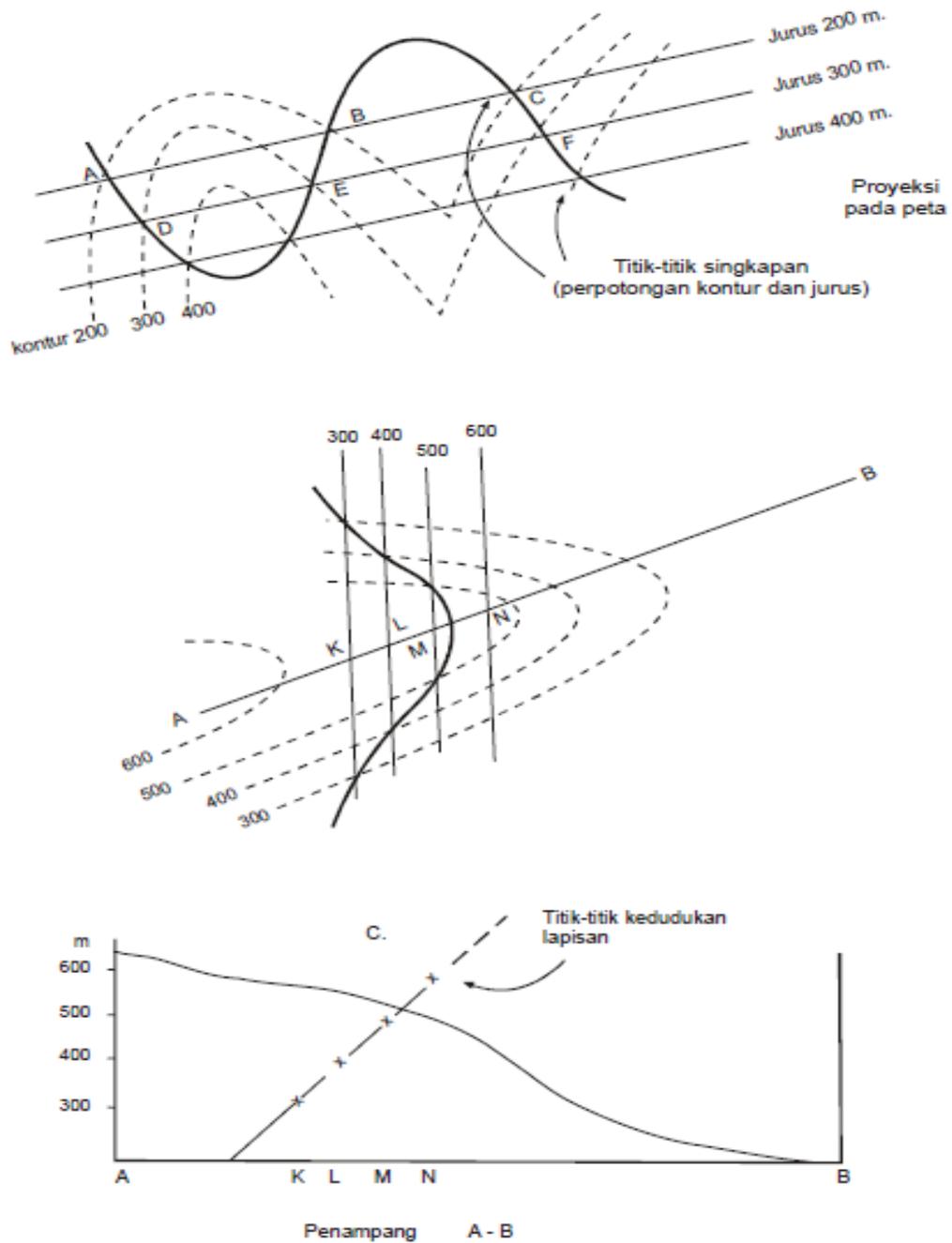


Gambar 12-9 Penentuan ketebalan lapisan dengan metoda orthografi

12.2.7. Hubungan Kedudukan Lapisan dan Topografi

Penyebaran singkapan batuan akan tergantung bentuk permukaan bumi. Suatu urutan perlapisan batuan yang miring, pada permukaan yang datar akan terlihat sebagai lapisan-lapisan yang sejajar. Akan tetapi pada permukaan bergelombang, batas-batas lapisan akan mengikuti aturan sesuai dengan kedudukan lapisan terhadap peta topografi. Aturan yang dipakai adalah, bahwa suatu batuan akan tersingkap sebagai titik, dimana titik tersebut merupakan perpotongan antara

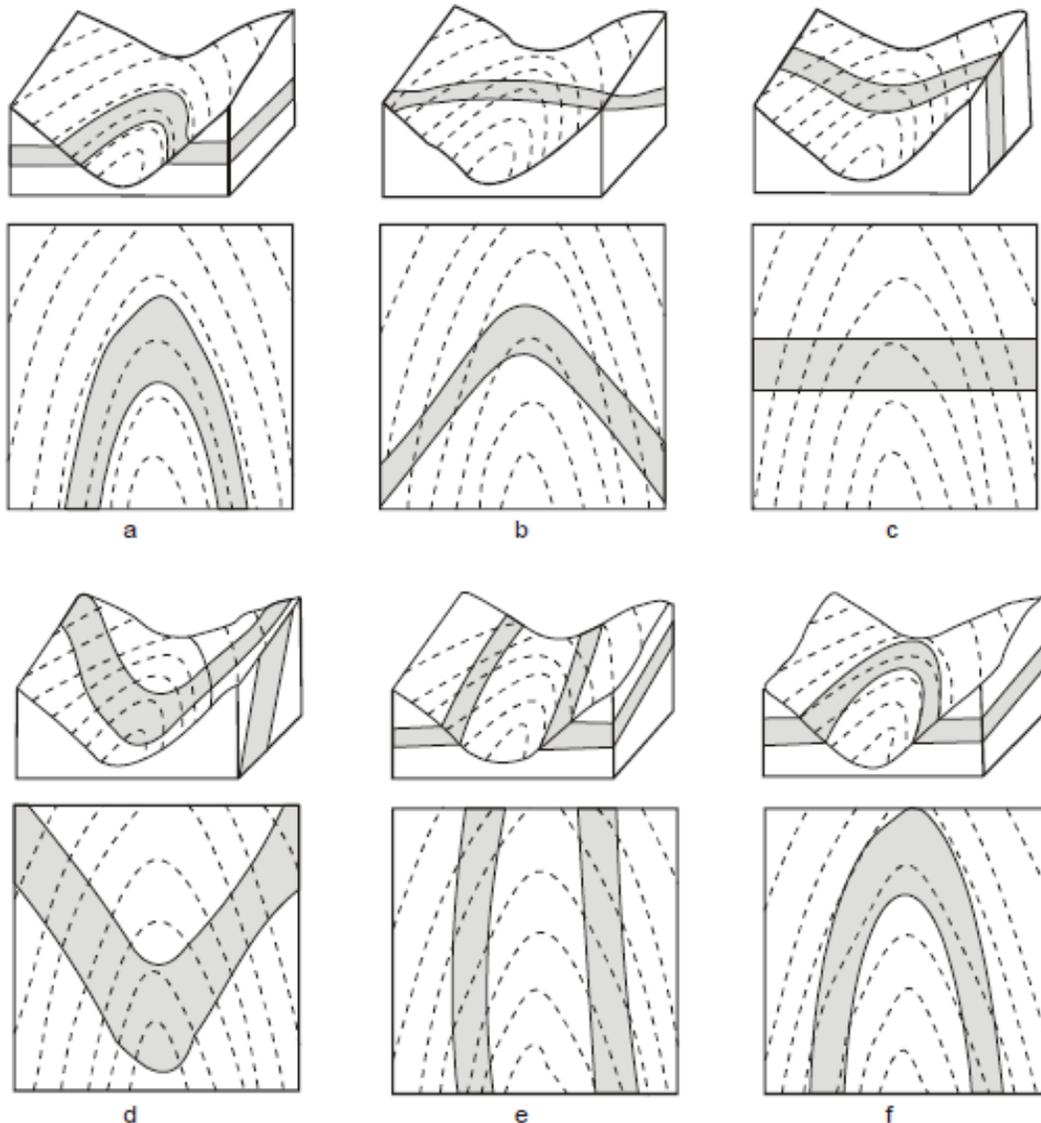
ketinggian (dalam hal ini dapat dipakai kerangka garis kontur) dengan lapisan batuan (dalam hal ini dipakai kerangka garis jurus) pada ketinggian yang sama (Gambar 12-10).



Gambar 12-10 Hubungan jurus lapisan batuan, topografi dan penyebaran singkapan

Aturan ini dapat dipakai untuk menggambarkan penyebaran batuan dipermukaan dengan mencari titik-titik tersebut, apabila jurus-jurus untuk beberapa ketinggian dapat ditentukan. Sebaliknya, dari suatu penyebaran singkapan dapat pula ditentukan kedudukan lapisan dengan mencari jurus-jurusnya. Sehubungan dengan ini terdapat suatu keteraturan antara bentuk topografi,

penyebaran singkapan dan kedudukan lapisan. Pada suatu bentuk torehan lembah, keteraturan ini mengikuti Hukum V (Gambar 12-11).



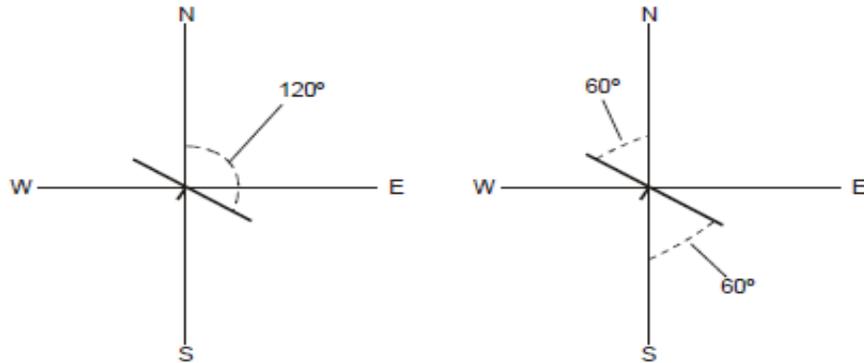
Gambar 12-11. Pola singkapan menurut hukum V

12.2.8. Cara Penulisan Kedudukan Lapisan Batuan

Kedudukan lapisan batuan diukur dengan kompas geologi di lapangan. Oleh karena itu kerangka yang dipakai umumnya arah Utara atau Selatan. Dikenal dua jenis skala kompas yaitu skala azimuth (0° - 360°) dan skala kwadran (0° - 90°).

Suatu lapisan mempunyai kemiringan berarah Selatan Barat, dituliskan sebagai berikut :

- Skala azimuth N 120° E/45 SW atau
- Skala kwadran S 60° E/45 SW

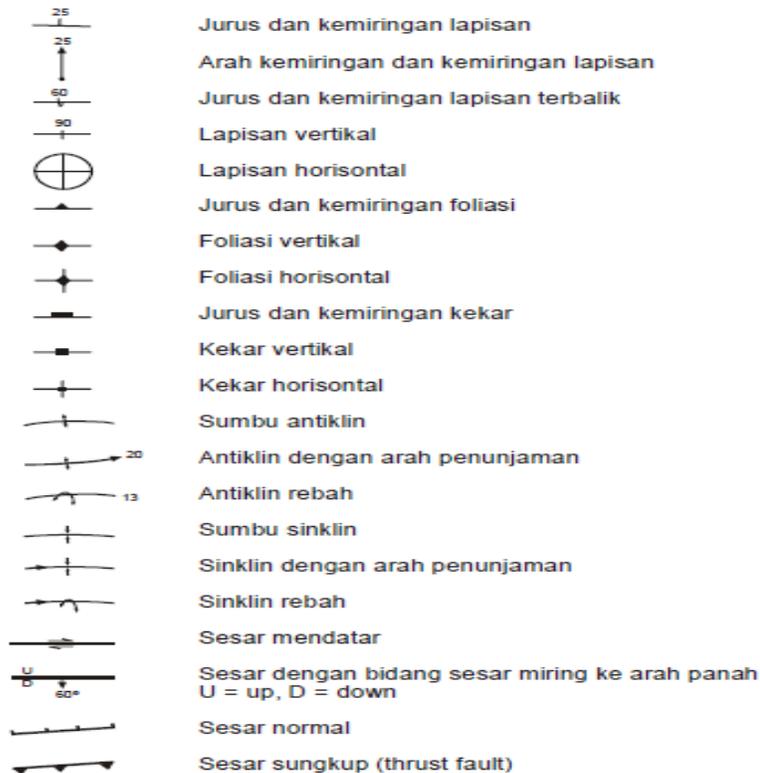


Gambar 12-12 Cara penggambaran kedudukan lapisan secara skala Azimut dan Kwadran

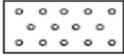
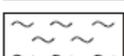
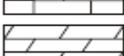
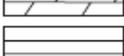
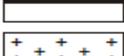
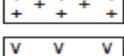
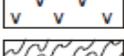
Lazimnya lebih sering dipakai skala azimuth karena lebih praktis karena selalu ditulis N...^o E untuk arah jurusnya, sehingga kadang-kadang tidak dicantumkan pada kwadran arah kemiringan dicantumkan.

12.2.9. Simbol pada Peta dan Tanda Litologi

Peta geologi menggunakan tanda-tanda yang menunjukkan jenis batuan, kedudukan, serta struktur geologi yang ada pada daerah tersebut. Beberapa simbol yang umum dipakai ditunjukkan pada gambar 12-13 Disamping tanda (simbol) litologi, juga sering dipakai warna, untuk membedakan jenis satuan (gambar 12-14).



Gambar 12-13 Simbol pada peta geologi

	Konglomerat	Jingga / Coklat
	Breksi	Jingga / Coklat
	Batupasir	Kuning
	Napal (marl)	Biru muda
	Lempung	Hijau
	Serpih (shale)	Kelabu
	Lanau (silt)	Kuning muda
	Batugamping	Biru
	Dolomit	Biru tua
	Evaporit	Merah muda
	Batubara	Hitam
	Batuan beku	Merah
	Tuff	Coklat / ungu
	Batu Metamorf	Ungu / jingga

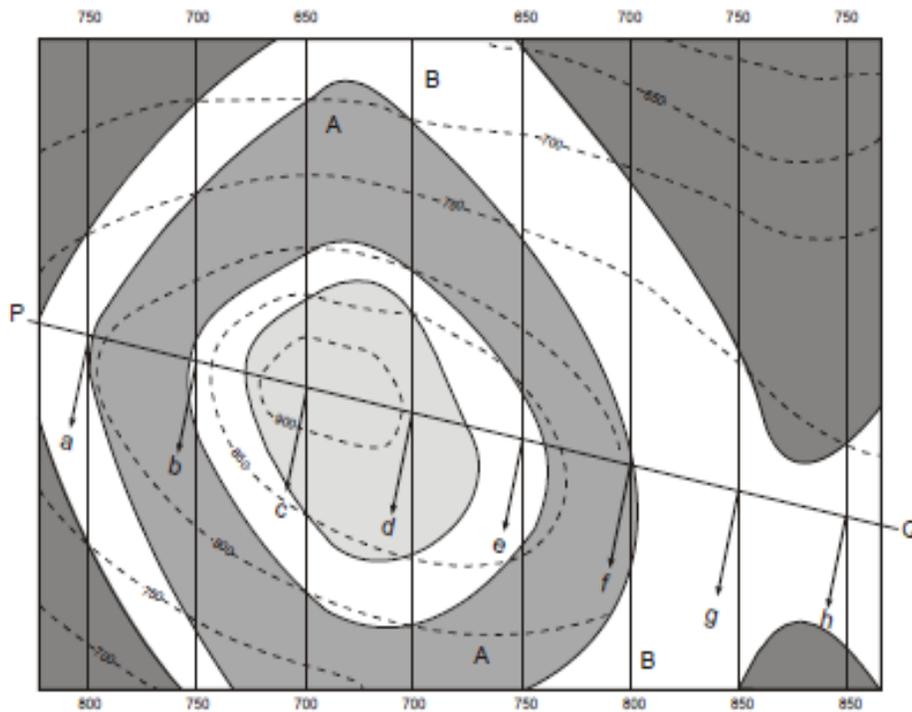
Gambar 12-14 Simbol dan warna batuan

12.2.10. Peta Geologi dan Penampang Geologi

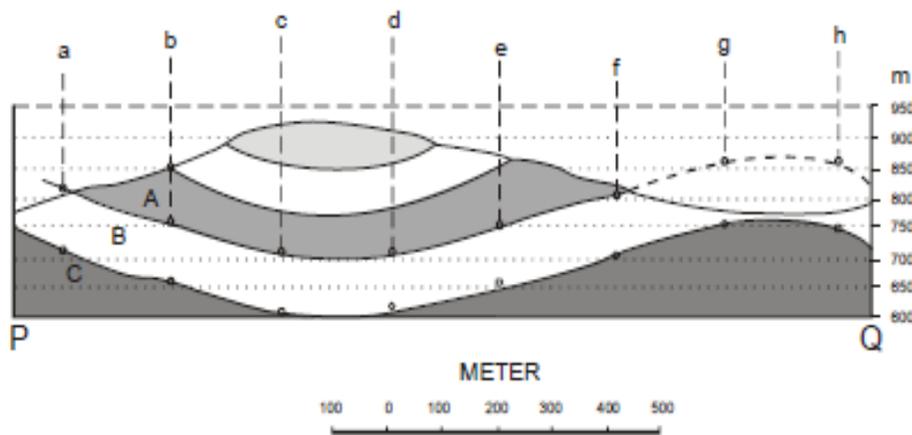
Peta geologi selalu dilengkapi dengan penampang geologi, yang merupakan gambaran bawah permukaan dari keadaan yang tertera pada peta geologi. Keadaan bawah permukaan harus dapat ditafsirkan dari data geologi permukaan dengan menggunakan prinsip dan pengertian geologi yang telah dibahas sebelumnya.

Untuk dapat lebih jelas menunjukkan gambaran bahwa permukaan penampang dibuat sedemikian rupa sehingga akan mencakup hal-hal yang penting, misalnya; memotong seluruh satuan yang ada struktur geologi dan sebagainya. Untuk menggambarkan kedudukan lapisan pada penampang, dapat dilakukan penggambaran dengan bantuan garis jurus (Gambar 12-15), yaitu dengan memproyeksikan titik perpotongan antara garis penampang dengan jurus lapisan pada ketinggian sebenarnya.

Apabila penampang yang dibuat tegak lurus pada jurus lapisan, maka kemiringan lapisan yang nampak pada penampang merupakan kemiringan lapisan sebenarnya, sehingga kemiringan lapisan dapat langsung diukur pada penampang, akan tetapi bila tidak tegak lurus jurus, kemiringan lapisan yang tampak merupakan kemiringan semu, sehingga harus dikoreksi terlebih dahulu dengan menggunakan tabel koreksi atau secara grafis.

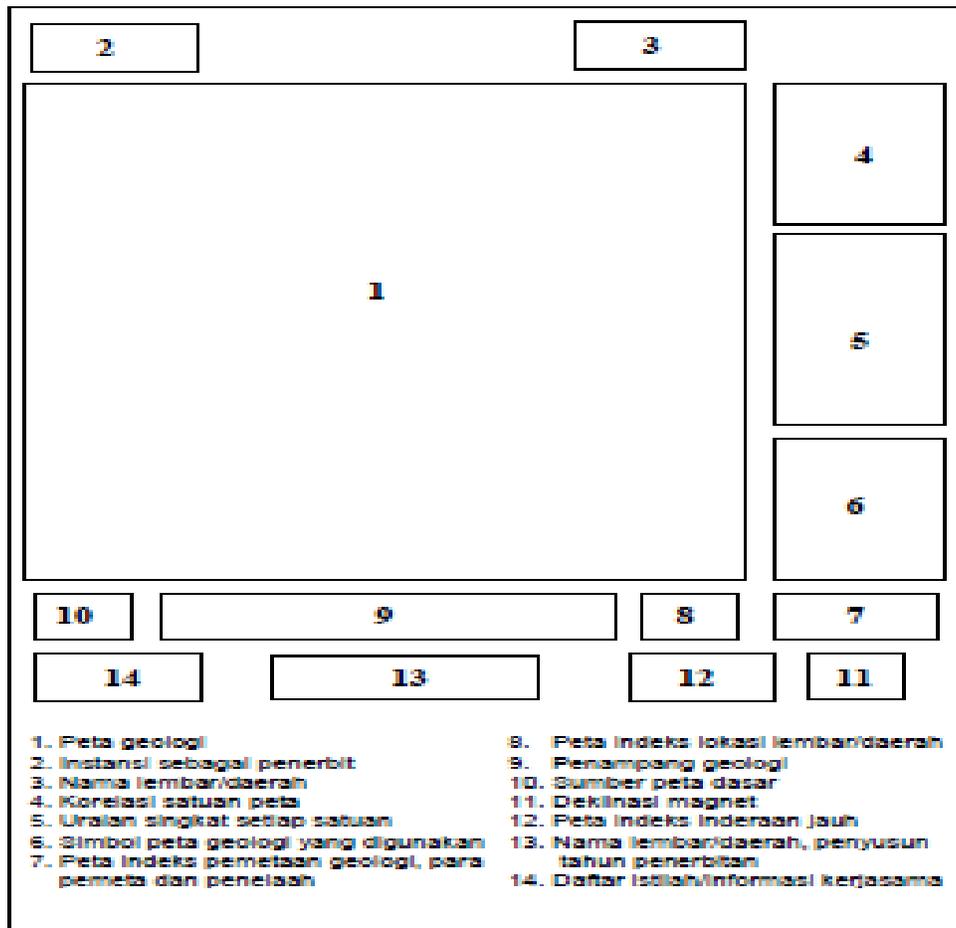


a, b, c,.....h = Garis proyeksi jurus
 PQ = Garis penampang



Gambar 12-15 Cara membuat penampang dengan bantuan garis jurus

Adapun Tata Letak Keterangan pada Peta Geologi secara umum diberikan seperti pada gambar 12-16 dibawah.

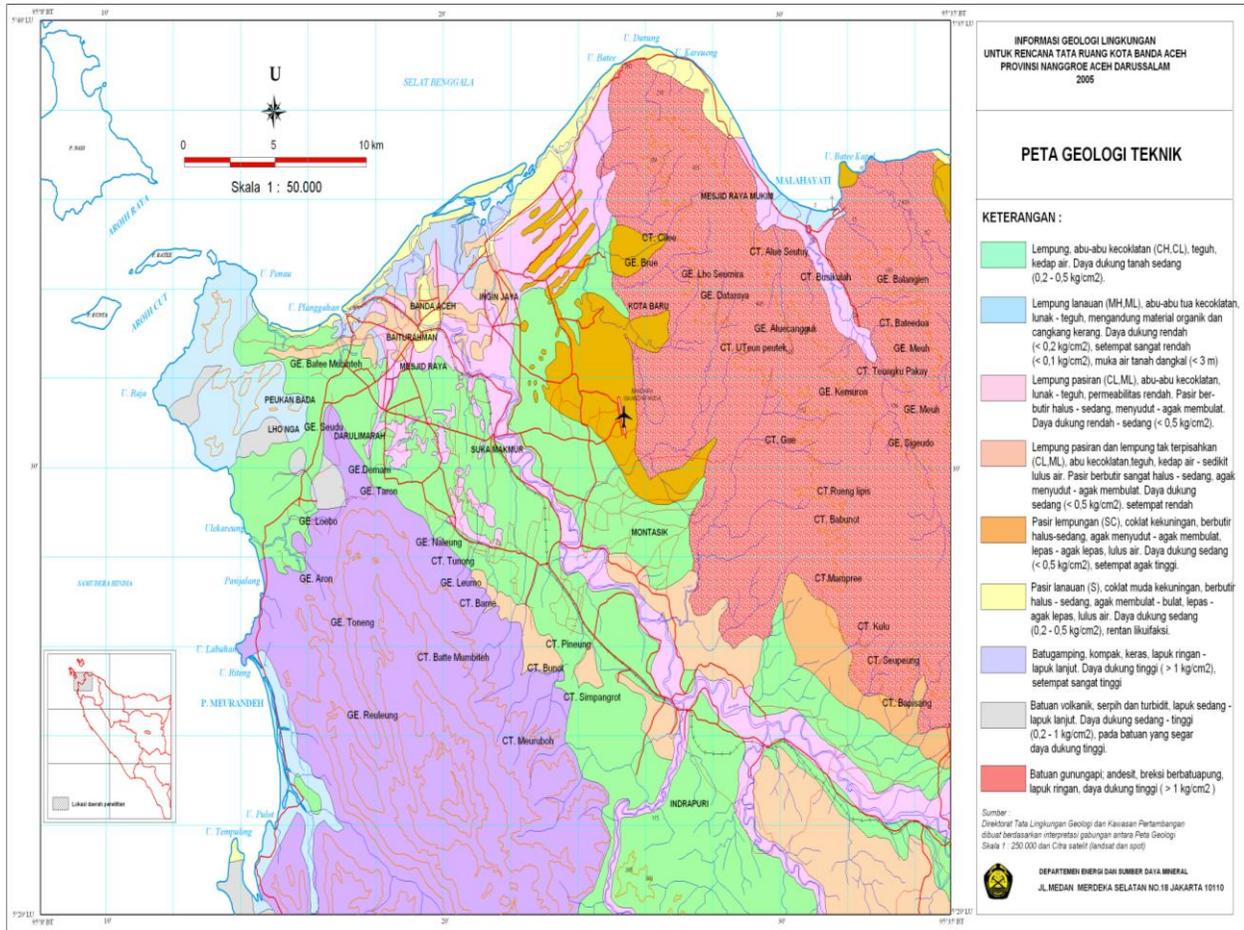


Gambar 12-16 Tata Letak Keterangan Pinggir pada Peta Geologi

12.3. Basisdata Peta Geologi

Tujuan utama dari kebanyakan survei geologi adalah menghasilkan suatu peta geologi. Pada masa sekarang survei geologi tidak saja untuk menghasilkan peta geologi, akan tetapi menyimpannya menjadi suatu basisdata dari berbagai jenis peta geologi maupun peta geologi teknik. Kebutuhan terhadap rancangan “model data” untuk basisdata peta geologi menjadi sesuatu yang penting, terutama yang berkaitan dengan konsep 3 dimensi terutama hubungan antar satuan batuan, patahan/sesar, dan obyek geologi lainnya di peta. Hal ini menjadi tantangan kedepan mengingat piranti lunak untuk mengelola basisdata bersifat dinamis dan perancangan basisdata juga berkembang seiring dengan perkembangan teknologi informasi.

Dengan teknologi informasi memungkinkan data geologi dapat saling dipertukarkan diantara lembaga/instansi dan atau antar pengguna. Pertukaran data geologi dapat dilakukan dalam berbagai format. Pada masa sekarang, seorang ahli geologi harus melakukan re-evaluasi bagaimana mengelola informasi di lapangan, informasi apa saja yang perlu dikumpulkan dan untuk keperluan apa serta tambahan informasi apa saja yang dibutuhkan oleh suatu peta. Basisdata peta dalam format digital dapat dengan mudah di update jika ada tambahan informasi baru.



Gambar 12-17 Contoh Peta Geologi Teknik Untuk Rencana Tata Ruang Kota Banda Aceh, Propinsi Nangroe Aceh Darussalam.

12.4. Penelusuran Data Geologi

Untuk mendapatkan peta saat ini orang tidak perlu lagi mencarinya ke toko toko atau kantor-kantor yang menyediakan peta. Melalui SIG dan internet memungkinkan orang mendapatkan peta yang diinginkan. Peta dan Basisdata saat ini tersedia di internet dalam berbagai format. Beberapa format seperti Adope @, atau format PDF dirancang untuk penyajian visual dari suatu peta dan untuk hal tersebut tidak memerlukan piranti lunak khusus. Menyediaan akses ke publik seperti untuk analisa tanpa harus membeli piranti lunaknya. Sejumlah agen dan vendor sudah berpengalaman dengan piranti lunak yang memungkinkan pengguna untuk melihat peta melalui query yang dikirimkan dan melihat hasilnya melalui suatu Web browser.

Teknologi internet saat ini telah berkembang secara luas dan membuktikan bahwa cara ini lebih efektif dan efisien, karena:

1. Meningkatnya ketersediaan informasi geologi dalam bentuk digital
2. Standarisasi struktur basisdata dan pertukaran format data
3. Meningkatnya bandwidth internet, memungkinkan download data yang besar secara cepat.
4. Kemajuan dalam piranti lunak untuk melayani data peta.

Perkembangan baru dalam pemetaan dan penyiapan produk peta dimungkinkan karena perkembangan teknologi informasi dan SIG, namun demikian perkembangan teknologi informasi tidak merubah dasar dasar pengetahuan geologi itu sendiri, akan tetapi hanya mencakup perubahan pada teknik pengorganisasian data, pemeliharaan, dan analisis data peta serta meningkatkan pemanfaatan oleh masyarakat maupun ilmuwan.

12.5. Manfaat dan Kegunaan Peta Geologi

Data geologi umumnya disajikan dalam bentuk berbagai jenis peta, antara lain: Peta Geohidrologi, Peta Geologi Teknik, Penampang Geologi, Laporan Geologi dsb. Peta geologi sebagai peta yang menggambarkan sebaran berbagai jenis batuan dan struktur geologi dalam suatu peta dan merupakan sumber informasi geologi dari suatu wilayah akan bermanfaat bagi para perencana maupun pelaksana dalam bidang:

1. Keteknikan (Pembangunan Pondasi Bendungan, Jalan Raya, Daya Dukung Lahan, Daerah Rawan Longsor, Daerah Rawan Banjir, dll)
2. Perencanaan Wilayah dan Kota (Perencanaan Tata Ruang)
3. Pertambangan (Potensi Bahan Galian Ekonomis)
4. Perminyakan (Potensi Sumberdaya Gas dan Minyakbumi)
5. Industri (Potensi Sumberdaya Air dan Mineral).

RINGKASAN

- **Peta** adalah suatu penyajian pada bidang datar dari seluruh atau sebagian unsur permukaan bumi yang digambar dalam skala tertentu.
- **Pemetaan geologi** adalah suatu proses ilmiah yang bersifat interpretasi dan dapat menghasilkan berbagai jenis peta untuk berbagai macam tujuan, termasuk misalnya untuk penilaian kualitas air bawah tanah dan resiko pencemaran, memprediksi bencana longsor, gempa bumi, erupsi gunungapi, karakteristik sumberdaya mineral dan energi, manajemen lahan dan perencanaan tataguna lahan, dan lain sebagainya
- **Peta geologi** pada dasarnya merupakan suatu sarana untuk menggambarkan tubuh batuan, penyebaran batuan, kedudukan unsur struktur geologi dan hubungan antar satuan batuan serta merangkum berbagai data lainnya dan juga merupakan gambaran teknis dari permukaan bumi dan sebagian bawah permukaan yang mempunyai arah, unsur-unsurnya yang merupakan gambaran geologi, dinyatakan sebagai garis yang mempunyai kedudukan yang pasti.
- **Kegunaan Peta Geologi:**
 - a. Keteknikan (Pembangunan Pondasi Bendungan, Jalan Raya, Daya Dukung Lahan, Daerah Rawan Longsor, Daerah Rawan Banjir, dll)
 - b. Perencanaan Wilayah dan Kota (Perencanaan Tata Ruang)
 - c. Pertambangan (Potensi Bahan Galian Ekonomis)
 - d. Perminyakan (Potensi Sumberdaya Gas dan Minyak bumi)
 - e. Industri (Potensi Sumberdaya Air dan Mineral).

PERTANYAAN ULANGAN

1. Jelaskan perbedaan antara peta topografi dan peta geologi ?
2. Informasi apa saja yang dapat diperoleh dari suatu peta geologi ?
3. Jelaskan pentingnya peta geologi bagi pekerjaan pembangunan pondasi bendungan ?
4. Jelaskan hubungan peta geologi dengan potensi sumberdaya mineral ?

13

Daftar Pustaka

1. AVERY, T. E., 1977, **Interpretation of Aerial Photographs**, Burgess Publishing Company, Minneapolis, Minnesota.
2. BEST, MYRON G., 2002, **Igneous and Metamorphic Petrology** (Blackwell Publishing). ISBN 1405105887
3. BLATT, HARVEY; TRACY, ROBERT J.; OWENS, BENT, 2005, **Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic** (New York: W. H. Freeman). ISBN 978-0716737438
4. BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R., 1980, **Origin of Sedimentary Rocks**, Prentice-Hall, ISBN 0-13-642710-3.
5. BLYTH, F.G.H and M.H. de FREITAS, 1974, **A Geology for Engineers**, English Language Book Society, Edward Arnold Publishers Ltd. 41 Bedford Square, London WC 1B3DQ.
6. BOGGS, S. JR., 1987, **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**, Merrill Publishing Company, ISBN 0-675-20487-9.
7. CHARLES H. FLETCHER & GILL WISWAL, C., 1987, **Investigating the Earth: A Geology Laboratory Text**, Wm C. Brown Publishers, Inc.
8. COLLINSON, J., MOUNTNEY, N. & THOMPSON, D., 2006, **Sedimentary Structures**, Terra Publishing (3rd ed.), ISBN 1-903544-19-X.
9. COMPTON, R. R., 1985, **Geology in the Field**, John Wiley & Sons, p.398.
10. DONALD. R. PROTHERO and FRED SCHWAB, 1996, **Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy**, W. H. Freeman, ISBN 0 7167 2726 9.
11. EINSELE, G., 2000, **Sedimentary Basins**, Evolution, Facies, and Sediment Budget (2nd ed.), Springer, ISBN 3-540-66193-X.
12. GARETH W. EVANS, 2003, **Geology : A Practical Introduction for Surveyors**, A division of reed Business Information, Estates Gazette, 151 Wardour Street, London W1F 8BN.
13. GARY NICHOLS, 1999, **Sedimentology & Stratigraphy**, Wiley-Blackwell, Malden, MA, ISBN 0 6320 3578 1.
14. [http://google.com/geology galery](http://google.com/geology%20galery).

15. <http://ncgnp.usgs.gov/Geologic Mapping Field method>.
16. <http://paleontology portal.com/fosil gallery>
17. <http://usgs.gov/USGS Science for a Changing World>
18. LEVIN, H.L., 1987, **The Earth through time**, Saunders College Publishing (3rd ed.), ISBN 0-03-008912-3.
19. LOBECK, A.K., 1939, **Geomorphology: an Introduction to the study of Landscape**, New York and London: Mc Graw-Hill Book Company. Inc.
20. Mc CLAY, K., 1987, **The Mapping of geological structures**, Geol. Soc. London Handbooks, John Wiley & Sons, p.162.
21. MILLER, C. VICTOR, 1961, **Photogeology**, International Series in The Earth Sciences, Mc Graw Hill Book Company, Inc., New York, Toronto, London.
22. PHILPOTTS, ANTHONY; AGUE, JAY, 2009, **Principles of Igneous and Metamorphic Petrology** (Cambridge University Press). ISBN 978-0521880060
23. PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J. & JORDAN, T.H., 2003, **Understanding Earth**, Freeman & co (4th ed.), ISBN 0-7167-9617-1.
24. READING, H.G., 1996, **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**, Blackwell Science (3rd ed.), ISBN 0-632-03627-3
25. RICHARD G. RAY, 1960, **Aerial Photographs in Geologic Interpretation and Mapping**, Geological Survey Professional paper 373, United States Government Printing Office, Washington.
26. SABINS FLOYD. F., 1978, **Remote Sensing: Principles and Interpretation**, Second Edition, W H Freeman and Company.
27. SOEJONO, M, 1996, **Sandi Stratigrafi Indonesia**, Ikatan Ahli Geologi Indonesia.
28. SUKENDAR, A, 2002, **Kumpulan Materi Kuliah Geologi Fisik dan Geologi Dinamis**, Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Teknik, Universitas Pakuan
29. STANLEY, S.M., 1999, **Earth System History**, W.H. Freeman & Co, ISBN 0-7167-2882-6
30. TARBUCK, E.J. & LUTGENS, F.K., 1999, **Earth, an introduction to Physical Geology**, Prentice Hall (6th ed.), ISBN 0-13-011201-1
31. VERSTAPPEN, M. TH., 1983, **Applied Geomorphology (Geomorphological Surveys for Environmental Development)**, Amsterdam: Elsevier Science Publishing Company Inc.
32. WALTER, A. THURBER & ROBERT E KILBURN, 1967, **Exploring Earth Sciences**, Allyn and Bacon, Inc.
33. WILLIAM C. PETERS, 1978, **Exploration and Mining Geology**, John Wiley & Sons, New York.

14

Glosarium

A.

Angular Unconformity (Ketidakselarasan Bersudut) adalah salah satu jenis ketidakselarasan yang hubungan antara satu lapis batuan (sekelompok batuan) dengan satu batuan lainnya (kelompok batuan lainnya), memiliki hubungan/kontak yang membentuk sudut.

Astronomi adalah ilmu yang mempelajari keadaan Tata Surya, dan mungkin merupakan ilmu yang tertua di Bumi. Kaitannya terhadap bumi hanya terbatas kepada aspek bahwa bumi merupakan bagian dari Tata Surya.

Amigdaloidal adalah struktur vesikular pada batuan beku berupa lubang-lubang yang biasanya teisi oleh mineral seperti kalsit, kuarsa atau zeolit

Aphanitic adalah ukuran butir mineral pada batuan beku yang hampir seluruhnya tersusun oleh mineral-mineral berukuran halus.

B.

Batuan Beku (Igneus Rocks: dari Bahasa Latin: *ignis*, "api") adalah jenis batuan yang terbentuk dari magma yang mendingin dan mengeras, dengan atau tanpa proses kristalisasi, baik di bawah permukaan sebagai batuan intrusif (plutonik) maupun di atas permukaan sebagai batuan ekstrusif (vulkanik).

Batuan Beku Asam adalah klasifikasi kimiawi batuan beku yang didasarkan pada kandungan SiO_2 diatas 65%.

Batuan Beku Intermediate adalah klasifikasi kimiawi batuan beku yang didasarkan pada kandungan SiO_2 yang berada pada kisaran 65% - 52%.

Batuan Beku Basa adalah klasifikasi kimiawi batuan beku yang didasarkan pada kandungan SiO_2 yang berada pada kisaran 52% - 45%.

Batuan Beku Ultrabasa adalah klasifikasi kimiawi batuan beku yang didasarkan pada kandungan SiO_2 dibawah 30%.

Batuan Vulkanik adalah batuan beku yang terbentuk dipermukaan atau sangat dekat permukaan bumi dan umumnya berbutir sangat halus hingga gelas.

Batuan Hipabisal adalah batuan beku intrusive yang terbentuk dekat permukaan bumi dengan ciri umum bertekstur porphyritic.

Batuan Plutonik adalah batuan beku intrusive yang terbentuk jauh dibawah permukaan bumi dan umumnya bertekstur sedang hingga kasar.

Batuan Ekstrusif adalah batuan beku, bersifat fragmental atau sebaliknya dan terbentuk sebagai hasil erupsi ke permukaan bumi.

Batuan Intrusive adalah batuan beku yang terbentuk dibawah permukaan bumi.

Batuan Gununggapi adalah batuan yang berasal dari hasil aktivitas gununggapi berupa batuan piroklastik dan lava

Batuan Sedimen Klastik adalah batuan sedimen yang berasal dari hasil rombakan batuan yang telah ada berupa batuan beku, metamorf, atau sedimen yang mengalami pengangkutan oleh media air, angin, atau gletser dan diendapkan dalam suatu cekungan yang kemudian mengalami proses kompaksi, diagenesa, sementasi dan litifikasi yang akhirnya berubah menjadi batuan sedimen.

Batuan Sedimen Non-klastik adalah batuan sedimen yang terbentuk sebagai hasil dari proses kimiawi (batuan halit sebagai hasil dari proses evaporasi), ataupun hasil dari proses organik (seperti batugamping terumbu yang berasal dari organisme dan batubara yang berasal dari tumbuhan yang telah mati).

Batuan Sedimen Evaporit adalah batuan sedimen non-klastik yang terbentuk sebagai hasil proses penguapan (evaporation) air laut.

Batuan Sedimen Karbonat adalah batuan sedimen non-klastik yang terbentuk dari hasil proses kimiawi, dan juga proses biokimia.

Batuan Sedimen Silika adalah sedimen non-klastik yang tersusun dari mineral silika (SiO₂). Merupakan batuan hasil proses kimiawi dan atau biokimia, serta berasal dari kumpulan organisme yang berkomposisi silika seperti diatomae, radiolaria dan sponges.

Batuan metamorf adalah batuan yang terbentuk dari batuan asal (batuan beku, sedimen, metamorf) yang mengalami perubahan temperatur(T), tekanan (P), atau Temperatur (T) dan Tekanan (P) secara bersamaan yang berakibat pada pembentukan mineral-mineral baru dan tekstur batuan yang baru.

Bentangalam (*landscape*) didefinisikan sebagai panorama alam yang disusun oleh elemen elemen geomorfologi dalam dimensi yang lebih luas dari terrain.

Bentuklahan (*landforms*) adalah kompleks fisik permukaan ataupun dekat permukaan suatu daratan yang dipengaruhi oleh kegiatan manusia.

Bentangalam Endogenik (Bentangalam Konstruksional) adalah bentangalam yang proses pembentukannya dikontrol oleh gaya-gaya endogen, seperti aktivitas gununggapi, aktivitas magma dan aktivitas tektonik (perlipatan dan patahan). Bentuk bentangalam endogen dalam geomorfologi dikenal sebagai bentuk bentangalam konstruksional.

Bentangalam Eksogenik (Bentangalam Destruksional) adalah bentuk-bentuk bentangalam yang proses pembentukannya dikontrol oleh gaya eksogen. Bentangalam eksogen dikenal juga sebagai bentangalam destruksional.

Batolith adalah bentuk tubuh batuan beku yang memiliki ukuran yang sangat besar yaitu > 100 km² dan membeku pada kedalaman yang cukup dalam.

C.

Continental Drift Hypothesis (Hipotesa Pengapungan Benua) adalah suatu hipotesa yang menganggap bahwa benua-benua yang kita kenal saat ini dahulunya bersatu dan dikenal sebagai super-kontinen yang bernama Pangaea. Super-kontinen Pangea ini diduga terbentuk pada 200 juta tahun yang lalu yang kemudian terpecah-pecah menjadi beberapa bagian yang lebih kecil yang kita kenal sebagai benua-benua yang ada saat ini.

Cross-cutting relationships rules (Hukum potong-memotong) adalah hubungan kejadian antara satu batuan yang dipotong / diterobos oleh batuan lainnya, dimana batuan yang dipotong / diterobos terbentuk lebih dahulu dibandingkan dengan batuan yang menerobos

D.

Data penginderaan jauh pada umumnya berbentuk data digital yang merekam unit terkecil di dalam sistim perekam data. Unit terkecil ini dikenal dengan nama pixel (picture element) yang berupa koordinat 3 dimensi (x,y,z). Koordinat x,y menunjukkan lokasi unit tersebut dalam koordinat geografi dan y menunjukkan nilai intensitas pantul dari unit dalam tiap selang panjang gelombang yang dipakai.

Disconformity adalah salah satu jenis ketidakselarasan yang hubungan antara satu lapis batuan (sekelompok batuan) dengan satu lapisan batuan lainnya (kelompok batuan lainnya) yang dibatasi oleh suatu rumpang waktu tertentu (ditandai oleh selang waktu dimana tidak terjadi pengendapan).

Diskordan adalah tubuh batuan beku intrusif yang memotong perlapisan batuan disekitarnya.

Dyke adalah tubuh batuan beku yang memotong perlapisan disekitarnya dan memiliki bentuk tabular atau memanjang. Ketebalannya dari beberapa sentimeter sampai puluhan meter dengan panjang ratusan meter.

E.

Erosi adalah proses pengikisan yang terjadi pada batuan maupun hasil pelapukan batuan (tanah) oleh media air, angin, maupun es/gletser.

Erosi alur (Rill erosion)

Erosi alur adalah proses pengikisan yang terjadi pada permukaan tanah (terrain) yang disebabkan oleh hasil kerja air berbentuk alur-alur dengan ukuran berkisar antara beberapa milimeter hingga beberapa centimeter.

Erosi Berlembar (Sheet Erosion)

Erosi berlembar adalah proses pengikisan air yang terjadi pada permukaan tanah yang searah dengan bidang permukaan tanah, biasanya terjadi pada lereng-lereng bukit yang vegetasinya jarang atau gundul.

Erosi drainase (ravine erosion)

Erosi drainase adalah proses pengikisan yang disebabkan oleh kerja air pada permukaan tanah (terrain) yang membentuk saluran-saluran dengan lembah-lembah salurannya berukuran antara beberapa centimeter hingga satu meter.

Erosi saluran (gully erosion)

Erosi saluran adalah erosi yang disebabkan oleh hasil kerja air pada permukaan tanah membentuk saluran-saluran dengan ukuran lebar lembahnya lebih besar 1 meter hingga beberapa meter.

Erosi lembah (valley erosion)

Erosi lembah adalah proses dari kerja air pada permukaan tanah (terrain) yang berbentuk saluran-saluran dengan ukuran lebarnya diatas sepuluh meter.

F.

Facies adalah aspek fisika, kimia, atau biologi suatu endapan dalam kesamaan waktu. Dua tubuh batuan yang diendapkan pada waktu yang sama dikatakan berbeda facies, kalau kedua batuan tersebut berbeda ciri fisik, kimia atau biologinya.

Fosil adalah sisa-sisa organisme yang telah menjadi batu dan harus memenuhi persyaratan yaitu merupakan sisa-sisa organisme, terawetkan secara alamiah, pada umumnya padat /kompak/keras, dan berumur lebih dari 11.000 tahun.

G.

Gaya merupakan suatu vektor yang dapat merubah gerak dan arah pergerakan suatu benda.

Gaya Endogen adalah semua gaya yang berasal dari dalam bumi, seperti aktivitas tektonik berupa pergerakan antar lempeng dan pembentukan pegunungan (orogenesis), aktivitas magmatis yang berupa intrusi magma ke permukaan atau dekat permukaan bumi, dan aktivitas vulkanisme berupa pembentukan gunungapi, erupsi/letusan gunungapi: aliran lava maupun semburan material piroklastik.

Gaya Eksogen adalah gaya yang dipengaruhi oleh energi matahari dan gaya tarik bumi (gravitasi). Adapun yang termasuk dalam gaya eksogen adalah pelapukan, erosi, mass wasting dan sedimentasi.

Geologi adalah suatu bidang Ilmu Pengetahuan Kebumihan yang mempelajari segala sesuatu mengenai planet Bumi beserta isinya yang pernah ada. Merupakan kelompok ilmu yang membahas tentang sifat-sifat dan bahan-bahan yang membentuk bumi, struktur, proses-proses yang bekerja baik didalam maupun diatas permukaan bumi, kedudukannya di Alam Semesta serta sejarah perkembangannya sejak bumi ini lahir di alam semesta hingga sekarang

Geologi Fisik adalah bagian ilmu geologi yang mengkhususkan mempelajari sifat-sifat fisik dari bumi, seperti susunan dan komposisi dari pada bahan-bahan yang membentuk bumi, selaput udara yang mengitari bumi, khususnya bagian yang melekat dan berinteraksi dengan bumi, kemudian selaput air atau hidrosfir, serta proses-proses yang bekerja diatas permukaan bumi yang dipicu oleh energi Matahari dan tarikan gayaberat bumi.

Geologi Dinamis adalah bagian dari ilmu geologi yang mempelajari dan membahas tentang sifat-sifat dinamika bumi. Sisi ini berhubungan dengan perubahan-perubahan pada bagian bumi yang diakibatkan oleh gaya-gaya yang dipicu oleh energi yang bersumber dari dalam bumi, seperti kegiatan magma yang menghasilkan vulkanisma, gerak-gerak litosfir akibat adanya arus konveksi, gempa bumi dan gerak-gerak pembentukan cekungan pengendapan dan pegunungan.

Geologi Sejarah adalah uraian yang menyangkut kronologi kejadian batuan-batuan yang terdapat di bumi dalam konteks ruang dan waktu.

Geologi Struktur adalah bagian dari ilmu geologi yang mempelajari tentang bentuk (arsitektur) batuan sebagai hasil dari proses deformasi.

Geomorfologi adalah ilmu yang mempelajari tentang rona muka bumi beserta aspek-aspek yang mempengaruhinya.

H.

Horizontality (Horisontalitas) adalah hukum Steno yang menyatakan bahwa kedudukan awal dari suatu pengendapan pada awalnya bersifat horisontal, kecuali pada tepi cekungan memiliki sudut kemiringan asli (initial-dip) karena dasar cekungannya yang memang menyudut.

Horison ialah suatu bidang (dalam praktek, lapisan tipis di muka bumi atau dibawah permukaan) yang menghubungkan titik-titik kesamaan waktu. Horison dapat berupa: horison listrik, horison seismik, horison batuan, horison fosil dan sebagainya. Istilah istilah seperti : datum, marker, lapisan pandu sebagai padanannya dan sering dipakai dalam keperluan korelasi.

Hukum Suksesi Fauna (Fosil) adalah hukum yang menyatakan bahwa sepanjang umur bumi, mulai dari zaman Kambrium hingga Kuartar telah terjadi suatu proses perubahan dalam kehidupan organisme, perubahan ini menyangkut evolusi yang terjadi pada organisme (kepunahan dan kemunculan suatu organisme) sebagai akibat adanya perubahan lingkungan hidup yang terjadi di bumi.

Holokristalin adalah derajat kristalisasi pada batuan beku yang hampir seluruhnya disusun oleh kristal.

Hipokristalin adalah derajat kristalisasi pada batuan beku yang tersusun oleh kristal dan gelas.

Holohyalin adalah derajat kristalisasi pada batuan beku yang seluruhnya tersusun oleh gelas.

Hypermalanic rocks adalah jenis batuan beku yang kandungan mineral mafic-nya diatas 90%.

J.

Jentera Geomorfik adalah suatu tahapan dari bentuk-bentuk bentangalam / morfologi sebagai akibat dari proses-proses geomorfologi yang bekerja terhadap bentangalam tersebut. Jentera geomorfik dapat dibagi menjadi tahapan muda, dewasa, tua, dan tahapan pendataran kembali (penepleinisasi).

K.

Kekar adalah retakan/rekahan yang terbentuk pada batuan akibat suatu gaya yang bekerja pada batuan tersebut.

Keselarasan adalah hubungan antar perlapisan batuan yang kontinyu (menerus), tidak terdapat selang waktu (rumpang waktu) pengendapan.

Ketidak-selarasan adalah hubungan antar yang tidak menerus yang disebabkan oleh adanya rumpang waktu pengendapan. Terdapat 3 (tiga) jenis ketidak-selarasan, yaitu ketidak selarasan bersudut (angular), disconformity, dan non-conformity.

Konkordan adalah tubuh batuan beku intrusif yang sejajar dengan perlapisan disekitarnya.

Korelasi adalah penghubungan titik-titik kesamaan waktu atau penghubungan satuan satuan stratigrafi dengan mempertimbangkan kesamaan waktu.

Kolom Stratigrafi adalah kolom yang menggambarkan susunan dari batuan yang memperlihatkan hubungan antar batuan atau satuan batuan mulai dari yang tertua hingga termuda menurut umur geologi, ketebalan setiap satuan batuan, serta genesa pembentukan batuannya.

Korelasi Stratigrafi pada hakekatnya adalah menghubungkan titik-titik kesamaan waktu atau penghubungan satuan-satuan stratigrafi dengan mempertimbangkan kesamaan waktu

Kesinambungan Lateral (Lateral continuity) merupakan hukum Steno yang menyatakan bahwa pelampiran suatu lapisan batuan akan menerus sepanjang jurus perlapisannya.

L.

Laccolith adalah bentuk tubuh batuan beku yang menyerupai kubah (dome), dimana perlapisan batuan yang asalnya datar menjadi melengkung akibat penerobosan tubuh batuan ini, sedangkan bagian dasarnya tetap datar.

Lava adalah magma yang keluar dan mengalir dari lubang gunung-berapi bersifat encer pijar.

Lava Basaltis adalah lava yang berasal dari magma yang bersusunan mafis, bersuhu tinggi dan mempunyai viskositas yang rendah.

Lava Andesitis adalah lava yang bersusunan antara basaltis dan rhyolitit, atau intermediate. Lava andesitis mempunyai sifat fisik kental, tidak mampu mengalir jauh dari pusatnya.

Lava Rhyolitit adalah lava yang bersifat sangat kental, jarang sekali dijumpai sebagai lava, karena sudah membeku dibawah permukaan sebelum terjadi erupsi

Leucocratic Rocks adalah jenis batuan beku yang kandungan mineral mafic-nya kurang dari 30%

Lateral Continuity (Kesinambungan Lateral) merupakan hukum Steno yang menyatakan bahwa pelampiran suatu lapisan batuan akan menerus sepanjang jurus perlapisannya. Apabila pelampiran suatu lapisan batuan sepanjang jurus perlapisannya berbeda litologinya maka dikatakan bahwa perlapisan batuan tersebut berubah facies.

Lipatan adalah suatu deformasi batuan yang berbentuk gelombang sinusoidal yang disebabkan oleh gaya yang bekerja pada batuan akan tetapi tidak melampaui batas elastisitas batuanya.

Litosfir atau bagian yang padat dari Bumi, berada dibawah Atmosfir dan Samudra.

Lopolith adalah bentuk tubuh batuan beku yang cembung ke bawah. Lopolith memiliki diameter yang lebih besar dari laccolith, yaitu puluhan sampai ratusan kilometer dengan kedalaman ribuan meter

M.

Magma adalah suatu lelehan silikat bersuhu tinggi berada didalam litosfir, yang terdiri dari ion-ion yang bergerak bebas, hablur yang mengapung didalamnya, serta mengandung sejumlah bahan berwujud gas. Lelehan tersebut diperkirakan terbentuk pada kedalaman berkisar sekitar 200 kilometer dibawah permukaan bumi, terdiri terutama dari unsur-unsur yang kemudian membentuk mineral-mineral silikat

Mass Wasting pada dasarnya adalah gerakan batuan, regolith, dan tanah kearah kaki lereng sebagai akibat dari pengaruh gaya berat (gravity).

Mesocratic Rocks adalah jenis batuan beku yang kandungan mineral mafic-nya berkisar antara 30% - 60%.

Metamorfosa adalah perubahan dari kelompok mineral dan tekstur batuan yang terjadi dalam suatu batuan yang mengalami tekanan dan temperatur yang berbeda dengan tekanan dan temperatur saat batuan tersebut pertama kalinya terbentuk.

Melanocratic Rocks adalah jenis batuan beku yang kandungan mineral mafic-nya berkisar antara 60% - 90%

Metamorfosa Kataklastik adalah metamorfosa yang diakibatkan oleh deformasi mekanis, seperti yang terjadi pada dua blok batuan yang mengalami pergeseran satu dan lainnya disepanjang suatu zona sesar / patahan.

Metamorfosa Burial adalah metamorfosa yang terjadi apabila batuan-batuan sedimen yang berada pada kedalaman tertentu dimana kondisi temperaturnya lebih besar dari 300° C dan absennya tekanan diferensial.

Metamorfosa Kontak adalah metamorfosa yang terjadi didekat intrusi batuan beku dan merupakan hasil dari kenaikan temperatur yang tinggi dan berhubungan dengan intrusi batuan beku.

Metamorfosa Regional adalah metamorfosa yang terjadi pada wilayah yang sangat luas dimana tingkat deformasi yang tinggi dibawah tekanan diferensial. Metamorfosa jenis ini biasanya akan menghasilkan batuan metamorf dengan tingkat foliasi yang sangat kuat, seperti Slate, Schists, dan Gneisses.

Mineral adalah bahan padat anorganik yang terdapat secara alamiah, yang terdiri dari unsur-unsur kimiawi dalam perbandingan tertentu, dimana atom-atom didalamnya tersusun mengikuti suatu pola yang sistimatis (bentuk kristal yang teratur).

Mineral Feromagnesium adalah mineral mineral yang tersusun dari unsur Fe, Mg dan SiO₂

Mineral Oksida adalah mineral mineral yang terbentuk sebagai akibat perseyawaan langsung antara oksigen dan unsur tertentu. Unsur yang paling utama dalam oksida adalah besi, chrom, mangan, timah dan aluminium. Beberapa mineral oksida yang paling umum adalah korondum (Al₂O₃), hematit (Fe₂O₃) dan kassiterit (SnO₂).

Mineral Sulfida adalah mineral mineral hasil perseyawaan langsung antara unsur tertentu dengan sulfur (belerang), seperti besi, perak, tembaga, timbal, seng dan merkuri. Beberapa dari mineral sulfida ini terdapat sebagai bahan yang mempunyai nilai ekonomis, atau bijih, seperti “pirit” (FeS₃), “chalcocite” (Cu₂S), “galena” (PbS), dan “sphalerit” (ZnS).

Mineral-mineral Karbonat dan Sulfat adalah mineral-mineral hasil perseyawaan dengan ion (CO₃)₂₋, seperti perseyawaan dengan Ca dinamakan “kalsium karbonat”, CaCO₃ dikenal sebagai mineral “kalsit”.

Morfologi Gunungapi Strato (Strato volcano landforms) adalah bentangalam gunungapi yang berbentuk kerucut dan disusun oleh perulangan dari material piroklastik dan lava.

Morfologi Gunungapi Perisai (Shield volcano landforms) adalah bentangalam gunungapi yang bentuknya menyerupai perisai dan biasanya tersusun oleh lava yang berkomposisi basaltis.

Morfologi Gunungapi Parasit (Parasitic Cones) adalah bentangalam yang berbentuk kerucut yang keberadaannya menumpang pada badan dari induk gunungapi, sering juga disebut sebagai anak gunungapi.

Morfologi Jenjang Gunungapi (Volcanic neck Landforms) adalah bentangalam yang berbentuk seperti leher atau tiang merupakan sisa dari proses denudasi gunungapi

Morfologi Kaldera (Caldera Landforms) adalah bentangalam yang terbentuk sebagai hasil erupsi gunungapi tipe explosive yang mengakibatkan bagian kepundannya runtuh sehingga membentuk bentuk kawah yang sangat luas

Morfologi Kawah (Crater Landforms) adalah bentangalam gunungapi yang berupa lubang tempat keluarnya material gunungapi ketika terjadi erupsi.

Morfologi Kawah Preatomagmatik (Maar landforms) adalah bentangalam berrelief rendah dan luas dari suatu kawah gunungapi hasil erupsi preatomagmatik, letusannya disebabkan oleh air bawah tanah yang kontak dengan magma. Ciri dari morfologi Maar umumnya diisi oleh air membentuk suatu danau kawah yang dangkal.

Morfologi Kaki Gunungapi (Volcanic Footslope Landforms) adalah bentangalam gunungapi yang merupakan bagian kaki dari suatu tubuh gunungapi.

Morfologi Sumbat lava (Lava plug landforms) adalah bentangalam yang berbentuk pipa atau bantal berupa lava yang membeku pada lubang kepundan

Morfologi Sisa Gunungapi (Volcanic Remnant Landforms) adalah sisa-sisa dari suatu gunungapi yang telah mengalami proses denudasi.

Morfologi Intrusi (Intrusive landforms) adalah bentangalam berbentuk bukit terisolir yang tersusun oleh batuan beku dan genesanya dikontrol oleh aktivitas magma.

Morfologi Graben (Amblesan) adalah bentangalam yang berbentuk depresi dipisahkan dengan morfologi lainnya oleh bidang patahan.

Morfologi Bukit Patahan adalah bentuk bentangalam yang terdiri dari bukit-bukit yang dibatasi oleh bidang-bidang patahan (gawir sesar).

Morfologi Bukit Monoklin adalah bentangalam yang berbentuk bukit, tersusun dari batuan sedimen dengan arah kemiringan yang seragam.

Morfologi Mesa adalah bentangalam yang berbentuk dataran dan proses kejadiannya dikontrol oleh struktur pelapisan mendatar dengan elevasi yang lebih tinggi dari sekitarnya.

Morfologi Hogbag adalah bentangalam yang berbentuk bukit yang memanjang searah dengan jurus pelapisan batuan dan mempunyai kemiringan lapisan yang lebih besar 45° .

Morfologi Plateau adalah bentangalam yang bentuknya menyerupai meja berrelief tinggi dengan struktur batuan yang horisontal. Morfologi plateau umumnya dijumpai di daerah yang kondisi geologinya relatif stabil atau relatif kecil terhadap pengaruh tektonik, sehingga pelapisan batuanya relatif horisontal.

Morfologi Lembah Sinklin (Synclinal Valleys) adalah bentangalam yang berbentuk lembah yang tersusun dari batuan sedimen dengan struktur sinklin

Morfologi Punggung Sinklin (Synclinal Ridges) adalah bentangalam yang berbentuk bukit, tersusun dari batuan sedimen yang membentuk struktur sinklin

Morfologi Lembah Antiklin (Anticlinal Valleys) adalah bentangalam yang berbentuk lembah yang diapit oleh sepasang bukit tersusun dari batuan sedimen yang berstruktur antiklin

Morfologi Punggung Antiklin (Anticlinal Ridges) adalah bentangalam yang berbentuk bukit dimana litologi penyusunnya telah mengalami perlipatan membentuk struktur antiklin

Morfologi Perbukitan Lipatan (Folded mountains) adalah bentuk bentangalam yang tersusun oleh batuan sedimen yang terlipat membentuk struktur antiklin dan sinklin

Morfologi Struktural (Structural Landforms) adalah bentangalam yang proses pembentukannya dikontrol oleh gaya tektonik seperti perlipatan dan atau patahan.

Morfologi Kipas Aluvial (Alluvium fan Landforms) adalah bentangalam yang menyerupai bentuk kipas, umumnya terbentuk dibagian kaki lereng suatu perbukitan dan biasanya berada di daerah yang beriklim arid.

Morfologi Sungai Bersirat (Braided Stream Landforms) adalah bentuk bentangalam hasil dari proses pengendapan yang disebabkan oleh saluran air sungai yang berpindah-pindah.

Morfologi Point Bar (Point Bar Landforms) adalah bentuk bentangalam yang berada pada kelokan sungai bagian dalam yang merupakan hasil pengendapan sungai pada bagian dalam dari suatu kelokan sungai (meander).

Morfologi Danau Tapal Kuda (Oxbow Lake Landforms) adalah bentangalam yang bentuknya menyerupai tapal kuda, merupakan saluran sungai yang ditinggalkan karena terjadinya pemotongan meander sungai yang mengakibatkan meander terisolasi dari saluran utamanya dan terisi oleh air membentuk danau.

Morfologi Gosongpasir merupakan bentangalam yang berbentuk daratan disepanjang suatu saluran sungai sebagai hasil pengendapan material yang diangkut sungai.

Morfologi Undak Sungai (River Terrace Landforms) terjadi oleh erosi vertikal yang lebih dominan dibandingkan erosi lateral. Undak undak sungai dapat terjadi pada sungai yang mengalami pengangkatan kembali sehingga gaya erosi vertikal kembali bekerja.

Morfologi Tanggul Alam (Levee Landforms) adalah bentangalam yang berbentuk tanggul dan sejajar dengan arah saluran sungai, merupakan akumulasi dari endapan material berbutir kasar saat air sungai melimpah keluar saluran.

Morfologi Gumuk Pasir (Sand dunes Landforms) adalah bentangalam yang berbentuk bukit bukit pasir berpola parabolic atau ellipsoid dan merupakan hasil pengendapan partikel-partikel pasir yang diangkut oleh angin.

Morfologi Dataran Loess (Loess Landforms) adalah bentangalam yang berbentuk dataran dan merupakan hasil pengendapan material yang berbutir halus oleh angin.

Morfologi Talus (Scree Landforms) adalah bentangalam hasil pengikisan angin yang diendapkan di kaki lereng.

Morfologi Arroyos (Arroyos Landforms) adalah bentangalam yang terbentuk sebagai akibat dari aliran air hujan yang membawa partikel-pasir yang mengisi bagian gullies dan valley dan umumnya terdapat di daerah yang beriklim arid.

Morfologi Pediment adalah bentangalam berbentuk dataran landai merupakan endapan hasil erosi yang terletak dikaki-kaki bukit merupakan hasil erosi perbukitan disekitarnya.

Morfologi Inselberg adalah bentangalam berbentuk perbukitan memanjang dan merupakan sisa hasil erosi angin.

Morfologi Karst adalah bentangalam yang dibangun oleh batugamping yang dicirikan oleh adanya gua-gua, ovala, dolina sebagai hasil pelarutan air.

Morfologi Perbukitan Kerucut Batugamping (Pepino-hill Landforms) adalah bentangalam perbukitan yang tersusun dari batugamping yang berbentuk kerucut kerucut batugamping.

Morfologi Polje adalah bentangalam yang berbentuk depresi aksentif hasil erosi pada perbukitan batugamping yang tertutup disemua sisi dan dibagian tengahnya berupa lantai yang datar dibatasi oleh dinding yang terjal.

Morfologi Dolina dan Ovala adalah lubang-lubang berbentuk kerucut terbalik (mangkuk) sebagai hasil pelarutan air di daerah morfologi karst. Dolina dan Ovala dibedakan berdasarkan bentuknya, dolina berbentuk “V” dan ovala “U”.

Morfologi Tanjung adalah bentangalam yang daratannya menjorok ke arah laut sedangkan bagian kiri dan kanannya relatif sejajar dengan garis pantai.

Morfologi Teluk adalah bentangalam yang daratannya menjorok ke arah daratan sedangkan bagian kiri dan kanan nya relatif sejajar dengan garis pantai.

Morfologi Tonggak dan Busur (Stack and Arch Landforms) adalah bentuk-bentuk bentangalam pantai yang berada di sekitar garis pantai merupakan sisa-sisa daratan akibat kikisan/abrasi gelombang air laut dan mengakibatkan garis pantai mundur ke arah daratan. Arches adalah sisa-sisa daratan akibat erosi (abrasi) dengan bentuk yang tidak teratur karena batumannya resisten terhadap hantaman gelombang.

Morfologi Paparan Pantai (Wave-cut Platform) adalah bentangalam berbentuk datar hasil erosi gelombang air laut dan berada pada zona muka air laut, sedangkan garis pantai mundur ke arah darat sebagai akibat erosi gelombang laut.

Morfologi Tanggul Pantai (Barrier Landforms) adalah bentangalam yang berbentuk memanjang sejajar dengan garis pantai dan terbentuk sebagai hasil pengendapan partikel partikel pasir dibagian muka pantai oleh abrasi gelombang air laut. Topografi barrier island umumnya lebih rendah dibandingkan dengan topografi pantai.

Morfologi Danau Pantai (Lagoon Landforms) adalah bentuk bentangalam yang terletak diantara barrier (tanggul) dan daratan, dengan kedalaman air yang dangkal dan dipengaruhi oleh air laut dan air tawar yang berasal dari darat.

Morfologi Pantai submergent adalah bentangalam yang terbentuk dari pengaruh gabungan antara naiknya muka air laut (transgresi) dan penurunan cekungan.

Morfologi Pantai emergent adalah bentangalam yang terbentuk sebagai akibat dari penurunan muka air laut (regresi) atau naiknya permukaan daratan. Umumnya bentuk pantai emergent ditandai oleh teras-teras pantai.

Morfologi Pematang Pantai (Spit Landforms) adalah bentangalam yang berbentuk memanjang sejajar dengan garis pantai dan terbentuk sebagai hasil pengendapan material yang dibawa oleh arus gelombang air laut.

N.

Nilai intensitas pantul berkisar antara 0 – 255 dimana 0 merupakan intensitas terendah (hitam) dan 255 intensitas tertinggi (putih). Ukuran pixel berbeda tergantung pada sistem yang dipakai, menunjukkan ketajaman/ketelitian dari data penginderaan jauh, atau yang dikenal dengan resolusi spasial.

Non-conformity adalah salah satu jenis ketidakselarasan yang hubungan antara satu lapis batuan (sekelompok batuan) dengan satu batuan beku atau metamorf.

O.

Orogenesa adalah pembentukan pegunungan yang dipengaruhi oleh konsep tegasan yang dicirikan oleh lapisan lapisan sedimen tebal yang terlipat dengan arah sumbu lipatan yang berbeda beda, serta dicirikan oleh proses deformasi yang berlangsung berkali kali dan merupakan pengaruh dari berbagai proses yang berbeda-beda, termasuk intrusi dan gejala pelengseran gaya berat, yang bekerja pada suatu bahan yang berlainan sifat dan kedalamannya.

P.

Paccolith adalah tubuh batuan beku yang menempati sinklin atau antiklin yang telah terbentuk sebelumnya. Ketebalan paccolith berkisar antara ratusan sampai ribuan kilometer.

Patahan (sesar) adalah pergeseran sebagian masa batuan dari kedudukan semula yang diakibatkan oleh gaya yang bekerja pada batuan.

Paleomagnetisme adalah kajian tentang arah-arah magnet bumi pada masa lalu yang terekam dalam batuan ketika batuan tersebut terbentuk. Arah magnet bumi akan terekam oleh mineral dalam batuan ketika melewati temperatur 580° Celcius (Temperatur Curie).

Paleontologi adalah ilmu yang mempelajari tentang bentuk bentuk kehidupan yang pernah ada pada masa lampau termasuk evolusi dan interaksi satu dengan lainnya serta lingkungan kehidupannya (paleoekologi) selama umur bumi atau dalam skala waktu geologi terutama yang diwakili oleh fosil.

Paleobotani (dari bahasa Yunani paleon berarti tua dan botany yang berarti ilmu tentang tumbuhan) adalah cabang dari paleontologi yang khusus mempelajari fosil tumbuhan. Kajian Paleobotani meliputi aspek fosil tumbuhan, rekonstruksi taksa, dan sejarah evolusi dunia tumbuhan.

Paleozoologi (berasal dari bahasa Yunani: paleon = tua dan zoon = hewan) adalah cabang dari paleontologi atau paleobiologi, yang bertujuan untuk menemukan dan mengidentifikasi fosil hewan bersel banyak dari sistem geologi atau arkeologi, untuk menggunakan fosil tersebut dalam rekonstruksi lingkungan dan ekologi prasejarah.

Paleogeografi adalah gambaran keadaan fisik bumi serta kondisi iklim pada masa lalu didasarkan atas ekologi kehidupan organisme yang dipelajari dari fosilnya.

Phaneritic adalah ukuran butir mineral pada batuan beku yang hampir seluruhnya tersusun oleh mineral-mineral yang berukuran kasar.

Pelapukan adalah proses desintegrasi atau dekomposisi dari material penyusun kulit bumi yang berupa batuan. Pelapukan sangat dipengaruhi oleh kondisi iklim, temperatur dan komposisi kimia dari mineral-mineral penyusun batuan.

Penginderaan jauh adalah suatu metoda untuk mengenal dan menentukan obyek dipermukaan bumi tanpa melalui kontak langsung dengan obyek tersebut

Penggolongan Stratigrafi ialah pengelompokan bersistem batuan menurut berbagai cara, untuk mempermudah pemerian, aturan dan hubungan batuan yang satu terhadap lainnya. Kelompok bersistem tersebut diatas dikenal sebagai satuan stratigrafi.

Peta adalah suatu penyajian pada bidang datar dari seluruh atau sebagian unsur permukaan bumi yang digambar dalam skala tertentu.

Pemetaan geologi adalah suatu proses ilmiah yang bersifat interpretasi dan dapat menghasilkan berbagai jenis peta untuk berbagai macam tujuan, termasuk misalnya untuk penilaian kualitas air bawah tanah dan resiko pencemaran, memprediksi bencana longsor, gempabumi, erupsi gunungapi, karakteristik sumberdaya mineral dan energi, manajemen lahan dan perencanaan tataguna lahan, dan lain sebagainya

Peta geologi pada dasarnya merupakan suatu sarana untuk menggambarkan tubuh batuan, penyebaran batuan, kedudukan unsur struktur geologi dan hubungan antar satuan batuan serta merangkum berbagai data lainnya dan juga merupakan gambaran teknis dari permukaan bumi dan sebagian bawah permukaan yang mempunyai arah, unsur-unsurnya yang merupakan gambaran geologi, dinyatakan sebagai garis yang mempunyai kedudukan yang pasti.

Peta geomorfologi adalah peta yang menggambarkan bentuk lahan, genesa beserta proses yang mempengaruhinya dalam berbagai skala

Plate Tectonic Theory (Tektonik Lempeng) adalah teori yang membahas tentang kerak bumi (litosfir) yang bersifat mobil / dinamis. Dalam teori ini, kerak bumi tersusun dari 7 lempeng utama dan 6 lempeng yang lebih kecil dimana batas-batas lempeng berada pada batas divergen, batas konvergen, dan batas transform.

Pillow lava (Lava Bantal) adalah struktur pada batuan beku yang menyerupai bantal sebagai proses pembekuan yang terjadi pada lingkungan air.

Pola aliran dendritik adalah pola aliran yang cabang-cabang sungainya menyerupai bentuk struktur pohon.

Pola aliran radial adalah pola aliran sungai yang arah alirannya menyebar secara radial dari suatu titik ketinggian tertentu, seperti puncak gunungapi atau bukir intrusi

Pola rectangular adalah pola aliran sungai yang berkembang pada batuan yang resistensi erosinya seragam, umumnya dikontrol oleh kekar yang mempunyai dua arah dengan sudut saling tegak lurus.

Pola aliran trellis adalah pola aliran yang menyerupai bentuk pagar yang umum dijumpai di perkebunan anggur. Pola aliran trellis dicirikan oleh sungai yang mengalir lurus disepanjang lembah dengan cabang-cabangnya berasal dari lereng yang curam dari kedua sisinya.

Pola aliran centripetal merupakan pola aliran yang berlawanan dengan pola radial, dimana aliran sungainya mengalir kesatu tempat yang berupa cekungan (depresi).

Pola aliran annular adalah pola aliran sungai yang arah alirannya menyebar secara radial dari suatu titik ketinggian tertentu dan ke arah downstream aliran kembali bersatu.

Pola aliran paralel adalah suatu sistem aliran yang terbentuk oleh lereng yang curam/terjal.

R.

Regresi (Susut Laut) adalah laju penurunan dasar cekungan lebih lambat dibandingkan dengan pasokan sedimen (sediment supply). Garis pantai maju ke arah lautan.

Resolusi spasial menunjukkan tingkat kerincian/ketelitian suatu obyek yang ditangkap oleh sensor.

Resolusi spektral menunjukkan lebar kisaran dari masing-masing band spektral yang diukur oleh sensor.

Resolusi temporal menunjukkan interval waktu antar dua pengukuran yang berurutan.

S.

Sandi Stratigrafi adalah aturan penamaan satuan-satuan stratigrafi, baik resmi ataupun tidak resmi, sehingga terdapat keseragaman dalam nama maupun pengertian nama-nama tersebut.

Satuan Litostratigrafi adalah menggolongkan batuan di bumi secara sistematis menjadi satuan-satuan bernama yang bersendi pada ciri-ciri litologi.

Satuan Litodemik adalah menggolongkan batuan beku, metamorf dan batuan lain yang terubah kuat menjadi satuan-satuan bernama yang bersendi kepada ciri-ciri litologinya.

Satuan Biostratigrafi adalah menggolongkan lapisan-lapisan batuan di bumi secara sistematis menjadi satuan-satuan bernama berdasarkan kandungan dan penyebaran fosil

Satuan Sikuenstratigrafi adalah penggolongan lapisan batuan batuan di bumi secara sistematis menjadi satuan-satuan bernama berdasarkan gerak relatif muka laut.

Satuan Kronostratigrafi adalah penggolongan lapisan-lapisan secara sistematis menjadi satuan bernama berdasarkan interval waktu geologi.

Satuan Tektonostratigrafi adalah menggolongkan suatu kawasan di bumi, yang tergolong pinggiran lempeng aktif, baik yang menumpu (plate convergence) ataupun memberai (plate divergence) menjadi mintakat-mintakat (terrances).

Sea Floor Spreading Hypothesis (Hipotesa Pemekaran Lantai Samudra) adalah suatu hipotesa yang menganggap bahwa bagian kulit bumi yang berada didasar samudra Atlantik tepatnya di Pematang Tengah Samudra mengalami pemekaran yang diakibatkan oleh gaya tarikan (tensional force) yang berasal dari arus konveksi yang berada di bagian mantel bumi (astenosfir).

Sedimentasi adalah suatu proses pengendapan material yang ditranport oleh media air, angin, es/gletser di suatu cekungan

Sejarah Cekungan adalah suatu uraian tentang sejarah sedimentasi batuan-batuan yang ada dan diendapkan di dalam cekungan. Sejarah sedimentasi suatu cekungan dapat berupa perulangan dari proses transgresi dan regresi dari endapan batuanannya dalam rentang waktu geologi tertentu.

Sejarah Tektonik adalah uraian tentang sejarah kejadian tektonik dalam suatu cekungan yang menyangkut orogenesis (pembentukan pegunungan: perlipatan, pensesaran, dan atau aktivitas magmatis) yang melibatkan batuan-batuan yang ada dalam suatu cekungan.

Sejarah Bentangalam adalah uraian tentang sejarah perkembangan bentuk bentangalam dalam suatu cekungan, yang terdiri dari proses-proses geomorfologi (pelapukan, erosi, sedimentasi), stadia erosi dan jentera (stadia) geomorfologi.

Sheeting joint adalah struktur batuan beku yang terlihat sebagai lapisan-lapisan.

Sill adalah bentuk tubuh intrusi batuan beku yang berupa lembaran dan sejajar dengan perlapisan batuan yang ada disekitarnya.

Skala Waktu Relatif adalah skala waktu yang ditentukan berdasarkan atas urutan perlapisan batuan-batuan serta evolusi kehidupan organisme dimasa yang lalu.

Skala Waktu Absolut adalah suatu skala waktu geologi yang ditentukan berdasarkan pelarikan radioaktif dari unsur-unsur kimia yang terkandung dalam bebatuan.

Slate adalah bentuk batuan metamorf derajat rendah yang tersusun dari hasil pertumbuhan mineral-mineral lempung dan chlorite berbutir halus.

Stadia/tingkatan bentangalam (jentera geomorfik) dinyatakan untuk mengetahui seberapa jauh tingkat kerusakan yang telah terjadi dan dalam tahapan/stadia apa kondisi bentangalam saat ini

Stock adalah bentuk tubuh batuan yang mirip dengan Batolith tetapi ukurannya lebih kecil berkisar antara 60 km².

Stratigrafi adalah ilmu yang mempelajari tentang aturan, hubungan, dan pembentukan (geneses) macam-macam batuan di alam dalam ruang dan waktu.

Stratotipe (Pelapisan Jenis) adalah tipe perwujudan alamiah satuan stratigrafi yang memberikan gambaran ciri umum dan batas-batas satuan stratigrafi.

Superposition (Superposisi) merupakan hukum Steno yang menyatakan bahwa dalam kondisi normal (belum terganggu), perlapisan suatu batuan yang berada pada posisi paling bawah merupakan batuan yang pertama terbentuk dan tertua dibandingkan dengan lapisan batuan di atasnya.

Sungai Superposed atau sungai Superimposed adalah sungai yang terbentuk diatas permukaan bidang struktur dan dalam perkembangannya erosi vertikal sungai memotong ke arah bagian bawah hingga sampai memotong bidang struktur dibawahnya. Dengan kata lain sungai superposed adalah sungai yang berkembang belakangan dibandingkan dengan pembentukan struktur batuan.

Sungai Antecedent adalah sungai yang lebih dulu ada dibandingkan dengan keberadaan struktur batuan dan dalam perkembangannya air sungai mengikis hingga ke bagian struktur yang ada dibawahnya. Pengikisan ini dapat terjadi karena erosi arah vertikal lebih intensif dibandingkan arah lateral.

Sungai Konsekuen adalah sungai yang berkembang dan mengalir searah lereng topografi aslinya. Sungai konsekuen sering diasosiasikan dengan kemiringan asli dan struktur lapisan batuan yang ada dibawahnya. Selama tidak dipakai sebagai pedoman, bahwa asal dari pembentukan sungai konsekuen adalah didasarkan atas lereng topografinya bukan pada kemiringan lapisan batuan.

Sungai Subsekuen adalah sungai yang berkembang disepanjang suatu garis atau zona yang resisten. sungai ini umumnya dijumpai mengalir disepanjang jurus perlapisan batuan yang resisten terhadap erosi, seperti disepanjang jurus perlapisan batuan.

Sungai Resekuen adalah sungai yang mengalir searah dengan arah kemiringan lapisan batuan sama seperti tipe sungai konsekuen dan dibedakan karena sungai resekuen berkembang belakangan.

Sungai Obsekuen adalah sungai yang mengalir berlawanan arah terhadap arah kemiringan lapisan dan berlawanan terhadap sungai konsekuen. Sungai konsekuen mengalir searah dengan arah lapisan batuan.

Sungai Insekuen adalah aliran sungai yang mengikuti suatu aliran dimana lereng tidak dikontrol oleh faktor kemiringan asli, struktur atau jenis batuan.

T.

Tatanama Stratigrafi ialah aturan penamaan satuan-satuan stratigrafi, baik resmi maupun tak resmi, sehingga terdapat keseragaman dalam nama maupun pengertian nama-nama tersebut seperti misalnya: Formasi/formasi, Zona/zona, Sistem dan sebagainya.

Tegasan adalah gaya yang bekerja pada suatu luasan permukaan dari suatu benda atau suatu kondisi yang terjadi pada batuan sebagai respon dari gaya-gaya yang berasal dari luar.

Teori KANT, LAPLACE, dan HELMHOLTZ adalah teori yang beranggapan bahwa bumi berasal dari suatu bintang yang berbentuk kabut raksasa bersuhu tidak terlalu panas dan penyebarannya terpecah dalam kondisi berputar dan dikenal sebagai awal-mula dari matahari.

Teori PLANETESIMAL (Chamberlin dan Moulton). Teori ini mengemukakan adanya suatu Bintang yang besar yang menyusup dan mendekati Matahari. Akibat dari gejala ini, maka sebagian dari bahan yang membentuk Matahari akan terkoyak dan direnggut dari peredarannya. Mereka berpendapat bahwa bumi kita ini terbentuk dari bahan-bahan yang direnggut tersebut yang kemudian memisahkan diri dari Matahari.

Transgresi (Genang Laut) adalah laju penurunan dasar cekungan lebih cepat dibandingkan dengan pasokan sedimen (sediment supply). Garis pantai maju ke arah daratan.

U.

Unconformity adalah hubungan antara satu lapis batuan dengan lapis batuan lainnya (batas atas atau bawah) yang pengendapannya tidak menerus/kontinyu yang disebabkan oleh adanya rumpang waktu pengendapan.

Uniformitarianisme adalah suatu konsep dasar dalam ilmu geologi modern yang mengacu pada doktrin "The present is the key to the past". Doktrin ini menyatakan bahwa hukum-hukum fisika, kimia dan biologi yang berlangsung saat ini berlangsung juga pada masa lampau.

V.

Volkanisma didefinisikan sebagai tempat atau lubang di atas muka bumi dimana daripadanya dikeluarkan bahan atau bebatuan yang pijar atau gas yang berasal dari bagian dalam bumi ke permukaan, yang kemudian produknya akan disusun dan membentuk sebuah kerucut atau gunung.

Vesikular adalah struktur pada batuan beku ekstrusif yang berbentuk lubang-lubang yang terjadi sebagai akibat pelepasan gas pada saat pembekuan.