

MUHAMMAD ALTIN MASSINAI

GEOMORFOLOGI

TEKTONIK



GEOMORFOLOGI TEKTONIK

Penulis:

Dr. H. Muhammad Altin Massinai



CV. Pustaka Ilmu Group

GEOMORFOLOGI TEKTONIK

Dr. Muhammad Altin Massinai

Copyright © Pustaka Ilmu, 2016

xvi+ 334 halaman; 14x21 cm

1. Geomorfologi
2. Tektonik
3. Geomorfologi tektonik
4. Muhammad Altin Massinai

ISBN: 978-602-7853-64-5

Editor: Muhammad Fawzy Ismullah, S.Si.

Pemeriksa Aksara: Rahmani Sofianingsih, S.Pd.

Perancang Sampul: Soleh Budianto

Pewajah Isi: Tim Pustaka Ilmu

Penerbit:

Pustaka Ilmu

Jl. Wonosari KM. 6.5 No. 243

Kalangan Yogyakarta

Telp/Faks: (0274) 4435538

Layanan SMS: 081578797497

e-mail: redaksipustakailmu@gmail.com

website: www.pustakailmu-online.com

Anggota IKAPI

Cetakan I, Januari 2016

Penerbit dan Distribusi:

CV. Pustaka Ilmu Group

Jl. Wonosari KM. 6.5 No. 243 Kalangan Yogyakarta

Telp/Faks: (0274) 4435538

e-mail: pustakailmugroup@gmail.com

website: www.pustakailmu-online.com

© Hak Cipta dilindungi Undang-undang

All Rights reserved

Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini dalam bentuk apa pun tanpa izin tertulis dari Penerbit Pustaka Ilmu Yogyakarta

PERSEMBAHAN

*Allahumma inni as'aluka 'ilman nafi'an wa
risqan thayyiban wa'amalan
mutaqabbalan.*

*"Ya Allah aku memohon kepada Mu ilmu
yang bermanfaat, rezki yang baik, dan
amalan yang diterima" (H.R. Ahmad
dan Ibnu Majah)*

*Karya ini adalah pencarian ilmu
untuk dunia ini dan jembatan amal
jariah untuk hari kemudian*

*Buku ini saya dedikasikan kepada
Orang tuaku, istriku Dwi dan anakku
Fawzy (ochy) dan Muthia (Neng)*

PENGANTAR REDAKSI

Kajian tentang morfologi dalam geografi merupakan ilmu yang jarang disentuh oleh kalangan akademisi, terutama tentang persoalan-persoalan morfologi tektonik yang saat ini sangat dibutuhkan bagi perkembangan ilmu penelitian studi geografi. Apalagi saat ini ilmu tentang morfologi tektonik (ilmu bumi) sangat dibutuhkan keberadaannya, khususnya di Indonesia, karena ilmu ini tidak seramai orang atau pakar yang dapat mengkaji tentang morfologi tektonik ini.

Buku ini memberikan sumbangsih ilmu pengetahuan di tanah air. Terutama ilmu-ilmu tentang bumi (morfologi) masih jarang dikaji dan disentuh oleh para peneliti, sehingga buku ini hadir di hadapan pembaca sebagai bahan kajian, rujukan, dan bahkan sebagai pertimbangan ilmu pengetahuan dalam rangka mengetahui lebih jauh tentang ilmu bumi. Apalagi fenomena alam di Indonesia, buku ini bisa memberikan gambaran ilmu pengetahuan tentang bumi dengan harapan dapat menjadi rujukan para peneliti dan ilmuan dalam penanggulangan bencana alam seperti gempa bumi, banjir, tanah longsor, tsunami, dan bencana-bencana lainnya yang masih rawan seperti di Indonesia ini.

Buku ini, sangat diperlukan juga bagi para mahasiswa S1, S2 maupun S3 dalam bidang kebumihan (geologi, geofisika, geodesi, tambang, geografi) termasuk para praktisi kebumihan, mahasiswa sains, teknik, pertanian dan lain sebagainya.

Semoga buku ini dapat di terima oleh semua kalangan dan dapat menjadi kontribusi tersendiri bagi pengembangan ilmu pengetahuan tentang geografi di Indonesia.

Redaksi

Pustaka Ilmu

PENGANTAR PENULIS

Segala puji dan syukur senantiasa tercurah bagi Allah Subhanahu Wa Ta'ala, sang penguasa alam semesta. Berkat limpahan rahmat dan hidayah-Nya, penulis dapat menyelesaikan disertasi ini. Salam dan Shalawat senantiasa penulis kirimkan kepada Rasulullah, Muhammad Shallahu Alaihi Wa Sallam, keluarga, para sahabat, dan para pengikutnya.

Buku ini berjudul *Geomorfologi Tektonik* mengkaji faktor internal dan eksternal yang mempengaruhi Geomorfologi Tektonik suatu wilayah. Dalam buku ini beberapa faktor seperti geomorfologi, struktur geologi, morfotektonik dan morfometri serta analisis data geomorfologi dan terapannya.

Sebagai bagian dari rasa syukur dan terima kasih, karya ini secara khusus penulis persembahkan kepada ibunda tecinta Andi Naida Tabah (Almh), semoga Allah melimpahkan amal jariah. Kepada ayahanda tercinta H.A. Massinai, yang telah mengasuh dengan kasih sayangnya, penulis menghaturkan terima kasih dan penghargaan yang setingginya.

Suatu karya tidak akan dapat terwujud tanpa bantuan dan partisipasi orang lain. Begitu juga buku ini banyak pihak yang berperan dalam mewujudkannya. Oleh karena itu penulis berkewajiban mengucapkan terima kasih.

Pada penerbitan perdana buku ini, penulis menyampaikan ucapan terima kasih kepada Prof. Dr. Ir. H. Adjat Sudradjat,

M.Sc., Guru Besar Teknik Geologi Universitas Padjadjaran Bandung, Prof. Dr. Ir. H.R. Febri Hirnawan, Guru Besar Teknik Geologi Universitas Padjadjaran Bandung. Dr. Ir. Ildrem Syafrie, DEA, staf pengajar Teknik Geologi Universitas Padjadjaran. Masing-masing telah membekali penulis dalam ilmu Geologi global maupun regional.

Penulis berkewajiban pula menyampaikan terima kasih kepada Prof. Dr. Ir. Jacub Rais, MSc (alm); Prof. Dr. Ir. Hasanuddin Z. Abidin, M.Sc., Guru Besar Teknik Geodesi ITB Bandung yang membekali penulis dalam ilmu Geodesi.

Tak lupa pula penulis mengucapkan terima kasih kepada Prof. Dr. Ir. Andi Mappadjantji Amien, MSc. Dan Ir. Widji Ediloegito, MT. (alm) yang membimbing penulis menyelesaikan program Sarjana di Universitas Hasanuddin.

Terakhir kepada teman-teman di Prodi Geofisika UNHAS yang telah membantu dalam penerbitan buku ini, saya mengucapkan terima kasih. Semoga Allah SWT memberi amal jariah kepada bapak-bapak dan teman-teman atas bantuan yang telah diberikan kepada penulis. Amin.

Makassar, 16 Juni 2014
Penulis

Dr. H. Muhammad Altin Massinai

DAFTAR ISI

PERSEMBAHAN.....	v
PENGANTAR REDAKSI.....	vii
PENGANTAR PENULIS	ix
DAFTAR ISI	xi
BAGIAN I	
PENDAHULUAN.....	1
A. Pengertian Geomorfologi Tektonik.....	1
B. Fisiografi dan Geomorfologi.....	3
C. Bentuk Lahan Geomorfologi.....	8
D. Kajian Geomorfologi Tektonik.....	9
BAGIAN II	
PROSES DAN UNIT GEOMORFIK	11
A. Proses Gradasional.....	12
1. Pelapukan Batuan.....	13
2. Tinjauan Terhadap Sistem Klasifikasi Derajat Pelapukan.....	17
3. Perpindahan Massa (<i>Mass Wasting</i>).....	19
4. Proses Erosi dan Denudasi	24
B. Denudasi Tektonik	27
C. Proses Diatropisme dan Vulkanisme	28
D. Unit Geomorfik	35
1. Endapan Fluvial.....	37
2. Endapan Aluvial	43

BAGIAN III	
PENGANGKATAN DARATAN	47
A. Proses Tektonik	47
B. Pengangkatan Darat.....	50
C. Geomorfologi Prisma Akresi.....	56
D. Pembentukan pegunungan	59
1. Pegunungan Lipatan	60
2. Pegunungan oleh Pengangkatan Kerak Bumi	61
3. Pegunungan Sisa (Residu).....	62
E. Pembentukan Gunungapi	62
F. Guyot	64
G. Plateu.....	68
BAGIAN IV	
DEFORMASI GEOMORFOLOGI	71
A. Pengertian Deformasi.....	71
B. Tahapan Deformasi	74
C. Jenis Deformasi	75
D. Kala Holosen.....	76
1. Pengertian Holosen.....	76
2. Skala Waktu Geologi	76
3. Deformasi Holosen	82
E. Tanggapan Bentang alam.....	83
F. Perkembangan Deformasi	91
G. Metoda Pengukuran Deformasi Bumi	92
BAGIAN V	
GEOMORFOLOGI TEKTONIK.....	97
A. Geomorfologi Tektonik.....	97
B. Bentuk Lahan.....	101
C. Neotektonik.....	102
D. Struktur Geologi.....	103
1. Kekar	104
2. Sesar	107
3. Lipatan.....	114

BAGIAN VI

PENGINDERAAN JAUH GEOMORFOLOGI.....	117
A. Sejarah Penginderaan Jauh	117
B. Penginderaan Jauh untuk Informasi Geologi.....	119
C. Satelit Landsat.....	125
1. Pengolahan Data Citra Landsat.....	131
2. Interpretasi citra landsat.....	133
D. Penggunaan Dalam Bidang Kebumihan	134
1. Kegunungapian	134
2. Letusan Gunungapi	136
3. Longsoran	137
E. Foto Udara	138
1. Rona Foto Udara.....	139
2. Tekstur Foto Udara	140
3. Pola Alam.....	140
4. Hubungan Gejala Tertentu Dengan Sekelilingnya	141
5. Bentuk	142
6. Ukuran	143
7. Bentangalam.....	144
8. Pelipatan Batuan	145
9. Sesar.....	146
F. Interpretasi Foto Udara	148
1. Pemotretan udara.....	148
2. Foto Udara dalam bidang Kegunungapian	149
3. Identifikasi Foto Udara untuk Batuan Beku.....	151
4. Identifikasi Foto Udara Untuk Aliran Lava	152
5. Hasil Aktivitas Gunungapi	152

BAGIAN VII

KELURUSAN GEOMORFOLOGI DALAM PETA DAN CITRA..	157
A. Pengertian Kelurusan.....	157
B. Azimuth dan Sudut Jurusan	159
C. Fenomena Kelurusan Geomorfologi	161

BAGIAN VIII

GEOMORFOLOGI PENGALIRAN	171
A. Morfologi Daerah Aliran Sungai	171
B. Luas Daerah Aliran Sungai	173
C. Bentuk Daerah Aliran Sungai	174
D. Jaringan pengaliran	174
E. Orde dan Percabangan pengaliran.....	175
F. Kerapatan pengaliran.....	177
G. Pola pengaliran	180

BAGIAN IX

PARAMETER MORFOMETRI.....	183
A. Morfotektonik.....	183
B. Kurva Hipsometrik	185
C. Basin Asimetri	188
D. Segmen sungai.....	189
E. Indeks gradien panjang sungai.....	192
F. Rasio tinggi dan lebar lembah.....	193
G. Sinusitas Sungai	196
H. Sinusitas gunung.....	199
I. Kestabilan lereng.....	203
1. Kreteria Keruntuhan menurut Mohr – Coulomb	206
2. Kemantapan lereng kriteria Coulomb-Navier.....	207
3. Perhitungan Kemantapan Lereng	208
4. Faktor –Faktor Pembentuk Gaya-Gaya Penahan	210
5. Faktor-Faktor Pembentuk Gaya-Gaya Penggerak	211
6. Faktor-Faktor Yang Memperbesar Gaya Penggerak	211

BAGIAN X

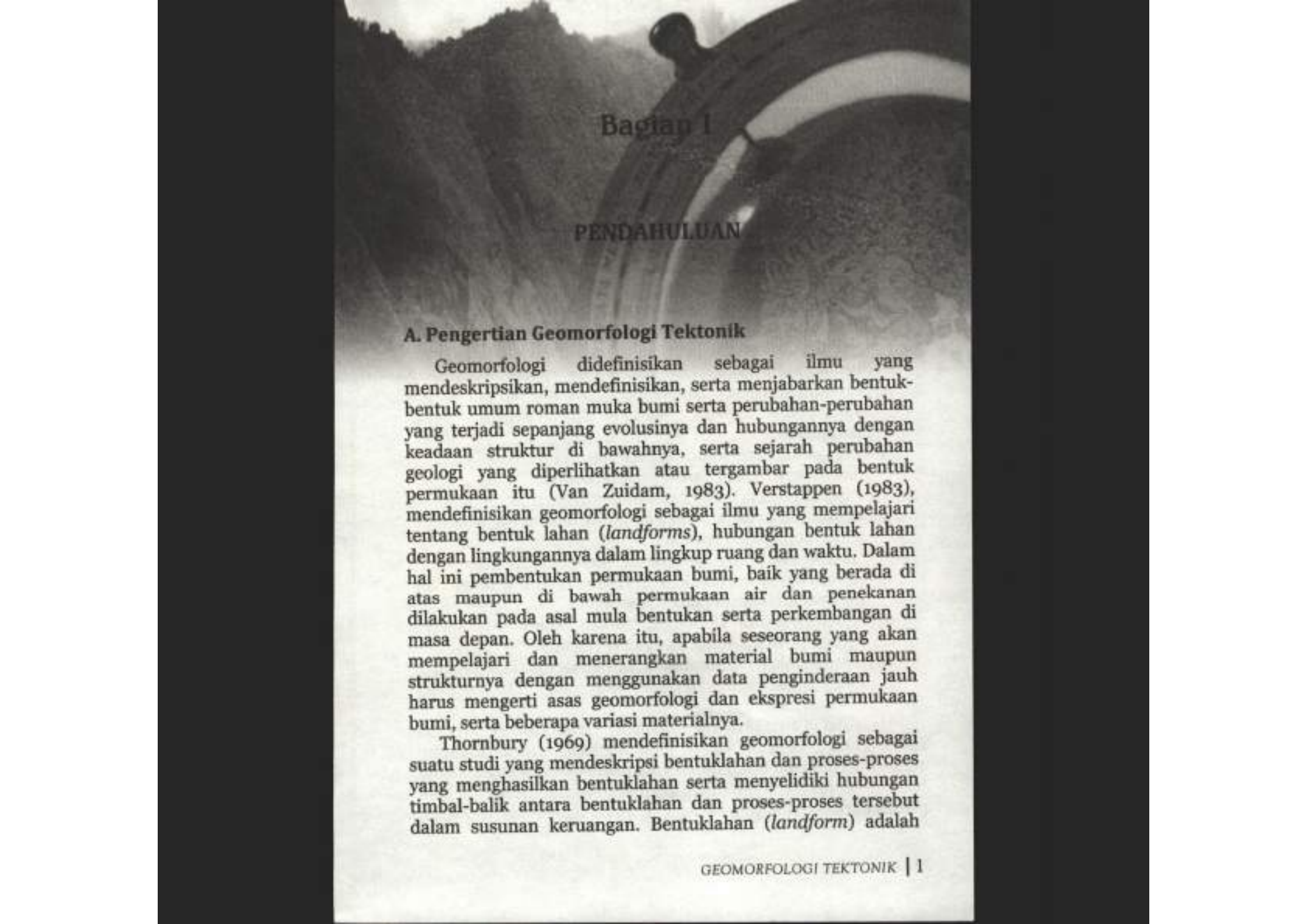
BENTANG ALAM PANTAI DAN TERUMBU KARANG.....	215
A. Kawasan Pesisir	216
B. Karakteristik Pantai	216
C. Dampak Morfologi Wilayah Pantai Akibat Naiknya Paras Laut	219
D. Kendali Tektonik	220
1. Penunjaman.....	223

2. Tumbukan.....	223
3. Gerakan Lateral	224
4. Kraton Stabil	224
5. Pantai Terangkat dan Tenggelam	225
6. Vulkanik.....	225
E. Pantai Berdasar Fisiografi Kepulauan.....	226
1. Pulau/Daratan Menghadap Ke Arah Samudera Lepas...	226
2. Pantai Pesisir yang Menghadap Cekungan Belakang.....	227
3. Pesisir menghadap tepian kontinen	227
4. Jalur Pulau Busur Luar.....	228
5. Pulau Gunungapi.....	229
6. Pulau Kecil Di Laut Dalam	229
7. Pulau-Pulau Kecil Di Paparan Tepian Kontinen.....	230
F. Bentangalam Pantai	231
1. Pantai Curam Singkapan Batuan	231
2. Pantai Landai atau Datar	231
3. Pantai dengan Bukit atau Paparan Pasir.....	234
4. Pantai Lurus dan Panjang dari Pesisir Datar.....	234
5. Pantai Berbukit dan Tebing Terjal.....	234
6. Pantai Erosi	236
7. Pantai akresi	237
G. Terumbu karang.....	238

BAGIAN XI

BENTANG ALAM KARST	241
A. Pengertian Karst.....	241
B. Karstifikasi.....	243
C. Klarifikasi karst.....	244
D. Gua	249
1. Stalaktit.....	252
2. Stalagmit.....	254
3. Pilar	255
4. Gordin	256

BAGIAN XII	
BENTANG ALAM GUNUNGAPI.....	257
A. Genesis Gunungapi	258
B. Morfologi Gunungapi.....	259
C. Struktur Gunungapi.....	263
D. Bahaya Gunungapi.....	266
BAGIAN XIII	
ANALISIS DATA GEOMORFOLOGI TEKTONIK.....	273
A. Variabel Geomorfologi Tektonik.....	273
B. Rancangan Statistik.....	279
BAGIAN XIV	
GEOMORFOLOGI TERAPAN DAN APLIKASINYA.....	287
A. Aplikasi Pada Pertambangan.....	287
1. Penambangan Batubara	291
2. Dampak Cara Penambangan Yang Tidak Sesuai	291
3. Penambangan Nikel	293
4. Fasies Gunungapi Sebagai Sumber Mineral	296
B. Perminyakan	296
1. Pemetaan Umum.....	298
2. Pemetaan Detail.....	300
C. Lingkungan	300
1. Geomorfologi Tanah	303
2. Kebencanaan.....	304
DAFTAR PUSTAKA	307
GLOSARIUM	321
DAFTAR INDEKS.....	327
TENTANG PENULIS.....	333



Bagian I

PENDAHULUAN

A. Pengertian Geomorfologi Tektonik

Geomorfologi didefinisikan sebagai ilmu yang mendeskripsikan, mendefinisikan, serta menjabarkan bentuk-bentuk umum permukaan muka bumi serta perubahan-perubahan yang terjadi sepanjang evolusinya dan hubungannya dengan keadaan struktur di bawahnya, serta sejarah perubahan geologi yang diperlihatkan atau tergambar pada bentuk permukaan itu (Van Zuidam, 1983). Verstappen (1983), mendefinisikan geomorfologi sebagai ilmu yang mempelajari tentang bentuk lahan (*landforms*), hubungan bentuk lahan dengan lingkungannya dalam lingkup ruang dan waktu. Dalam hal ini pembentukan permukaan bumi, baik yang berada di atas maupun di bawah permukaan air dan penekanan dilakukan pada asal mula bentukan serta perkembangan di masa depan. Oleh karena itu, apabila seseorang yang akan mempelajari dan menerangkan material bumi maupun strukturnya dengan menggunakan data penginderaan jauh harus mengerti asas geomorfologi dan ekspresi permukaan bumi, serta beberapa variasi materialnya.

Thornbury (1969) mendefinisikan geomorfologi sebagai suatu studi yang mendeskripsi bentuklahan dan proses-proses yang menghasilkan bentuklahan serta menyelidiki hubungan timbal-balik antara bentuklahan dan proses-proses tersebut dalam susunan keruangan. Bentuklahan (*landform*) adalah

suatu bagian dari bentuk permukaan bumi yang mempunyai karakteristik tertentu dan dihasilkan dari satu atau gabungan beberapa proses geomorfik dalam kurun waktu tertentu, sedangkan proses geomorfik (*geomorphic processes*) adalah suatu proses alami baik fisik atau kimiawi, yang mampu merubah bentuk permukaan bumi.

Konsep Dasar Geomorfologi Thornbury (1969) dalam buku yang berjudul *Principles of Geomorphology* mengemukakan 10 konsep dasar dalam geomorfologi, yaitu:

- 1) Proses-proses fisik dan hukumnya yang terjadi saat ini berlangsung selama waktu geologi;
- 2) Struktur geologi merupakan faktor pengontrol yang dominan dalam evolusi bentuk lahan (*land forms*);
- 3) Tingkat perkembangan relief permukaan bumi tergantung pada proses-proses geomorfologi yang berlangsung;
- 4) Proses-proses geomorfik terekam pada bentuk lahan yang menunjukkan karakteristik proses yang berlangsung;
- 5) Keragaman *erosional agents* tercermin pada produk dan urutan bentuk lahan yang terbentuk;
- 6) Evolusi geomorfologi bersifat kompleks;
- 7) Obyek alam di permukaan bumi umumnya berumur lebih muda dari Pleistosen;
- 8) Interpretasi yang sempurna mengenai bentangalam (*landscapes*) melibatkan beragam faktor geologi dan perubahan iklim selama Pleistosen;
- 9) Apresiasi iklim global diperlukan dalam memahami proses-proses geomorfik yang beragam;
- 10) Geomorfologi, umumnya mempelajari bentuk lahan / *landscapes* yang terjadi saat ini dan sejarah pembentukannya.

Massinai (2011) mendefinisikan geomorfologi sebagai studi tentang bentuk-bentuk alamiah baik teratur maupun acak di permukaan bumi dan segala proses yang menghasilkan bentuk-bentuk tersebut. Pembentukan bentangalam melalui proses endogen maupun eksogen akan menghasilkan topografi

permukaan bumi yang berbentuk cekungan, pedataran, perbukitan dan pegunungan.

Pada hakekatnya geomorfologi bukan hanya mempelajari bentuk-bentuk muka bumi, tetapi lebih dari itu mempelajari material dan proses, seperti yang dikemukakan oleh Hooke (1972), bahwa: *Geomorphologist are concerned with the form and processes of earth's surface so any activity which modifies the shape of the land, induces movement of material or alters the quantity or quality of water and drainage, is interest to them.*

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, selain memprediksi perubahan-perubahan yang mungkin terjadi di masa 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, geofisika, geologi, geografi, dan pertanian.

Dalam hal ini kita harus berhati-hati, karena pada bentukan yang tampak sama, ada kemungkinan latar belakang pembentukan dan kejadiannya tidak sama, bahkan sangat berbeda sekali. Misalnya suatu deretan pegunungan, mungkin terjadi karena pelipatan kulit bumi, patahan/sesar, mungkin juga karena hasil pengerjaan erosi yang demikian hebat, sehingga menimbulkan relief permukaan bumi yang bervariasi, dan penyebab lainnya.

B. Fisiografi dan Geomorfologi

Kata fisiografi pada awalnya dipakai untuk ilmu yang mempelajari rona muka bumi. Di Eropa fisiografi didefinisikan sebagai ilmu yang mempelajari rangkuman tentang iklim, meteorologi, oceanografi, dan geografi. Akan tetapi orang, terutama di Amerika, tidak begitu sependapat untuk memakai kata ini dalam bidang ilmu yang hanya mempelajari rona muka bumi saja dan lebih erat

hubungannya dengan geologi. Mereka lebih cenderung untuk memakai kata geomorfologi.

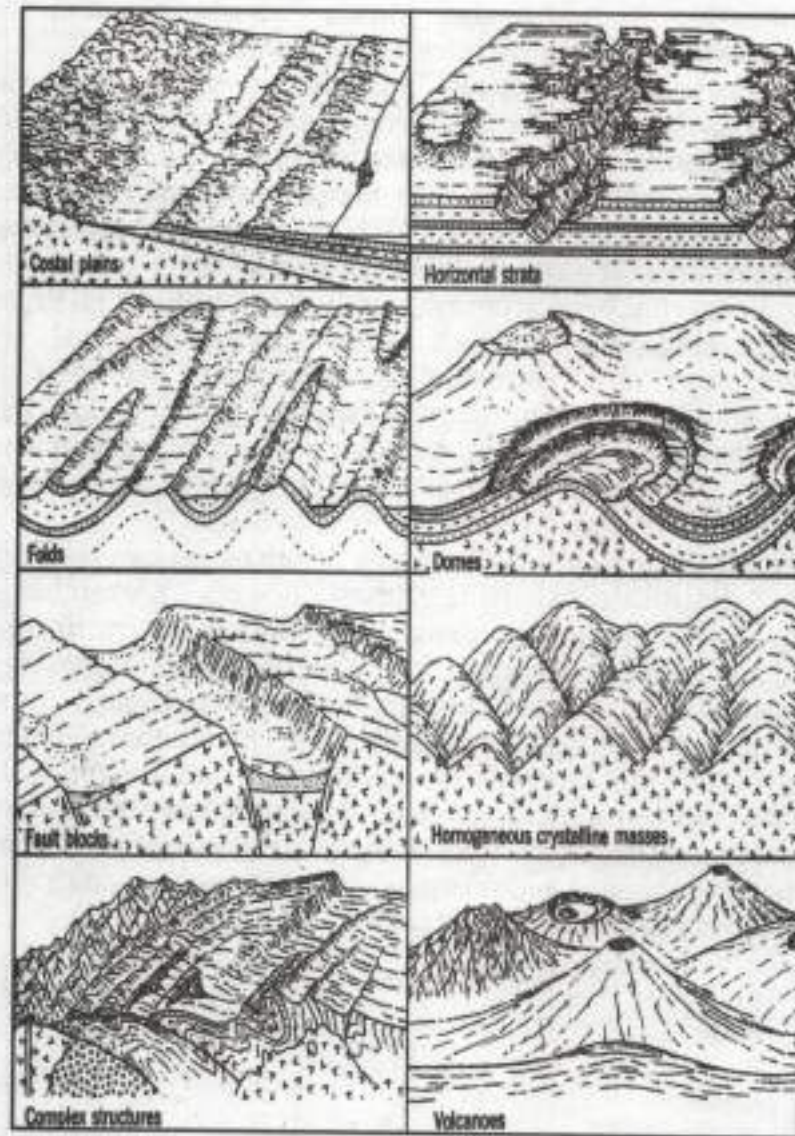
Geomorfologi dalam bahasa Indonesia disebut sebagai bentangalam merupakan rangkaian dua kata yaitu *geo* artinya bumi, *morfo* artinya bentuk, dan *logi* berarti ilmu. Untuk mengidentifikasi suatu bentuk lahan, yaitu: morfologi, morfostruktur, morfokronologi dan morfoaransemen. Cakupan kajian geomorfo ada dua, yaitu cakupan geomorfologi makro dan geomorfologi mikro. Geomorfologi makro contohnya adalah kajian tentang segala sesuatu yang ada di permukaan bumi, seperti pegunungan, perbukitan, kawah, ngarai, dan masih banyak lagi (lebih mengarah pada fenomena alam). Geomorfologi mikro contohnya adalah kajian tentang perubahan aliran di permukaan bumi (mengarah pada fenomena yang lebih luas baik yang disebut fenomena alam ataupun fenomena sosial, seperti pembangunan kota, dimana bangunan yang ada mengubah arah aliran dan dapat mengakibatkan gangguan pada proses alami."Seorang ahli geomorfologi lazimnya mengidentifikasikan suatu bentuk lahan menggunakan istilah seperti struktural, denudasional, fluvial, vulkan, aeolin, organik, marine dan lain sebagainya.

Proses geomorfologi adalah perubahan-perubahan baik secara fisik maupun kimiawi yang dialami permukaan bumi. Penyebab proses tersebut yaitu benda-benda alam yang dikenal dengan nama *geomorphic agent*, berupa air dan angin. Termasuk di dalam golongan *geomorphic agent* air ialah air permukaan, air bawah tanah, *glacier*, gelombang, arus, dan air hujan. Angin terutama mengambil peranan yang penting di tempat-tempat terbuka seperti di padang pasir atau di tepi pantai. Kedua penyebab ini dibantu dengan adanya gaya berat, dan kesemuanya bekerja bersama-sama dalam melakukan perubahan terhadap roman muka bumi. Tenaga-tenaga perusak ini dapat digolongkan dalam tenaga asal luar (eksogen), yaitu yang datang dari luar atau dari permukaan bumi, sebagai lawan dari tenaga asal dalam (endogen) yang berasal dari dalam bumi. Tenaga asal luar pada umumnya bekerja sebagai perusak, sedangkan tenaga asal dalam sebagai

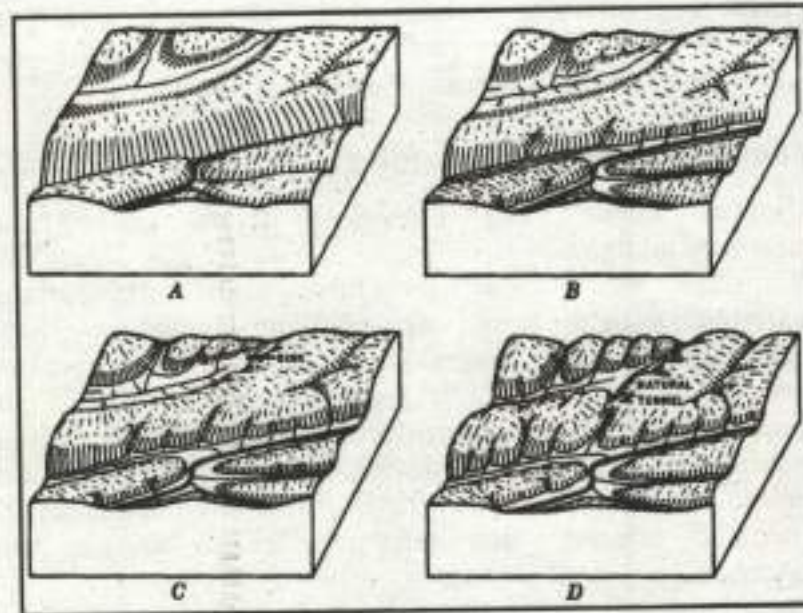
pembentuk. Kedua tenaga inipun bekerja bersama-sama dalam mengubah bentuk roman muka bumi ini.

Konsep-konsep dasar dalam geomorfologi yang diformulasikan oleh W.M. Davis. Davis menyatakan bahwa bentuk permukaan atau bentangan bumi (*morphology of landforms*) dikontrol oleh tiga faktor utama, yaitu struktur, proses, dan tahapan. Struktur di sini mempunyai arti sebagai struktur-struktur yang diakibatkan karakteristik batuan yang mempengaruhi bentuk permukaan bumi (Gambar 1.1). Proses-proses yang umum terjadi adalah proses erosional yang dipengaruhi oleh permeabilitas, kelarutan, dan sifat-sifat lainnya dari batuan. Bentuk-bentuk pada muka bumi umumnya melalui tahapan-tahapan mulai dari tahapan muda (*youth*), dewasa (*maturity*), tahapan tua (*old age*), seperti terlihat pada Gambar 1.2.

Pada tahapan muda umumnya belum terganggu oleh gaya-gaya destruksional, pada tahap dewasa perkembangan selanjutnya ditunjukkan dengan tumbuhnya sistem *drainase* dengan jumlah panjang dan kedalamannya yang dapat mengakibatkan bentuk aslinya tidak tampak lagi. Proses selanjutnya membuat topografi lebih mendatar oleh gaya destruktif yang mengikis, meratakan, dan merendahkan permukaan bumi sehingga dekat dengan ketinggian muka air laut (disebut tahapan tua). Rangkaian pembentukan proses (tahapan-tahapan) geomorfologi tersebut menerus dan dapat berulang, dan sering disebut sebagai Siklus Geomorfik.



Gambar 1.1 Sketsa yang memperlihatkan bentuk-bentuk permukaan bumi akibat struktur geologi pada batuan dasarnya.



Gambar 1.2 Sketsa yang memperlihatkan perkembangan (tahapan) permukaan bumi (*landform*). Dari (A s/d D) memperlihatkan tahapan geomorfik muda sampai dengan tua.

Selanjutnya dalam mempelajari geomorfologi perlu dipahami istilah-istilah katastrofisme, uniformitarianisme, dan evolusi.

- a) Katastrofisme merupakan pendapat yang menyatakan bahwa gejala-gejala morfologi akibat pembentukan dan perusakan yang terjadi secara mendadak, sehingga menyebabkan perubahan bentuk muka bumi, contohnya letusan gunungapi;
- b) Uniformitarianisme sebaliknya berpendapat bahwa proses pembentukan morfologi berjalan sangat lambat atau terus menerus, tapi mampu membentuk bentuk-bentuk yang sekarang, bahkan banyak perubahan-perubahan yang terjadi pada masa lalu juga terjadi pada masa sekarang, dan seterusnya seperti dikemukakan James Hutton;

- c) Evolusi cenderung didefinisikan sebagai proses yang lambat dan dengan perlahan-lahan membentuk dan mengubah menjadi bentukan-bentukan baru.

C. Bentukan Lahan Geomorfologi

Bentuk lahan yang dipelajari dalam geomorfologi diantaranya adalah:

- 1) Bentukan asal Fluvial, terbentuk akibat dari adanya aktivitas sungai yang menyebabkan terjadinya erosi, pengangkutan dan pengendapan material di permukaan bumi. Bentukan asal fluvial terbagi menjadi beberapa unit geomorfologi antara lain, terdapatnya keanekaragaman lembah-lembah, dataran aluvial, dataran banjir, meander, delta, endapan di sekitar rawa, endapan sungai terurai (*braided stream*) dan pola-pola aliran sungai yang beragam;
- 2) Bentukan asal Vulkanik, terbentuk akibat dari adanya aktivitas vulkanik. Bentukan kubah gunungapi, kawah-kawah, lereng atas, lereng tengah, dan lereng bawah;
- 3) Bentukan asal Struktural, terbentuk akibat dari adanya aktivitas tektonik seperti adanya pelipatan, patahan/sesar, dan kekar. Bentukan asal struktural terbagi menjadi beberapa inti geomorfologi diantaranya; pegunungan sinklin dan antiklin serta lembah sinklin dan antiklin pada daerah lipatan, gawir-gawir sesar pada daerah patahan serta kelurusan-kelurusannya.
- 4) Bentukan asal Denudasional, terbentuk karena proses agradasi dan degradasi. Proses ini berlangsung dalam waktu lama dapat merubah permukaan bumi menjadi suatu dataran yang seragam. Dalam perubahan bentuk permukaan bumi, proses yang paling dominan adalah proses degradasi yang ditunjukkan oleh hilangnya lapisan demi lapisan dari permukaan bumi akibat terjadinya pelapukan batuan yang terangkut oleh erosi dan longsoran.
- 5) Bentukan asal Marine, bentukan ini sangat dipengaruhi oleh berbagai aktivitas-aktivitas air laut sehingga termasuk



Bagian II

PROSES DAN UNIT GEOMORFIK

Geomorfologi yang lebih dikenal sebagai bentangalam yang terbentuk melalui proses yang disebut sebagai proses geomorfik. Proses ini sulit diukur pada saat terjadinya, namun dengan fenomena-fenomena di atas permukaan bumi dapat diketahui bahwa bumi ini telah mengalami proses dan terus akan berproses menuju kesetimbangan alami.

Kajian mengenai geomorfologi yang pertama kali 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 perpindahan massa (*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 (1850–1934). Siklus geomorfik terinspirasi dari teori uniformitarianisme yang

pertama kali dikenalkan oleh James Hutton (1726-1797). Berkaitan dengan bentuk-bentuk lembah yang terdapat di muka 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 rendah pula. Siklus ini akan bekerja kembali ketika terjadi pengangkatan dari daratan.

A. Proses Gradasional

Istilah gradasi (*gradation*) awalnya digunakan oleh Chamberin and Solisbury (1904) yaitu semua proses yang menjadikan permukaan litosfir menjadi level yang baru. Dapat dikatakan sebagai proses permukaan bumi menuju perataan. Kemudian gradasi tersebut dibagi menjadi dua proses yaitu degradasi (menghasilkan level yang lebih rendah) dan agradasi (menghasilkan level yang lebih tinggi).

Tiga proses utama yang terjadi pada peristiwa gradasi yaitu :

- 1) Pelapukan, dapat berupa desintegrasi atau dekomposisi batuan dalam suatu tempat, terjadi di permukaan, dan dapat merombak batuan menjadi klastis. Dalam proses ini belum termasuk transportasi.
- 2) Perpindahan massa (*mass wasting*), dapat berupa perpindahan (*bulk transfer*) suatu massa batuan sebagai akibat dari gaya gravitasi. Kadang-kadang (biasanya) efek dari air mempunyai peranan yang cukup besar, namun belum merupakan suatu media transportasi.
- 3) Erosi, merupakan suatu tahap lanjut dari perpindahan dan pergerakan masa batuan. Oleh suatu agen (media) pemindah. Secara geologi (kebanyakan) memasukkan erosi sebagai bagian dari proses transportasi.

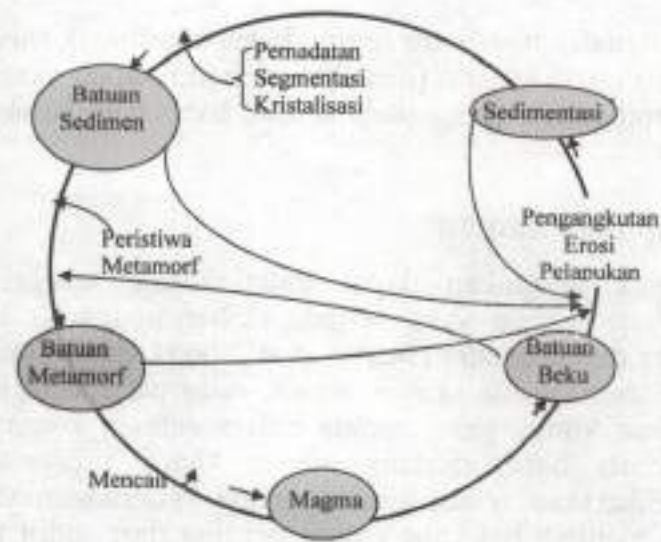
Secara umum, *series* (bagian/tahapan) proses gradasional sebagai berikut *landslides* (dicirikan oleh hadirnya sedikit air, dan perpindahan massa yang besar), *earthflow* (aliran

batuan/tanah), *mudflows* (aliran berupa lumpur), *sheetfloods*, *slopewash*, dan *stream* (dicirikan oleh jumlah air yang banyak dan perpindahan massa pada ukuran halus dengan *slope* yang kecil).

1. Pelapukan Batuan

Proses pelapukan dapat didefinisikan sebagai proses perubahan batuan yang terjadi akibat pengaruh langsung atmosfer dan hidrosfer (Beavis et al., 1992). Proses perubahan dicapai melalui dua proses utama, yaitu pelapukan fisik dan pelapukan kimia, yang berada dalam sebuah keseimbangan fisika-kimia baru. Berlangsungnya kedua proses tersebut dapat dikatakan relatif lambat, tetapi keberadaannya dalam batuan menjadi hal yang cukup penting dari sudut pandang keteknikan. Secara umum pelapukan adalah proses penghancuran batuan atau permukaan bumi oleh proses kimia, fisika, dan biologi. Butiran-butiran mineral yang membentuk bagian padat dari tanah merupakan hasil pelapukan dari batuan. Ukuran setiap butiran padat tersebut sangat bervariasi dan sifat-sifat fisik dari tanah banyak tergantung dari faktor-faktor longoran, bentuk, dan komposisi kimia dari butiran. Untuk lebih jelasnya tentang faktor-faktor tersebut, harus lebih dikenal dahulu tipe-tipe dasar dari batuan yang membentuk kerak bumi, mineral-mineral yang membentuk batuan, dan proses pelapukan.

Berdasarkan asal usulnya, batuan dapat dibagi menjadi tiga tipe dasar yaitu: batuan beku (*igneous rocks*), batuan sedimen (*sedimentary rocks*), dan batuan metamorf (*metamorphic rocks*). Pada Gambar 2.1 ditunjukkan diagram dari siklus kejadian beberapa tipe batuan tersebut berikut proses kejadiannya. Diagram tersebut disebut siklus batuan.



Gambar 2.1 Siklus batuan

Batuan atau sering disebut litologi penyusun bumi terdiri atas 3 bagian besar yaitu batuan beku (hasil pembekuan magma, batuan sedimen (hasil sedimentasi) dan batuan metamorf (terbentuk oleh tekanan dan temperatur tinggi). Ketiga jenis batuan ini mempunyai karakteristik yang berbeda. Namun secara umum dapat dikatakan bahwa batuan beku mempunyai tingkat resistensi yang kuat terhadap pelapukan.

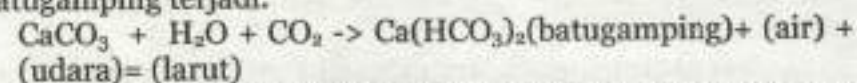
Pada batuan sedimen, kompaksi merupakan faktor pengontrol terhadap tingkat resistensi. Tingkat kompaksi sejalan dengan umur batuan itu sendiri, namun hal ini bukan ukuran mutlak karena masih banyak faktor lain yang berperan, seperti komposisi mineral, tingkat pelapukan, kemiringan lereng dan kondisi tektonik. Penentuan litologi pada batuan sedimen dapat dilakukan secara fisis dan kimiawi.

Pelapukan sering disebut pula sebagai proses desintegrasi atau dekomposisi. Dari ketiga macam proses degradasi yang telah disebutkan, pelapukan dianggap sangat penting karena dapat mempercepat kedua proses lainnya. Pelapukan adalah perubahan fisik atau kimiawi batuan yang disebabkan karena berhubungan dengan udara, air, dan organisme. Pelapukan

digolongkan sebagai pelapukan fisika, pelapukan kimiawi, dan pelapukan biologis tergantung kepada penyebab utamanya.

Pada pelapukan fisik, tenaga yang berupa tekanan dan temperatur memegang peranan yang sangat penting, sedangkan pada pelapukan kimiawi reaksi kimia menyebabkan perubahan pada komposisi kimia batuan. Pelapukan fisik menyebabkan batuan berubah ukuran menjadi lebih kecil yaitu dengan pemecahan atau desintegrasi. Penyebab terjadinya desintegrasi dapat berupa pengembangan karena berkurangnya tekanan, pertumbuhan kristal, pengembangan dan pengerutan karena pemanasan dan pendinginan, serta pengisian koloid. Batuan sangat sering pecah melalui bidang pelapisannya oleh karena bidang ini lemah. Proses ini dinamakan *exfoliation*.

Pelapukan kimiawi dapat disebabkan karena oksidasi, hidrasi, dan karbonisasi. Dengan proses oksidasi batuan kemudian mempunyai volume yang lebih besar atau mengembang dan berat jenisnya menjadi kecil. Oksidasi pada batuan yang mengandung besi menghasilkan hematite yang berwarna coklat kekuning-kuningan. Hidrasi menghasilkan perubahan volume pada tiap molekul batuan yang disebabkan oleh masuknya air. Akibat perubahan volume ini maka batuan mengelupas menghasilkan keratan-keratan yang tipis-tipis. Pada proses karbonisasi, terbentuk karbonat sebagai hasil reaksi asam karbonat dengan mineral pada batuan. Batuan yang mudah larut seperti batugamping akan mengalami proses karbonisasi ini. Asam karbonat terbentuk karena udara yang mempunyai kandungan CO_2 bereaksi dengan air. Reaksi kimia berikut ini menggambarkan reaksi yang terjadi dalam pelarutan batugamping. Dengan reaksi ini pelapukan kimia berlangsung yang mengakibatkan proses pelarutan pada batugamping terjadi.



Pelapukan biologis (organik) merupakan kombinasi antara kedua jenis pelapukan yang telah diuraikan sebelumnya yaitu disebabkan oleh tumbuh-tumbuhan ataupun makhluk hidup, misalnya akar pepohonan, cacing, dsb. Baik larutan kimia

maupun energi yang dihasilkan oleh organisme, dapat mempercepat proses pelapukan batuan. Pelapukan batuan di satu sisi memiliki peran yang menguntungkan bagi umat manusia. Akibat proses pelapukan, batuan yang keras menjadi lunak sehingga memudahkan umat manusia untuk mengelola suatu bentangalam tertentu menjadi lahan budidaya (misalnya lahan pertanian).

Pelapukan merupakan suatu proses penghancuran batuan menjadi klastis dan akan tekis oleh gaya destruktif. Proses pelapukan terjadi oleh banyak proses destruktif, antara lain :

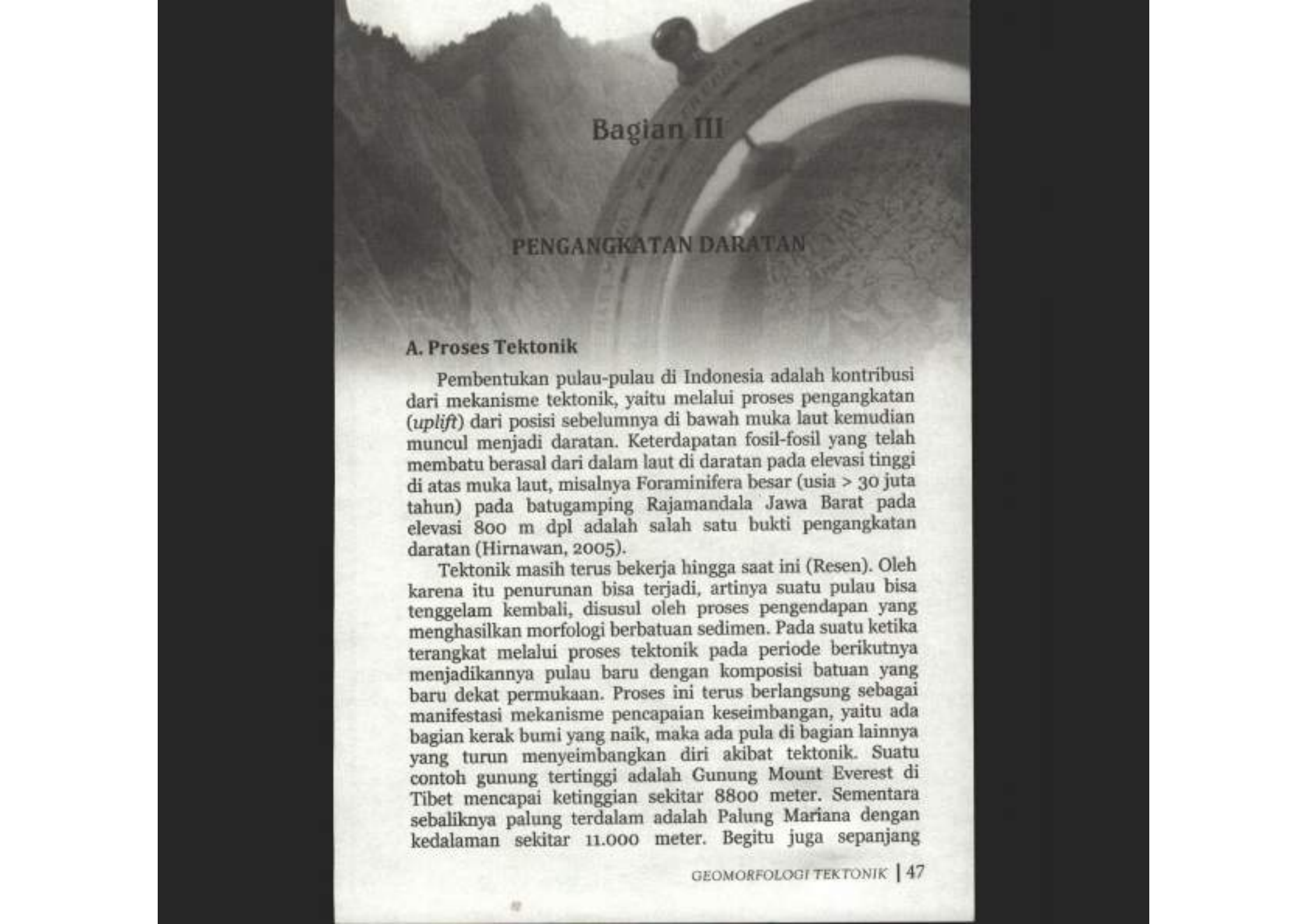
- 1) Proses fisik dan mekanik (desintegrasi) seperti pemanasan, pendinginan, pembekuan; kerja tumbuh-tumbuhan dan binatang, serta proses-proses desintegrasi mekanik lainnya;
- 2) Proses-proses kimia (dekomposisi) dari berbagai sumber seperti : oksidasi, hidrasi, karbonat, serta pelarutan batuan dan tanah. Proses dekomposisi ini banyak didorong oleh suhu dan kelembaban yang tinggi, serta peranan organisme (tumbuh-tumbuhan dan binatang).

Faktor-faktor yang mempengaruhi pelapukan antara lain :

- 1) jenis batuan, yaitu komposisi mineral, tekstur, dan struktur batuan;
- 2) kondisi iklim dan cuaca, apakah kering atau lembab, dingin atau panas, konstan atau berubah-ubah;
- 3) kehadiran dan kelembatan vegetasi;
- 4) kemiringan medan, pengaruh pancaran matahari, dan curah hujan.

Proses pelapukan berlangsung secara *differential weathering* (proses pelapukan dengan perbedaan intensitas yang disebabkan oleh perbedaan kekerasan, jenis, dan struktur batuan). Hal tersebut menghasilkan bentuk-bentuk morfologi yang khas seperti:

- 1) bongkah-bongkah desintegrasi (terdapat pada batuan masif yang memperlihatkan retakan-retakan atau kekar-kekar);



Bagian III

PENGANGKATAN DARATAN

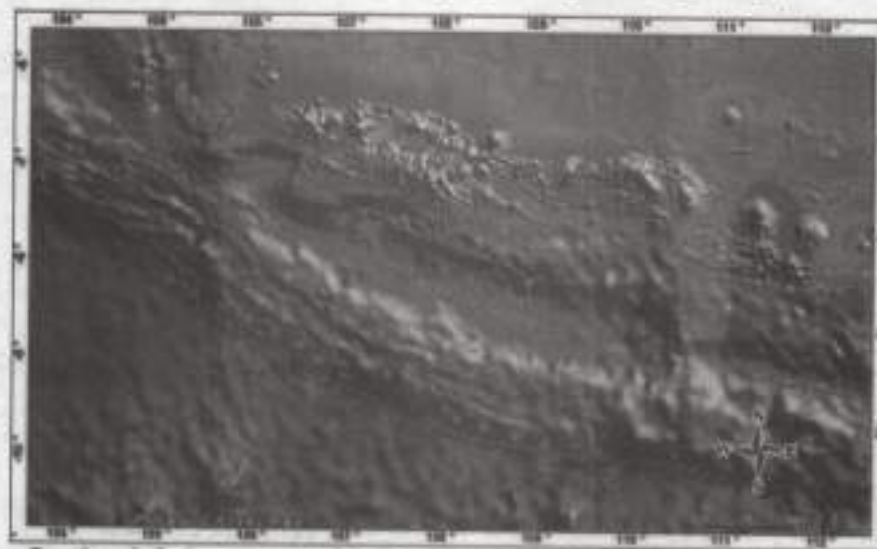
A. Proses Tektonik

Pembentukan pulau-pulau di Indonesia adalah kontribusi dari mekanisme tektonik, yaitu melalui proses pengangkatan (*uplift*) dari posisi sebelumnya di bawah muka laut kemudian muncul menjadi daratan. Keterdapatannya fosil-fosil yang telah membatu berasal dari dalam laut di daratan pada elevasi tinggi di atas muka laut, misalnya Foraminifera besar (usia > 30 juta tahun) pada batugamping Rajamandala Jawa Barat pada elevasi 800 m dpl adalah salah satu bukti pengangkatan daratan (Hirnawan, 2005).

Tektonik masih terus bekerja hingga saat ini (Resen). Oleh karena itu penurunan bisa terjadi, artinya suatu pulau bisa tenggelam kembali, disusul oleh proses pengendapan yang menghasilkan morfologi berbatuan sedimen. Pada suatu ketika terangkat melalui proses tektonik pada periode berikutnya menjadikannya pulau baru dengan komposisi batuan yang baru dekat permukaan. Proses ini terus berlangsung sebagai manifestasi mekanisme pencapaian keseimbangan, yaitu ada bagian kerak bumi yang naik, maka ada pula di bagian lainnya yang turun menyeimbangkan diri akibat tektonik. Suatu contoh gunung tertinggi adalah Gunung Mount Everest di Tibet mencapai ketinggian sekitar 8800 meter. Sementara sebaliknya palung terdalam adalah Palung Mariana dengan kedalaman sekitar 11.000 meter. Begitu juga sepanjang

deretan pegunungan yang terbentuk di daratan akan selalu sejajar dengan palung yang ada di lautan. Hal ini sesuai dengan teori penunjaman lempeng samudera di bawah lempeng benua akan menghasilkan deretan pegunungan berapi, dan palung pada samudera.

Pegunungan Bukit Barisan di Sumatera dan Pegunungan Kulon Progo di selatan Pulau Jawa terbentuk karena proses subduksi juga menghasilkan palung di sebelah barat Sumatera dan sebelah selatan Jawa. Peta pada Gambar 3.1 dapat dilihat proses terjadinya pegunungan-pegunungan dan palung.



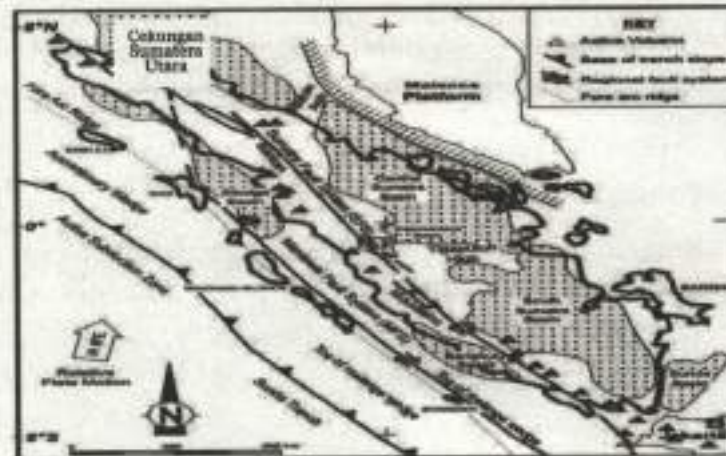
Gambar 3.1 Peta tektonik Pulau Jawa (Lubis dkk, 2008).

Palung laut merupakan bentuk paritan memanjang dengan kedalaman mencapai lebih dari 6.500 meter. Umumnya palung laut ini merupakan batas antara kerak Samudera Indo-Australia dengan tepian Benua Eurasia sebagai bentuk penunjaman yang menghasilkan celah memanjang tegak lurus terhadap arah penunjaman (Gambar 3.1 & 3.2).

Berdasarkan berbagai kajian geologi, bahwa Pegunungan Barisan adalah busur gunungapi (*volcanic arc*) mulai naik di sebelah barat Sumatera pada Miosen Tengah. Pengaruhnya kepada Cekungan Bengkulu sebelum Miosen Tengah tidak ada

cekungan muka busur (*fore arc basin*) Bengkulu sebab pada saat itu busurnya sendiri tidak ada (Mulhadiono dan Asikin, 1989).

Tektonik Sumatera dipengaruhi oleh interaksi konvergen antara dua lempeng yang berbeda jenis. Arah gerak kedua lempeng terhadap jalur subduksi membentuk sudut lancip sehingga pembentukan struktur geologi di Pulau Sumatera didominasi oleh sesar-sesar mendatar dekstral (menganan merencong). Produk tektonik di daerah ini berupa struktur lipatan, kekar dan sesar. Pembentukan struktur geologi tersebut tidak terlepas dari pengaruh aktivitas tumbukan lempeng yang menyerong antara Lempeng Eurasia yang berada di utara dengan Lempeng Indo-Australia. Akibat tumbukan lempeng ini terbentuk jalur subduksi yang sekarang posisinya berada di lepas pantai barat Sumatera, sedangkan di daratan Sumatera terbentuk daerah tinggian yang menyebabkan batuan tua tersingkap di permukaan. Pola struktur lipatan dan umumnya berarah baratlaut-tenggara yang terbentuk sejak Pra-Tersier hingga Kuartar. Jenis dan kedudukan struktur geologi ini selanjutnya mempengaruhi pola sebaran batuan/formasi di permukaan. Kerangka tektonik Pulau Sumatera dapat dilihat pada Gambar 3.2 di bawah ini.



Gambar 3.2 Peta tektonik Pulau Sumatera
http://en.wikibooks.org/wiki/File:Sumatera_map.jpg

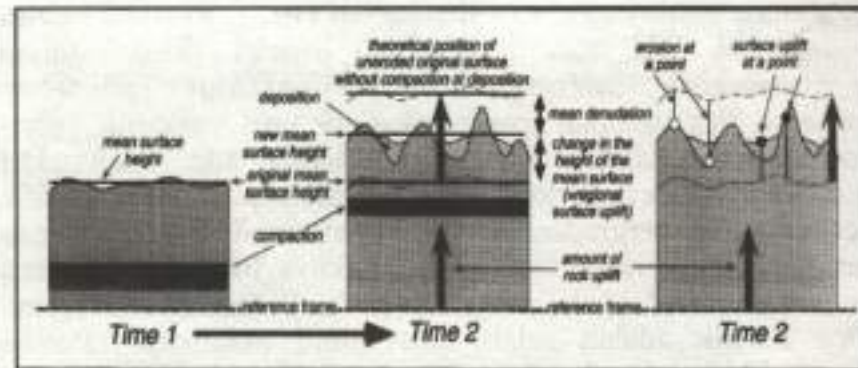
Di bagian barat Pulau Sumatera, pergerakan lempeng samudera Indo-Australia mengakibatkan terangkatnya sedimen (*seabed*) di kerak samudera dan prisma-prisma akresi yang merupakan bagian terluar dari kontinen. Sesar-sesar normal yang terbentuk di daerah bagian dalam yang memisahkan prisma akresi dengan busur kepulauan (*island arc*) mengakibatkan peningkatan pasokan sedimen yang lebih besar (Lubis dkk. 2008). Demikian pula akibat terjadinya pengangkatan tersebut maka morfologi palung laut di kawasan ini memperlihatkan bentuk lereng yang terjal dan sempit dibandingkan dengan palung yang terbentuk di kawasan timur Indonesia.

Gaya-gaya tektonik juga menyebabkan proses deformasi, yaitu perubahan massa batuan akibat medan tekanan asal gaya-gaya tersebut. Massa batuan bisa terlipat menjadi antiklin dan sinklin (perubahan bentuk dan volume), kemudian retak-retak dan akhirnya bergeser atau patah-patah (patahan atau sesar) akibat mekanisme tektonik yang menerus.

Aktivitas tektonik pada daerah tepi kontinental (*active continental margin*) menyebabkan terjadinya gempabumi dan aktivitas gunungapi. Zona penunjaman merupakan daerah pertemuan antara lempeng samudera dengan lempeng benua. Batuan sedimen laut termasuk organik karbon diendapkan di atas dasar samudera mengalami deformasi dalam lingkungan temperatur dan tekanan yang tinggi membentuk daerah prisma akresi.

B. Pengangkatan Daratan

Pengangkatan atau *Uplift* adalah proses geologi yang paling sering disebabkan oleh lempeng tektonik dengan meningkatkan suatu elevasi.



Gambar 3.3 Skema Pengangkatan (Burbank & Anderson, 2001)

Perubahan posisi vertikal dari sebuah titik pada permukaan tanah adalah fungsi dari :

- 1) Tingkat pengangkatan batuan dasar;
- 2) Tingkat dimana material di bawah permukaan memadatkan;
- 3) Tingkat denudasi atau deposisi pada permukaan.

Pengangkatan batuan dasar dan deposisi berkontribusi pada peningkatan permukaan tanah. Sedangkan erosi dan pemadatan berfungsi untuk menurunkannya. Karena pemadatan dan deposisi terjadi di cekungan sedimen dekat tingkat dasar, mereka umumnya diabaikan dalam pendukung pengangkatan denudasi dan batuan dasar yang merupakan penentu utama topografi dalam bentangalam (*landscap*) tektonik aktif atau pegunungan.

Pengangkatan batuan dasar didefinisikan sebagai,

$$U_i = (Z_i - Z_{0i}) + E_i + S_{Li}$$

Dimana U_i = Total pengangkatan batuan dasar

Z_i = elevasi topografi saat ini

Z_{0i} = elevasi topografi awal

E_i = Ketebalan material yang terkikis

S_{Li} = Perubahan permukaan laut

Dalam analisisnya, van Bemmelen (1949) menulis bahwa andesit tua (*old andesites*) adalah penciri tektonik tahap orogenesis geantiklin (*orogenic geanticlinal stage*). Pada tahap ini ada tiga perioda pengangkatan: non vulkanik (*non-volcanic*), vulkanik (*volcanic*), vulkanik sdh tidak aktif (*extinct-volcanic*). Perioda vulkanik meletuskan lava Pasifik berkomposisi bergradasi dari basa-intermediat-asam. Setiap pengangkatan juga disertai oleh naiknya intrusi di inti-inti pengangkatan dengan komposisi plutonik intermediat-asam. Tipe Pasifik adalah salah satu famili magmatik (*Pacific kindreds*) dari kerabat (*suite*) *calc-alkaline*. Van Bemmelen (1949) menganalisis evolusi semua wilayah tepi di sekeliling dataran Sunda dengan cara seperti itu. Menurut teori geosinklin, periode orogenik itu dibagi menjadi lima: tahap pra orogenesis (*pre-orogenic stage*), tahap orogenesis palung muka (*orogenic foredeep stage*), tahap orogenesis geantiklin (*orogenic geanticlinal stage*), tahap orogenesis akhir (*late orogenic stage*), dan tahap paska orogenesis (*post-orogenic stage*).

Dalam bingkai teori tektonik lempeng, dianggap vulkanisme pada tahap orogenesis geantiklin itu sebagai bentuk vulkanisme busur kepulauan (*volcanic island arc*) hasil peleburan sebagian (*partial melting*) penunjaman kerak samudera yang menunjam di bawah benua. Wilayah palung, tempat kerak samudera awal menunjam, adalah bagian palung muka menurut teori geosinklin. Vulkanisme andesit tua sebagai hasil konvergensi antar lempeng pada menjelang akhir Paleogen di sekeliling Sundaland, maka semua vulkanik Oligo-Miosen (Oligosen Akhir-Miosen Awal) di wilayah Sumatera Selatan-Jawa-Bali-Lombok-Sumbawa-Sulawesi Selatan adalah produk andesit tua. Menurut van Bemmelen (1949), sebagian vulkanisme andesit tua merupakan kompleks gunungapi bawah laut (*submarine volcanics*).

Banyak contoh pengukuran pengangkatan daratan dan Penurunan daratan (vertikal) ataupun pergeseran daratan (horisontal) yang telah dilakukan dengan menggunakan GPS (*global positioning system*) di Indonesia seperti di Jakarta (Abidin, 2010), Sulawesi Tengah (Sarsito, dkk. 2008),

Sumatera (Melano, dkk. 2008), Makassar (Massinai, 2009). Pergerakan daratan ini di pengaruhi oleh gerakan-gerakan tektonik kompresi.

Penentuan posisi di permukaan bumi dengan memanfaatkan konstelasi satelit GPS secara sistematis dan berkesinambungan dimulai pada tahun 1989. Pemanfaatan GPS ini dalam rangka *Global Positioning System for Geodynamic Project in Sumatera* (GPS-GPS) untuk memonitoring gerak lempeng tektonik aktif pada sesar Semangko di Sumatera.

Salah satu contoh pergerakan tanah di wilayah DAS Tallo dan DAS Jeneberang Hilir di Sulawesi Selatan dilakukan dengan menggunakan GPS. Jaring GPS untuk pemantauan pergerakan tanah di wilayah DAS Tallo dan DAS Jeneberang Hilir sebanyak 120 titik pantau yang terdiri dari 111 titik pantau GPS TM-Orde III dan 9 titik pantau GPS TM-Orde II. Titik titik GPS ini mengacu pada Datum Geodesi Nasional 1995 (DGN-95) yang merupakan referensi tunggal dalam pengelolaan (pengumpulan, penyimpanan dan penggunaan) data geospasial pada strata lokal, regional, nasional bahkan internasional. DGN-95 adalah datum geodesi yang geosentris dan diberlakukan untuk keperluan survei dan pemetaan di seluruh wilayah Indonesia. DGN-95 adalah sistem koordinat Indonesia yang sesuai dengan GPS berbasis *World Geodetic Sistem 1984* (WGS-84) dengan parameter setengah sumbu panjang ellips (*semi major axis*) $a = 6378137.000$ m, pengepengan (*flattening*) $1/f = 298,257223563$ m.

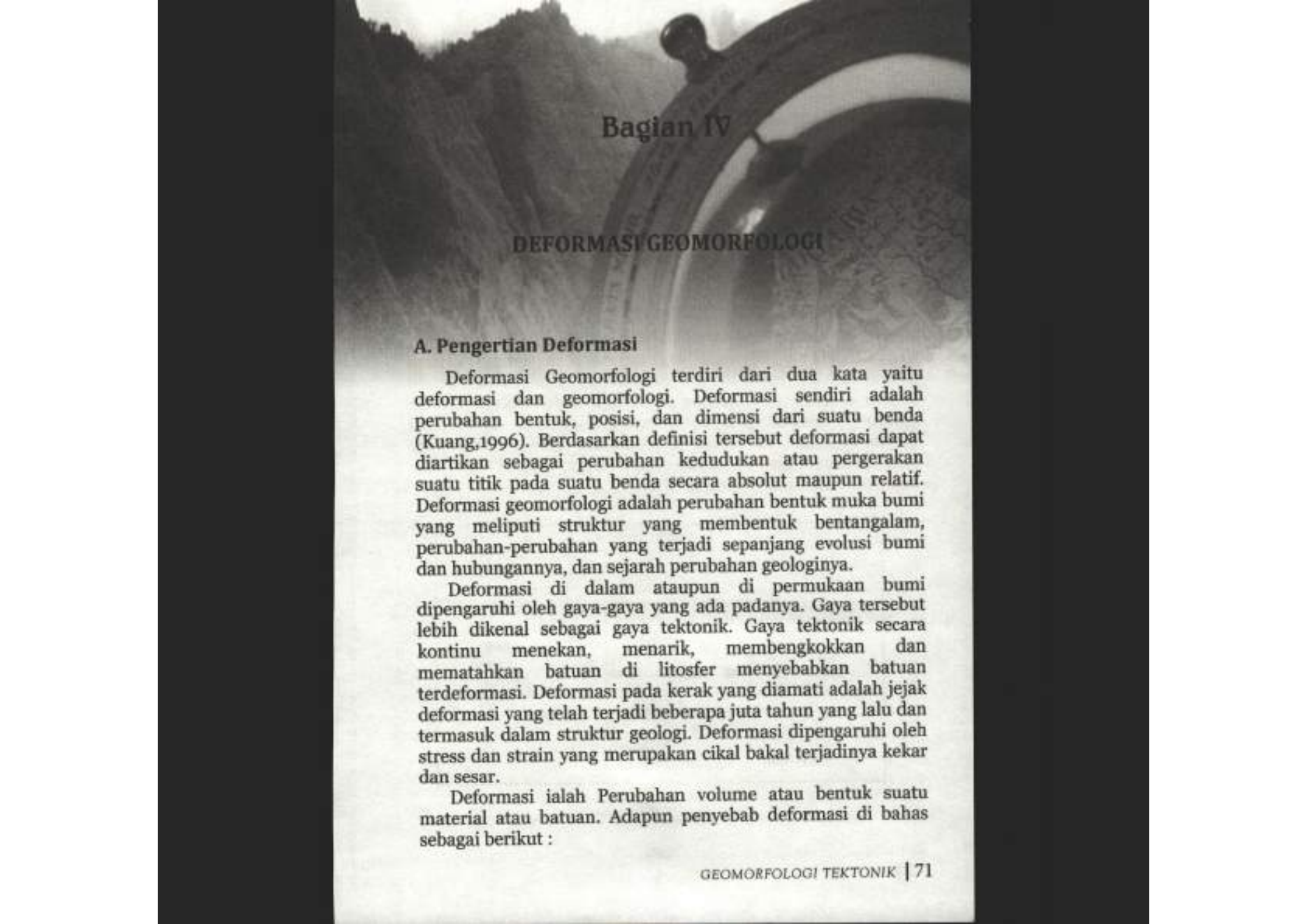
DGN-95 ini dalam realisasinya di lapangan diwakili oleh Kerangka Dasar JKHN (jaring kontrol horisontal nasional) orde nol dan kerangka perapatannya adalah JKHN orde satu. Segala aktivitas pengukuran dengan memanfaatkan satelit GPS atau pengukuran terestris, dengan metoda pengukuran relatif terikat ke satu titik atau lebih pada JKHN orde nol maupun orde satu. Koordinat hasil pengukuran sudah terikat / terintegrasi ke sistem nasional (DGN-95) dengan ketelitian pada orde yang berbeda.

Jaring Kontrol Vertikal (JKV) mempunyai datum vertikal yang realisasinya dilaksanakan dengan penetapan tinggi

ortometrik pada suatu titik TTG. Penetapan tinggi ortometrik TTG awal ini harus diikatkan dengan stasiun pasut yang diamati selama kurun waktu sekurang-kurangnya 18,6 tahun untuk memperoleh tinggi TTG terhadap Muka Laut Rerata (MLR) atau *Mean Sea Level* (MSL). Datum Vertikal yang ditetapkan adalah bidang yang mempunyai potensial yang sama (ekipotensial) yang melalui MLR pada stasiun pasut di titik datum atau Geoid. Penentuan titik tinggi di Sulawesi Selatan menggunakan JKV orde dua dengan datum vertikal MLR di stasiun pasut Paotere Makassar.

Pada survei ini menggunakan Navstar GPS tipe geodetik dua frekuensi dengan ketelitian 0,1 milimeter. Hasil analisis data pengukuran selama 3 tahun (tahun 2006, 2007 dan 2008) terlihat bahwa wilayah Subdas Tallo dan Subdas Jeneberang Hilir mengalami kenaikan rata-rata mencapai ± 1.01 cm/tahun. Kenaikan tanah maksimum terletak pada titik TM-Orde III nomor 1009 dengan koordinat $119^{\circ} 27' 43.1''$ BT - $5^{\circ} 10' 17.3''$ LS dan ketinggiannya mencapai ± 1.41 cm/tahun dan kenaikan minimum pada titik TM-Orde III nomor 1094 dengan koordinat $119^{\circ} 29' 03.0''$ BT - $5^{\circ} 11' 06.5''$ LS dan ketinggiannya mencapai ketinggian ± 0.60 cm/tahun. Hasil ini menunjukkan bahwa wilayah DAS Tallo dan DAS Jeneberang Hilir mengalami proses pengangkatan (*uplift*).

Pengolahan data survei GPS diperoleh tinggi ellipsoid dari setiap titik pantau GPS pada setiap waktu survei. Dari informasi tinggi titik pada dua kali waktu ini, maka diperoleh hasil bahwa kota Makassar tiap tahunnya mengalami kenaikan tanah seperti yang terlihat pada grafik kenaikan tanah kota Makassar yang diambil secara acak dari beberapa titik, seperti yang ditunjukkan pada Gambar grafik 3.4. Gambar 3.5 memperlihatkan kontur 3D kenaikan daratan di Kota Makassar Sulawesi Selatan.



Bagian IV

DEFORMASI GEOMORFOLOGI

A. Pengertian Deformasi

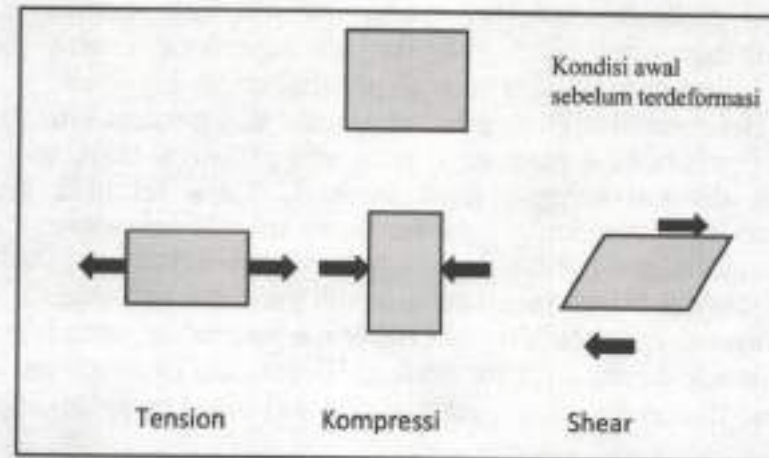
Deformasi Geomorfologi terdiri dari dua kata yaitu deformasi dan geomorfologi. Deformasi sendiri adalah perubahan bentuk, posisi, dan dimensi dari suatu benda (Kuang,1996). Berdasarkan definisi tersebut deformasi dapat diartikan sebagai perubahan kedudukan atau pergerakan suatu titik pada suatu benda secara absolut maupun relatif. Deformasi geomorfologi adalah perubahan bentuk muka bumi yang meliputi struktur yang membentuk bentangalam, perubahan-perubahan yang terjadi sepanjang evolusi bumi dan hubungannya, dan sejarah perubahan geologinya.

Deformasi di dalam ataupun di permukaan bumi dipengaruhi oleh gaya-gaya yang ada padanya. Gaya tersebut lebih dikenal sebagai gaya tektonik. Gaya tektonik secara kontinu menekan, menarik, membengkokkan dan mematahkan batuan di litosfer menyebabkan batuan terdeformasi. Deformasi pada kerak yang diamati adalah jejak deformasi yang telah terjadi beberapa juta tahun yang lalu dan termasuk dalam struktur geologi. Deformasi dipengaruhi oleh stress dan strain yang merupakan cikal bakal terjadinya kekar dan sesar.

Deformasi ialah Perubahan volume atau bentuk suatu material atau batuan. Adapun penyebab deformasi di bahas sebagai berikut :

- 1). *Stress* adalah gaya yang bekerja pada satuan luas. Berikut ini macam-macam *stress* :
 - a). *Stress* yang dari segala arah sama (*uniform stress*)
 - b). *Stress* yang besarnya berbeda dari segala arah (*differential stress*):
 - Tensional *stress* (*extensional stress*), yang menyebabkan tarikan pada batuan.
 - Compressional *stress*, yang menekan batuan
 - Shear *Stress* yang menyebabkan pergeseran dan puntiran.
- 2). *Strain* adalah perubahan ukuran, bentuk atau volume dari material, terjadi akibat batuan mengalami deformasi.

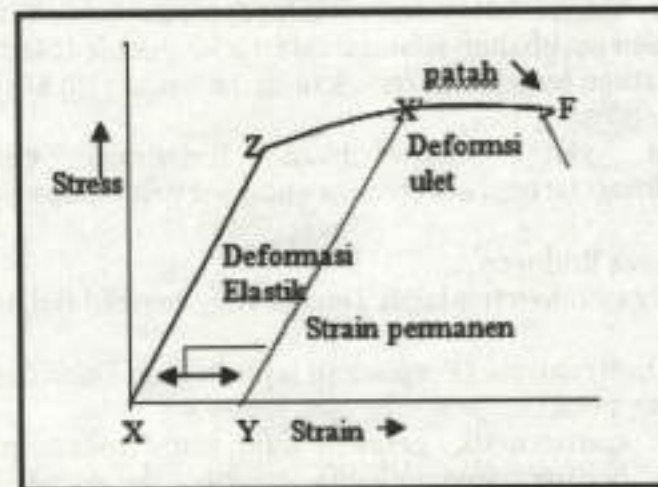
Pengaruh *stress* atau tegasan terhadap batuan tergantung pada cara bekerja atau sifatnya. *Stress* uniform menekan dengan besar yang sama dari segala arah. Dalam batuan dinamakan *confining stress* karena setiap tubuh batuan dalam litosfir dibatasi oleh batuan disekitarnya dan secara merata (*uniform*) ditekan oleh berat batuan diatasnya. *Differential stress* menekan ke semua jurusan, dan *stress* inilah yang mendeformasi batuan. *Differential stress* dikenal tiga jenis seperti terlihat pada (Gambar 4.1).



Gambar 4.1. Deformasi batuan akibat berbagai jenis *stress*

Batuan yang mengalami perubahan stress akan terdeformasi melalui 3 tahap berurutan seperti Gambar 4.2 (Sapiie,dkk, 2008), yaitu :

- 1) Deformasi elastik (*elastic deformation*) adalah deformasi sementara atau tidak permanen. Begitu stress hilang batuan kembali ke bentuk dan volume semula.
- 2) Depormasi ulet (*ductile deformation*) adalah deformasi di mana elastik limit dilampaui serta perubahan bentuk dan volume batuan tidak kembali.
- 3) Persesar (*fracture*) terjadi apabila batas atau limit elastik dan ulet deformasi dilampaui. Deformasi patah dan ulet adalah sama, menghasilkan strain yang tidak kembali ke kondisi awal.



Gambar 4.2. Kurva stress-strain memperlihatkan deformasi elastik (X ke Z) limit elastis (Z) menandai dimulainya deformasi ulet. Bila Stress dihentikan pada X' maka benda akan kembali dalam keadaan tidak tertekan di Y melalul lintasan X'Y. Jarak XY merupakan strain akibat deformasi ulet. Apabila stress dilanjutkan maka benda akan patah/pecah di titik persesar F.

Dalam struktur geologi, deformasi akibat gaya tektonik dikelompokkan sebagai struktur sekunder dan dibedakan dari

struktur yang terbentuk pada saat atau sebelum batuan terbentuk yang dinamakan struktur primer. Termasuk dalam struktur primer adalah struktur-struktur pada batuan sedimen, seperti bidang perlapisan, lapisan bersusun (*graded beding*), lapisan silang siur (*cross beding*) dan jejak binatang. Sedangkan pada batuan beku adalah rekahan-rekahan yang terbentuk akibat pendinginan, dinamakan kekar kolom (*columnar joints*). Struktur sekunder yang terbentuk setelah batuan terbentuk, adalah lipatan (*fold*), kekar (*joint*) dan sesar (*fault*).

B. Tahap-Tahap Deformasi

Tahap-tahap terjadinya deformasi geomorfologi yaitu, ketika suatu lapisan batuan yang dikenai gaya secara terus menerus hingga batas maksimalnya maka batuan tersebut mengalami perubahan sifat dari elastis ke *ductile* (plastis) dan ketika batuan tersebut bergesekan maka batuan itu akan pecah atau *fracture*.

Gaya yang menyebabkan terjadinya deformasi geomorfologi terbagi atas tenaga endogen dan tenaga eksogen,

1) Tenaga Endogen

Tenaga Endogen adalah Tenaga yang berasal dalam bumi, yaitu:

- a) Diastropisme (Pergeseran lapisan kulit bumi/lempeng-lempeng)
 - epirogenetik: gerakan kulit bumi secara perlahan berupa pengangkatan regional tanpa deformasi, lambat dan waktu lama.
 - orogenetik: pembentukan pegunungan dengan deformasi, gerakan cepat dalam waktu singkat dan daerah lebih sempit.
- b) Vulkanisme (berkaitan dengan aktivitas magma)
Fenomena yang berkaitan dengan keluarnya magma ke permukaan bumi.
- c) Seisme (Berkaitan dengan gempa bumi)
 - vulkanisme: disebabkan oleh letusan gunung berapi.

- tektonis: disebabkan oleh pergeseran lapisan kulit bumi.
- runtuh (terban): disebabkan oleh runtuhnya gua kapur dan tanah longsor.

2) Tenaga Eksogen

Tenaga yang berasal dari luar bumi yang bersifat degradasi, aggradasi dan deposisi, yang disebabkan oleh sinar matahari, hujan, angin, gelombang laut, gletser dan makhluk hidup. Misalnya: Pelapukan, gerak masa batuan, erosi dan sedimentasi.

a) Bersifat Degradasi (Bersifat Menurunkan)

- Pelapukan (desintegrasi, dekomposisi)
- Gerak masa batuan (mass wasting)
- Gerak Lambat, gerak cepat, landslide dan subsidence
- Erosi (air, angin dan gletser)
- Sedimentasi (air, angin, gelombang dan gletser)

b) Bersifat aggradasi dan deposisi (bersifat meninggikan dan memindahkan bahan-bahan) oleh air mengalir, air tanah, gelombang, pasang surut, tsunami, angin, gletser.

C. Jenis-Jenis Deformasi

- 1) Deformasi statik adalah deformasi yang bersifat permanen, pada saat batuan itu terdeformasi maka tidak dapat kembali ke bentuk awalnya, contohnya yaitu pada kekar.
- 2) Deformasi sesaat adalah deformasi yang bersifat elastis yang dapat kembali ke bentuk asalnya, atau volumenya bisa kembali ke volume awal.

D. Kala Holosen

1. Pengertian Holosen

Holosen adalah kala dalam skala waktu geologi yang berlangsung mulai sekitar 10.000 tahun radiokarbon, atau kurang lebih 11.430 ± 130 tahun kalender yang lalu (antara 9560 hingga 9300 SM). Holosen adalah kala kedua ataupun terakhir dari periode Kuartar. Holosen sering pula dibagi lagi dengan kala Resen yang berawal dari 1000 tahun lalu. Namanya berasal dari bahasa Yunani *holos* yang berarti keseluruhan dan *kai-ne* yang berarti baru atau terakhir. Kala ini kadang disebut juga sebagai kala Alluvium.

2. Skala Waktu Geologi

Waktu geologi adalah skala waktu yang meliputi seluruh sejarah geologi bumi dari mulai terbentuknya hingga saat ini. Sebelum perkembangan dari skala waktu geologi pada abad ke-19, para ahli sejarah mengetahui bahwa bumi memiliki sejarah yang panjang, namun skala waktu yang digunakan sekarang dikembangkan sejak 200 tahun terakhir dan terus-menerus diperbaiki. Skala waktu geologi membantu para ilmuwan memahami sejarah bumi dalam bagian-bagian waktu yang teratur.

Sebelum adanya pentarikan radiometri untuk menentukan umur batuan dengan cara mengukur kandungan unsur radioaktif dalam suatu objek. Para ilmuwan memperkirakan umur bumi menggunakan lingkaran tahunan kambiun pohon. Dari model tersebut umur bumi berkisar dari 4 juta tahun hingga ratusan juta tahun. Saat ini, diketahui bahwa umur bumi adalah sekitar 4.6 milyar tahun.

Skala waktu geologi saat ini dibuat berdasarkan pada pentarikan radiometri dan rekaman kehidupan purba yang terawetkan di dalam lapisan batuan. Fosil-fosil yang banyak bertebaran di lapisan bawah kerak bumi merupakan bahan penelitian yang sangat penting dalam menentukan umur bumi. Sebagian besar batas pada skala waktu geologi sekarang

berhubungan dengan periode kepunahan dan kemunculan spesies baru.

a. Pembagian waktu

Skala waktu geologi yang ditetapkan oleh *International Union of Geological Sciences* (IUGS) pada tahun 2004 membagi sejarah bumi ke dalam beberapa interval waktu yang berbeda-beda panjangnya dan terukur dalam satuan tahun kalender. Interval terpanjang adalah Kurun. Setiap Kurun terbagi menjadi beberapa Masa. Setiap Masa terdiri dari beberapa Zaman, dan Zaman terbagi menjadi beberapa Kala.

Ada tiga Kurun: *Arkaikum*, *Proterozoikum* dan *Fanerozoikum*. Kurun *Arkaikum* adalah kurun pertama, dimulai sekitar 3.8 milyar hingga 2.5 milyar tahun yang lalu. Kurun sebelum *Arkaikum*, dikenal sebagai *Pra-Arkaikum*, ditandai oleh pembentukan planet bumi. Kurun *Proterozoikum* dimulai sekitar 2.5 milyar tahun yang lalu hingga 542 juta tahun yang lalu. Kurun *Arkaikum* dan *Proterozoikum* juga disebut *Pra-Kambrium*. Kemunculan besar-besaran dari hewan invertebrata menandai akhir dari *Proterozoikum* dan dimulainya Kurun *Fanerozoikum*.

Kurun *Fanerozoikum* dimulai sekitar 542 juta tahun yang lalu dan berlanjut hingga sekarang. *Fanerozoikum* terbagi menjadi tiga Masa: *Paleozoikum* (542 – 251 juta tahun yang lalu), *Mesozoikum* (251 – 65 juta tahun yang lalu) dan *Kenozoikum* (65 juta tahun yang lalu hingga sekarang).

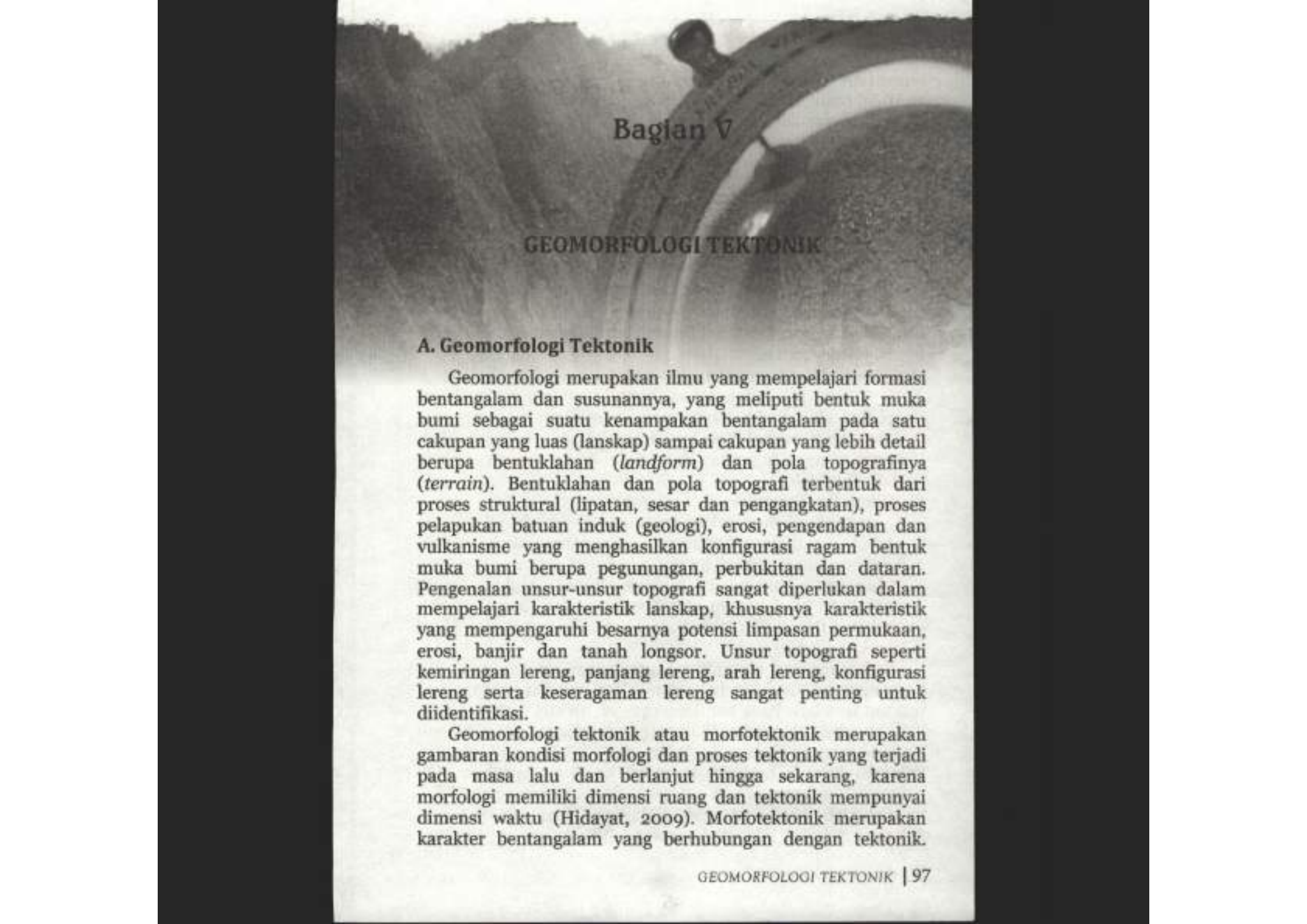
Masa *Paleozoikum* terbagi menjadi enam Zaman. Dari yang tertua hingga termuda adalah *Kambrium* (542 – 488 juta tahun yang lalu), *Ordovisium* (488 – 444 juta tahun yang lalu), *Silurium* (444 – 416 juta tahun yang lalu), *Devonium* (416 – 359 juta tahun yang lalu), *Karbon* (359 – 299 juta tahun yang lalu), dan *Permium* (299 – 251 juta tahun yang lalu). Masa *Paleozoikum* diawali dengan kemunculan banyak bentuk kehidupan yang berbeda-beda, yang terawetkan sebagai kumpulan fosil dalam sikuen batuan di seluruh dunia. Masa ini berakhir dengan kepunahan massal lebih dari 90 persen organisme pada akhir Zaman *Permium*. Penyebab

kepunahan pada akhir *Permium* ini belum diketahui pasti hingga saat ini.

Masa *Mesozoikum* terbagi menjadi Zaman *Trias* (251 – 200 juta tahun yang lalu), Zaman *Jura* (200 – 145 juta tahun yang lalu), dan Zaman *Kapur* (145 – 65 juta tahun yang lalu). Masa *Mesozoikum* dimulai dengan kemunculan banyak jenis hewan baru, termasuk dinosaurus dan *ammonite*, atau cumi-cumi purba. Masa *Mesozoikum* berakhir dengan kepunahan massal yang memusnahkan sekitar 80 persen organisme saat itu. Kepunahan ini kemungkinan disebabkan oleh tabrakan asteroid ke bumi, kawah bekas tabrakan ditemukan di sebelah utara Semenanjung Yucatan, Meksiko.

Masa *Kenozoikum* terbagi menjadi dua Zaman, *Paleogen* (65 – 23 juta tahun yang lalu) dan *Neogen* (mulai dari 23 juta tahun yang lalu hingga sekarang). Zaman *Paleogen* terdiri dari tiga Kala: Kala *Paleosen* (65 – 56 juta tahun yang lalu), Kala *Eosen* (56 – 34 juta tahun yang lalu) dan *Oligosen* (34 – 23 juta tahun yang lalu). Zaman *Neogen* terbagi menjadi empat Kala: Kala *Miosen* (23 – 5.3 juta tahun yang lalu), *Pliosen* (5.3 – 1.8 juta tahun yang lalu), *Pleistosen* (1.8 juta – 11,500 tahun yang lalu) dan *Holosen* (dimulai dari 11,500 tahun yang lalu hingga sekarang). Kala *Holosen* ditandai oleh penyusutan yang cepat dari benua es di Eropa dan Amerika Utara, kenaikan yang cepat dari muka air laut, perubahan iklim, dan ekspansi kehidupan manusia ke segala penjuru dunia.

Tabel 4.1 memperlihatkan pembagian skala waktu geologi yang dimodifikasi dari Turcotte dan Schubert (1982). Tabel tersebut membagi skala waktu menjadi perioda, Era dan Eon.



Bagian V

GEOMORFOLOGI TEKTONIK

A. Geomorfologi Tektonik

Geomorfologi merupakan ilmu yang mempelajari formasi bentangalam dan susunannya, yang meliputi bentuk muka bumi sebagai suatu kenampakan bentangalam pada satu cakupan yang luas (lanskap) sampai cakupan yang lebih detail berupa bentuklahan (*landform*) dan pola topografinya (*terrain*). Bentuklahan dan pola topografi terbentuk dari proses struktural (lipatan, sesar dan pengangkatan), proses pelapukan batuan induk (geologi), erosi, pengendapan dan vulkanisme yang menghasilkan konfigurasi ragam bentuk muka bumi berupa pegunungan, perbukitan dan dataran. Pengenalan unsur-unsur topografi sangat diperlukan dalam mempelajari karakteristik lanskap, khususnya karakteristik yang mempengaruhi besarnya potensi limpasan permukaan, erosi, banjir dan tanah longsor. Unsur topografi seperti kemiringan lereng, panjang lereng, arah lereng, konfigurasi lereng serta keseragaman lereng sangat penting untuk diidentifikasi.

Geomorfologi tektonik atau morfotektonik merupakan gambaran kondisi morfologi dan proses tektonik yang terjadi pada masa lalu dan berlanjut hingga sekarang, karena morfologi memiliki dimensi ruang dan tektonik mempunyai dimensi waktu (Hidayat, 2009). Morfotektonik merupakan karakter bentangalam yang berhubungan dengan tektonik.

Dalam perkembangannya karakteristik bentangalam secara kuantitatif turut memperkaya pemahaman tentang morfotektonik. Pada tingkat lokal dan regional fenomena tektonik dapat diketahui dari bentangalam yang mempunyai ciri khusus, seperti gawir, bentuk lembah, kelurusan perbukitan, kelurusan sungai, pola pengaliran dll (Sukiyah, 2009).

Geomorfologi tektonik mengungkapkan sebuah pandangan roman topografi yang dapat dipakai sebagai indikator dari corak, kekuatan, dan rata-rata atau pergerakan tektonik (*tectonic movement*). Neotektonik dicerminkan oleh morfotektonik, yaitu geomorfologi/bentangalam yang menjadi karakter tektonik zaman sekarang. Kajian geomorfologi tektonik dibedakan menjadi dua bagian (Stewart dan Hancock, 1994), yaitu.

1). Primer (*Primary tectonic landforms*)

Kajian ini menjelaskan bentuk roman muka bumi sebagai akibat aktivitastektonik, contohnya adalah gawir sesar (*fault scarps*). Karakter dari gawirsesar berubah-ubah sesuai dengan kuantitas dan model sesar sertatergantungan dari sifat litologi.

2). Sekunder (*Secondary tectonic landforms*)

Bagian ini merupakan fenomena geomorfologi sebagai akibat aktivitas tektonik. Keanekaragaman dari bentangalam memberikan makna adanya aktivitas tektonik. Beberapa bentangalam menjadi batas struktur aktif, contohnya adalah pola aliran sungai (*drainage pattern*), endapan fluvial dan laut (*fluvial marine scarps*), dan kipas aluvial (*alluvial fans*).

Secara regional tektonik mengendalikan retakan dan akan berpengaruh terhadap tebal tipisnya kontinen yang mengalami retakan tersebut. Pada kontinen tipis ini mantel material akan naik membentuk sembul (*horst*) seperti yang terjadi di tengah lengan selatan Sulawesi. Pada periode Neogen dataran Sulawesi Selatan berhenti bergerak ke timur tertahan oleh benturan mikrokontinen Buton dan Banggai-Sula dan terangkatlah bagian tengah Sulawesi termasuk Sulawesi Selatan. Sebagai akibat benturan mikrokontinen tersebut

lengan tenggara Sulawesi mengalami rotasi berlawanan azimut jarum jam (*anticlockwise*), sehingga terbuka dasar laut Teluk Bone.

Pergerakan tektonik berupa pemekaran Selat Makassar terjadi pada kala akhir Pliosen. Pemekaran ke timur menyebabkan penunjaman dan membentuk Gunung Lompobattang. Pada kala Plistosen penunjaman di Selat Makassar mulai mereda dan sumber magma bagi Gunung Lompobattang berhenti, dan pada kala Plistosen itu DAS Jeneberang mulai terbentuk. Pada kala Plistosen di bagian tenggara lengan selatan Sulawesi terjadi pergerakan membuka teluk Bone membentur Gunung Lompobattang sehingga Gunung Sapaya terbentuk. Gunung Sapaya di bagian selatan dan Gunung Lompobattang di bagian timur sebagai batas depresi Jeneberang tempat DAS Jeneberang berada.

Perkembangan tektonik Gunung Lompobattang yang semenjak Plistosen mengalami penghentian. Energi yang semula diperuntukkan untuk tektonik Gunung Lompobattang diambil alih oleh sesar-sesar di DAS Jeneberang dan sekitarnya. Sesar-sesar ini ditandai dengan sebaran pusat gempa bumi dengan magnitudo di bawah 5 SR serta kedalaman dangkal. Sesar-sesar ini berperan dalam mengontrol DAS Jeneberang (Massinai, 2011).

Kemudian neotektonik mengontrol DAS Jeneberang terutama bagian hulu DAS tersebut. Gerakan tanah pada kala ini membentuk perbukitan-perbukitan terdenudasi yang turut mengontrol DAS tersebut. Hal ini dapat dibuktikan dengan parameter-parameter morfotektonik, morfometri dan struktur geologi pada DAS Jeneberang. Salah satu contoh neotektonik di daerah ini adalah terdapatnya zona hancuran (*breksiasi*) tufa gunungapi Formasi Gunungapi Lompobattang. Gambar 5.1 memperlihatkan zona hancuran pada DAS Jeneberang bagian hulu.



Gambar 5.1 Kenampakan tufa pada zona hancuran di DAS Jeneberang bagian hulu

Di bagian hilir ditandai dengan proses regresi, hal ini dibuktikan dengan keberadaan batuan sedimen laut di Subdas Jeneberang Hilir. Regresi yaitu proses air laut relatif turun permukaannya (susut laut). Peristiwa regresi dapat dicirikan dengan pengasaran ukuran butir ke azimuth atas (Gambar 5.2). Ciri lain adalah *uplift* atau pengangkatan daratan, perubahan garis pantai Makassar, perluasan endapan delta Tanjung Bunga Makassar atau arus laut susut. Ciri khasnya adalah berulangnya endapan daratan, ada fosil kayu atau oksida besi. Sementara di Pantai Selat Makassar akresi terbentuk akibat perpaduan antara gerakan neotektonik di bagian hulu dan proses regresi di bagian pantai Selat Makassar.

Kebalikan dari regresi adalah transgresi yaitu merupakan suatu proses air laut naik permukaannya (*genang laut*). Ciri khas endapan transgresi adalah berulangnya endapan lempung pelagik, warna kemerah-merahan, bersifat rijangan. Peristiwa transgresi dapat dicirikan dengan penghalusan ke

arah atas atau pengasaran ke arah kedalaman, mencirikan *subsidence* atau penurunan daratan.



Gambar 5.2 Kontak batuan berbutir kasar dengan batuan berbutir halus

Perpaduan antara gerakan neotektonik dan proses regresi di DAS Jeneberang dapat dijadikan acuan bagi pengembangan suatu wilayah dalam reklamasi pantai. Perpaduan tektonik ini dapat disebut sebagai pola tektonik DAS Jeneberang. Pola tektonik ini dapat digunakan dalam pertimbangan pembangunan infrastruktur di wilayah-wilayah yang mempunyai kondisi seperti wilayah DAS Jeneberang.

B. Bentuk lahan

Menurut Strahler (1983), bentuklahan adalah konfigurasi permukaan lahan yang dihasilkan oleh proses alam. Lebih lanjut Whitton (1984) menyatakan bahwa bentuklahan merupakan morfologi dan karakteristik permukaan lahan

sebagai hasil interaksi antara proses fisik dan gerakan kerak dengan geologi lapisan permukaan bumi. Berdasarkan kedua definisi tersebut, dapat disimpulkan bahwa bentuklahan merupakan bentang permukaan lahan yang mempunyai relief khas karena pengaruh kuat dari struktur kulit bumi dan akibat dari proses alam yang bekerja pada batuan di dalam ruang dan waktu tertentu. Masing-masing bentuklahan dicirikan oleh adanya perbedaan dalam hal struktur dan proses geomorfologi, relief/topografi dan material penyusun.

Struktur geomorfologi memberikan informasi tentang asal-usul (geneses) dari bentuklahan. Proses geomorfologi dicerminkan oleh tingkat pentorehan atau pengikisan, sedangkan relief ditentukan oleh perbedaan titik tertinggi dengan titik terendah dan kemiringan lereng. Relief atau kesan topografi memberikan informasi tentang konfigurasi permukaan bentuklahan yang ditentukan oleh keadaan morfometriknya. Litologi memberikan informasi jenis dan karakteristik batuan serta mineral penyusunnya, yang akan mempengaruhi pembentukan bentuklahan (Zmit, 2013).

C. Neotektonik

Neotektonik terdiri atas dua kata, yaitu neo yang berarti baru, sehingga neotektonik dapat diartikan sebagai tektonik baru atau tektonik masa sekarang (*recent*). Dalam kamus geologi definisi neotektonik adalah studi struktur setelah umur Miosen dan sejarah perkembangan struktur kerak bumi. Pada tahun 1948 untuk pertama kalinya diperkenalkan istilah neotektonik, yang dinyatakan sebagai ilmu pengetahuan yang mempelajari pergerakan tektonik muda dan saat ini yang terjadi pada waktu Tersier akhir hingga Kuartar (Stewart and Hancock, 1994; Van Hinsbergen, 2010). Neotektonik adalah bagian tektonik yaitu studi tentang deformasi kerak bumi dalam proses geologi dan geomorfologi yang berlangsung saat ini. Pavlides (1989), menyatakan neotektonik adalah studi tentang peristiwa tektonik muda yang telah terjadi atau masih terus terjadi setelah orogen atau setelah tatanan tektonik yang signifikan terbentuk. *Center for Neotectonic Studies*,

University of Nevada, mendefinisikan neotektonik sebagai studi tentang gerakan geologi terbaru dari kerak bumi khususnya yang dihasilkan dari proses gempabumi (Wesnousky, 2009).

Dari beberapa definisi tersebut dapat disimpulkan bahwa neotektonik adalah cabang ilmu kebumian yang menyangkut tentang pergerakan kerak bumi menghasilkan tatanan geomorfologi dari awal Kuartar hingga kini atau tatanan struktur geologi yang terbentuk pada masa lalu kemudian teraktifkan kembali pada masa kini (Massinai, 2011). Struktur geologi yang terbentuk pada masa lalu berupa lipatan, sesar, dan kekar dapat bergerak kembali akibat gaya tektonik. Pergerakan ini membentuk tatanan geomorfologi baru, yang dikenal dengan studi geomorfologi tektonik. Kesimpulan ini dapat diperoleh dengan merunut beberapa pendapat para ahli. Keller and Pinter (1996) mendefinisikan geomorfologi tektonik dalam dua definisi, yaitu: pertama mempelajari bentuklahan yang dihasilkan oleh proses tektonik berupa bentuklahan dengan ukuran, asal dan fungsi pada proses tektonik. Kedua, dapat dikatakan penggunaan geomorfologi sebagai alat mengevaluasi sejarah, besaran dan kecepatan proses tektonik. Proses tektonik dalam membangun dan merobek permukaan bumi merupakan inti dari studi geomorfologi tektonik (Burbank and Anderson, 2001). Dengan demikian geomorfologi tektonik dapat diartikan sebagai proses tektonik aktif dalam hal dinamika bumi meliputi proses terbentuknya bentangalam di atas permukaan bumi maupun dari segi hasil rombakan material yang menghasilkan bentangalam terdenudasi.

D.Struktur Geologi

Deformasi akibat gaya tektonik dikelompokkan sebagai struktur primer dan struktur sekunder. Struktur yang terbentuk pada saat atau sebelum batuan terbentuk yang dinamakan struktur primer. Termasuk dalam struktur primer adalah struktur-struktur pada batuan sedimen, seperti bidang perlapisan, lapisan bersusun (*graded bedding*), lapisan silang

siur (*cross bedding*) dan jejak binatang. Sedangkan pada batuan beku, rekahan-rekahan terbentuk akibat pendinginan, dinamakan kekar kolom (*columnar joints*). Struktur sekunder yang terbentuk setelah batuan terbentuk, adalah lipatan (*fold*), kekar (*joint*) dan sesar (*fault*) (Sapiie dkk, 2008).

1. Kekar

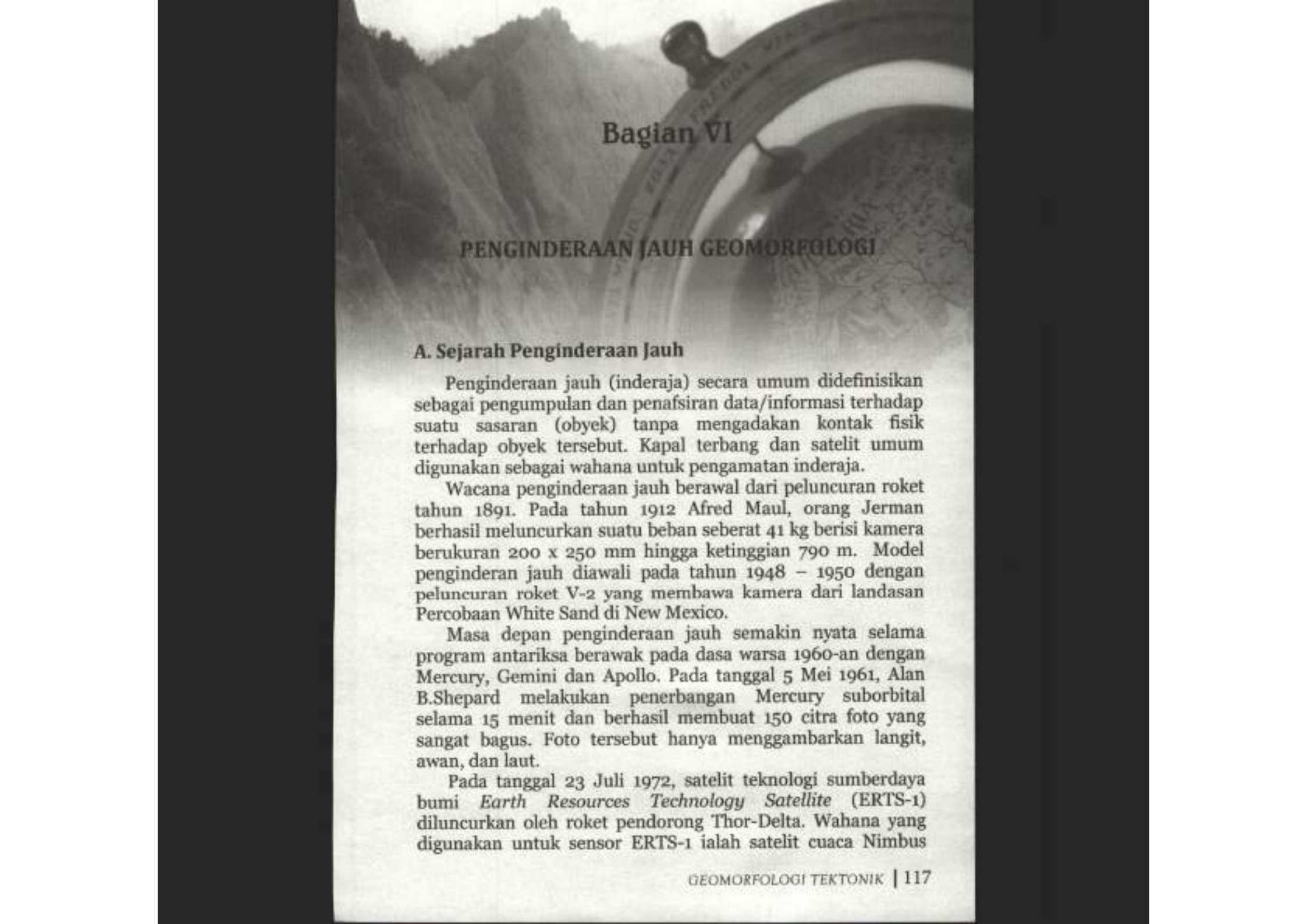
Kekar adalah sebutan untuk struktur rekahan pada batuan yang tidak memperlihatkan gejala pergeseran. Secara kejadiannya (genetik), kekar dapat dibedakan menjadi kekar gerus dan kekar tarik. Kekar gerus (*shear fracture*) adalah rekahan pada batuan yang memperlihatkan kecenderungan untuk saling bergeser (*shearing*) dan umumnya dijumpai berpasangan. Kekar tarik (*extension fracture*) adalah rekahan pada batuan tempat bidang-bidang rekahannya terbentuk karena kecenderungan untuk saling merenggang, sesar kekar tarik jenis *release fracture* terbentuk akibat hilangnya atau berkurangnya pengaruh tekanan. Kenampakan kekar dapat dicirikan dengan kenampakan rekahan – rekahan pada suatu permukaan bumi / batuan, yang belum mengalami pergeseran yang berarti.

a. Klasifikasi Kekar

Kekar dapat dikelompokkan dalam beberapa klasifikasi (Sapiie dkk, 2008), yaitu :

Klasifikasi berdasarkan genesanya dibagi menjadi :

- 1) Kekar gerus (*shear joint*), yang merupakan kekar yang terbentuk akibat adanya tegasan kompresi
- 2) Kekar regang (*tension joint*), Kekar ini dibagi menjadi :
 - (1) Kekar ekstensi (*extension joint*) yang merupakan kekar yang terbentuk akibat adanya pemekaran atau tarikan.
 - (2) Kekar lepas (*release joint*) yang merupakan kekar yang terbentuk saat tekanan gaya yang bekerja telah berhenti.



Bagian VI

PENGINDERAAN JAUH GEOMORFOLOGI

A. Sejarah Penginderaan Jauh

Penginderaan jauh (inderaja) secara umum didefinisikan sebagai pengumpulan dan penafsiran data/informasi terhadap suatu sasaran (obyek) tanpa mengadakan kontak fisik terhadap obyek tersebut. Kapal terbang dan satelit umum digunakan sebagai wahana untuk pengamatan inderaja.

Wacana penginderaan jauh berawal dari peluncuran roket tahun 1891. Pada tahun 1912 Alfred Maul, orang Jerman berhasil meluncurkan suatu beban seberat 41 kg berisi kamera berukuran 200 x 250 mm hingga ketinggian 790 m. Model penginderaan jauh diawali pada tahun 1948 - 1950 dengan peluncuran roket V-2 yang membawa kamera dari landasan Percobaan White Sand di New Mexico.

Masa depan penginderaan jauh semakin nyata selama program antariksa berawal pada dasa warsa 1960-an dengan Mercury, Gemini dan Apollo. Pada tanggal 5 Mei 1961, Alan B. Shepard melakukan penerbangan Mercury suborbital selama 15 menit dan berhasil membuat 150 citra foto yang sangat bagus. Foto tersebut hanya menggambarkan langit, awan, dan laut.

Pada tanggal 23 Juli 1972, satelit teknologi sumberdaya bumi *Earth Resources Technology Satellite (ERTS-1)* diluncurkan oleh roket pendorong Thor-Delta. Wahana yang digunakan untuk sensor ERTS-1 ialah satelit cuaca Nimbus

yang diubah untuk tujuan misi ERTS-1. Satelit tersebut merupakan satelit tak berawak pertama yang dirancang untuk memperoleh data *tentang* sumberdaya bumi dengan cara sistematis, berulang dan beresolusi sedang.

Landsat secara resmi diresmikan pada tanggal 22 Januari 1975, mengganti nama program ERTS. Hal ini untuk membedakan dengan program satelit oseanografi. Sampai 5 Maret 1978 telah diluncurkan Landsat-3, sebagai pengganti ERTS-B.

Pada Era tahun 1990 an Landsat telah mengalami peningkatan dengan diluncurkannya sistem *multispectral scanner* yang bekerja dalam selang cahaya tampak sampai inframerah termal. Sistem ini sebagian besar adalah menggunakan sistem optik. Jumlah saluran berbeda dari satu sistem ke sistem yang lain. Landsat 7 misalnya mempunyai 7 saluran. Berikutnya muncul SPOT (*Systeme Pour l'Observation de la Terre*) dengan 4 saluran, ASTER (*Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) dengan 14 saluran. Pada sistem hiperspektral jumlah saluran bahkan dapat mencapai lebih dari 100.

Penginderaan dengan sistem aktif menggunakan sumber energi buatan yang dipancarkan ke permukaan bumi dan direkam nilai pantulnya oleh sensor. Sistem aktif ini menggunakan gelombang mikro (*micro wave*) yang mempunyai panjang gelombang lebih panjang dan dikenal dengan pencitraan radar (*radar imaging*). Sistem aktif pada umumnya berupa saluran tunggal (*single channel*). Sistem ini mempunyai kelebihan dibandingkan dengan sistem optik karena mampu menembus awan dan dapat dioperasikan pada malam hari karena tidak tergantung pada sinar matahari. Sistem aktif antara lain diterapkan pada Radarsat di Kanada, ERS-1 (*Earth Resource Satellite*) di Eropa dan JERS (*Japanese Earth Resources Satellite*) di Jepang. Dalam hal resolusi spasial, dapat dibedakan yaitu ; 1) data yang mempunyai resolusi menengah seperti Landsat TM (*Thematic Mapper*), SPOT Xs, JERS, ASTER, dan 2) resolusi tinggi seperti IKONOS, QUICKBIRD, ORIMAGE-3, SPOT-5.

B. Penginderaan Jauh untuk Informasi Geologi

Teknik penginderaan jauh adalah suatu teknik merekam muka bumi dari angkasa dengan menggunakan pesawat terbang, balon ataupun satelit. Alat yang digunakan untuk perekaman itupun bermacam-macam, mulai dari kamera sederhana, kamera *trimetrogon* (tiga kamera sekaligus), kamera *multispektral*, sampai kamera *video* (elektronik). Perekaman juga dimaksudkan untuk dapat meneliti sifat-sifat geofisika batuan yang terdapat di permukaan bumi. Semua survei dari udara ini dinamakan *airborne surveys*.

Dengan latihan dan pengalaman, orang dapat menafsirkan berbagai data dari rekaman tersebut, baik mengenai batuan, perbedaan suhu, adanya air tanah, struktur batuan (seperti lipatan dan sesar), dan berbagai data lainnya, tergantung pada bidang keahlian penafsirnya dan data yang diinginkannya. Sifat 3 dimensi, yang dihasilkan oleh pemotretan dari 2 titik, memberikan gambaran topografi yang hampir menyerupai aslinya. Bagi penafsir geomorfologi, bentuk topografi ini sangat membantu dalam memperkirakan jenis batuan. Kekerasan batuan yang berbeda-beda menimbulkan perbedaan topografi. Selain itu struktur geologi akan tergambar dengan jelas dari topografi. Bahkan sesar-sesar besar seperti Sesar Semangko di Sumatera, Sesar Palu-Koro, Sesar Saddang, Sesar Walennae di Sulawesi, Cibadak - Padalarang, Cilacap- Majalengka terlihat lebih jelas dari rekaman atau citra satelit. Kelebihan ini disebabkan oleh karena potret udara dan citra satelit yang memberikan pandangan luas (*synoptic view*).

Penggunaan indera dalam bidang kebumihan pada dasarnya adalah mengenal dan memetakan obyek serta parameter kebumihan yang spesifik, menafsirkan proses pembentukannya dan kaitannya dengan aspek lain. Untuk melakukan hal di atas, dilakukan pengenalan obyek dan gejala geologi spesifik yang dapat dilihat pada citra seperti perbedaan jenis batuan, bidang perlapisan serta struktur sesar.

Ketersediaan citra Landsat membanjiri munculnya aplikasi geologi yang memfokuskan pada interpretasi struktural dan

litologi serta untuk eksplorasi mineral. Pada kelurusan citra, kenampakan linear yang bervariasi panjangnya dari beberapa kilometer sampai beratus-ratus kilometer yang dapat disamakan dengan elemen struktur seperti sesar, kekar atau rekahan dapat dikenali dengan baik dari citra Landsat (Lo, 1996).

Dalam interpretasi struktur geologi dari peta citra, hal terpenting adalah pengamatan pola 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 citra (Lo, 1996) :

- 1) Sesar, umumnya ditunjukkan oleh adanya pola kelurusan sungai dan perbukitan, ataupun pergeseran, dan pembelokan perbukitan atau sungai, dan pola pengaliran sungai parallel dan rektangular. 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. Daerah prospek mineral biasanya terdapat pada lokasi yang luas pada suatu daerah yang merupakan terusan lurus dari jalur sesar serta di sekitar sesar. Jalur seperti ini biasanya mempunyai luas daerah sampai ratusan kilometer sehingga citra landsat dari gelombang inframerah thermal dapat dengan mudah digunakan untuk pemetaan lokal dan regional;
- 2) Perlipatan, umumnya ditunjukkan oleh pola aliran sungai trellis atau parallel, dan adanya bentuk-bentuk *dip-slope*. 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. Citra Landsat yang dihasilkan gelombang inframerah thermal juga bisa memperlihatkan

antiklin dan sinklin suatu struktur geologi. Antiklin dan sinklin diketahui dari analisis topografi, kemiringan suatu busur dan pola struktur tua yang terlihat di permukaan;

- 3) Kekar, umumnya dicirikan oleh pola pengaliran sungai rektangular, dan kelurusan-kelurusan sungai dan bukit serta tipe batuanya. Data seperti tipe kekar pada batuan bisa diketahui dari warna citra, struktur internal batuan, jenis hubungan antar butir batuan dan ketahanan terhadap iklim dan cuaca. Dari semua itu citra Landsat bisa membedakan menurut tipe umum seperti batuan sedimen, metamorfose, batuan beku intrusi dan ekstrusi.

Dalam hubungannya dengan geohidrologi yang bisa diamati dengan citra penginderaan jauh diantaranya garis pantai, estuarin, teluk, delta, rawa, danau, daerah banjir, jalur sungai, daerah pengaliran, sinkholes, kaldera, kelembaban tanah, potensi air di dalam tanah dsb.

Aspek-aspek lain yang dikaji pada pemetaan geomorfologi meliputi:

- 1) aspek bentuk, yaitu bentuk lahan yang ditinjau dari sudut pandang geomorfologi seperti gunungapi (vulkan), pegunungan, perbukitan dan daratan, daerah kars dsb;
- 2) aspek proses, yang memberikan penekanan pada proses-proses yang terjadi baik pada masa lampau maupun masa sekarang dengan pengelompokan ke dalam tipe proses seperti longsor lahan, denudasi, erosi, sedimentasi;
- 3) aspek geologi yang dilihat dari sudut litologi yang menyusunnya;
- 4) aspek tanah, dengan melihat jenis tanah dan teksturnya;
- 5) aspek hidrologi, dengan melihat pola pengaliran dan tipenya.

Citra satelit merekam objek yang didasarkan kepada daya pantul gelombang elektromagnetik sinar tampak yang bisa diuraikan dalam komponen spektrum biru, hijau dan merah oleh objek yang disinarnya, maka rekaman pada citra divisualisasikan oleh ciri kenampakan termasuk warna dan gradasi hitam putih. Dengan demikian penafsiran harus bisa

menyatakan kuantitas dan kualitas objek yang dilihatnya dengan benar.

Pengenalan unsur sangat diperlukan dalam metoda penginderaan jauh. Dalam hal ini unsur-unsur yang biasa dipakai sebagai pedoman, adalah :

- 1) Rona (gradasi warna) merupakan perbedaan warna yang terjadi karena adanya perbedaan intensitas pantulan sinar matahari pada suatu objek di permukaan bumi, yang dalam hal ini berkisar pada gradasi warna dari putih hingga hitam;
- 2) Bentuk suatu objek yang spesifik, dapat digunakan untuk mengenali objek tersebut;
- 3) Tekstur merupakan suatu kenampakan yang membedakan kasar halusnya suatu objek pada foto udara, yang mempunyai gradasi dari halus sampai dengan kasar, biasanya dipengaruhi oleh keadaan topografi dan diameter tajuk suatu vegetasi;
- 4) Pola memberikan kenampakan teratur atau tidak teratur;
- 5) Site atau faktor letak suatu objek beserta situasi dan kondisi daerah sekitarnya yang merupakan suatu cara untuk pengenalan objek.

Penginderaan jauh satelit dapat juga digunakan dalam bidang pemantauan sumberdaya alam terutama dalam bidang pertambangan. Untuk citra Landsat dapat digunakan untuk keperluan eksplorasi sumberdaya alam seperti pemetaan daerah jebakan dan daerah pembawa mineral secara lokal dan regional serta pedeteksian daerah jebakan mineral dari fenomena yang tampak di permukaan bumi.

Penggunaan citra satelit untuk eksplorasi minyak bumi mulai meningkat setelah kompetisi antar perusahaan makin ketat untuk mendapatkan konsesi atas suatu wilayah. Sementara itu waktu pengambilan keputusan sangat pendek dan biaya semakin besar. Jika digunakan cara konvensional dibutuhkan waktu yang lama untuk mendapatkan data walau hasilnya lebih akurat dan membutuhkan biaya cukup besar. Dengan citra satelit data batuan sedimen dasar, kecenderungan struktur regional dan struktur lokal sampai ketelitian 1 km x 1 km bisa didapatkan.

Bagian VII

KELURUSAN GEOMORFOLOGI DALAM PETA DAN CITRA

A. Pengertian Kelurusan

Istilah kelurusan banyak dipergunakan dalam berbagai hal dan sering mempunyai arti yang berlainan. Sebagai contoh kenampakan kelurusan pada potret udara dan citra satelit, kelurusan zona sesar (rekahan), kelurusan lembah pemekaran, terpotongnya singkapan, sumbu lipatan, kekar, kelurusan batuan intrusi, kelurusan bidang perlapisan batuan, batas fasies sedimen, kelurusan sungai (lembah), kelurusan geomorfologi/topografi (rendahan atau punggung), kelurusan lapangan minyak dan gas bumi, kelurusan mataair panas, kelurusan dalam geofisika (magnetik dan graviti), kelurusan tumbuhan, kelurusan rona (warna) dll.

Kelurusan didefinisikan sebagai kemenerusan dan membentuk garis lurus pada bentangalam yang menggambarkan bentuk batuan alas yang terkubur (Hobbs, 1904), sedangkan O'Leary, *et al.* (1976) mendefinisikan kelurusan adalah kenampakan linier sederhana atau kompleks di permukaan bumi yang terpetakan, mempunyai kenampakan lurus atau agak melengkung, dapat dibedakan dengan kenampakan di sekitarnya, dan diduga merupakan gejala di bawah permukaan. Menurut Sabin (1987) kelurusan adalah sesar, namun unsur pergeserannya sering tidak disebutkan dalam pendefinisian. Keberadaan pergeseran (*offset*) adalah

semu, namun batuan yang dilewati oleh kelurusan sangat retak (*fracture*). Keretakan ini sangat peka terhadap erosi sungai. Fenomena pergeseran batuan terlihat jelas pada singkapan batuan gunungapi (lava) di Subdas Tallo Sulawesi Selatan (lihat Gambar 7.1).



Gambar 7.1 Pergeseran (*offset*) pada batuan gunungapi (lava) pada DAS Tallo Sulawesi Selatan (Massinai, 2011).

Kenampakan kelurusan di permukaan bumi dicerminkan oleh adanya kelurusan morfologi yang disebabkan oleh relief; kelurusan rona disebabkan oleh perbedaan kekontrasan adanya perbedaan tumbuhan, perbedaan kelembaban, dan perbedaan warna tanah atau batuan. Kelurusan dalam pengertian ini adalah kenampakan garis lurus yang dicerminkan oleh sungai atau lembah yang diduga sebagai sesar atau rekahan.

Penelitian kelurusan telah banyak dilakukan dalam rangka pemahaman kebumihan suatu daerah, hal ini dikarenakan adanya dukungan perkembangan teknologi inderaja yang sangat pesat. Banyak para ahli kebumihan telah

mengaplikasikan kelurusan untuk berbagai tujuan diantaranya, hubungan kelurusan dengan pusat gempa bumi, kelurusan untuk membedakan tingkat metamorfisme, kelurusan berasosiasi dengan aktivitas dengan tektonomagmatis, dan lain lain.

Dalam geomorfologi tektonik, sering dicantumkan adanya tanda-tanda dari pergeseran (*offset*) geomorfologi yaitu kenampakan geomorfik di permukaan sebagai ukuran pembeda antara objek yang satu dengan objek lainnya di lapangan. Tanda-tanda geomorfik yang paling baik diantaranya adalah kelurusan bentangalam yang mudah dikenali, menunjukkan karakteristik-karakteristik (Douglas & Robert (2011) sebagai berikut:

- 1) Geometri asal yang belum terdeformasi yang dapat dikenal;
- 2) Umur yang diketahui;
- 3) Kemampuan pengawetan yang cukup besar terkait dengan skala waktu proses tektonik yang dipelajari.

B. Azimuth dan Sudut Jurusan

Azimuth adalah sudut yang diukur searah jarum jam dari sembarang meridian acuan. Azimuth diukur dari utara magnetik, tetapi para ahli astronomi, militer dan *National Geodetic Survey* memakai selatan sebagai arah acuan (Vanicek & Krakiwsky, 1982).

Sudut jurusan atau arah (*bearing*) merupakan satu sistem penentuan arah garis dengan memakai sebuah sudut dan biasa disebut jurusan. Sudut jurusan sebuah garis adalah sudut horizontal antara sebuah meridian acuan dan sebuah garis. Sudut diukur dari utara geografi bumi dan menentukan arah sebuah garis. Sudut jurusan satu sisi dihitung dari sumbu Y pada bidang kertas yang bertindak sebagai utara geografi berputar searah jarum jam (ke kanan) sampai sisi yang bersangkutan. Sudut jurusan mempunyai nilai 0° sampai 360° . Sudut antara utara magnetik dan utara geografi adalah konvergensi meridian yang mempunyai nilai tiap saat berbeda

(Vanicek & Krakiwsky, 1982). Sudut-sudut ini perlu dipahami lebih mendalam dalam menganalisis kelurusan.

Sudut mendatar adalah suatu sistem dalam pemetaan untuk menentukan sudut jurusan di titik berikutnya. Sudut mendatar ini sangat berperan penting dalam menentukan kelurusan geomorfologi pada lokasi dimana terjadi struktur sesar dan lipatan. Sudut mendatar dipakai dalam menentukan koordinat posisi struktur sesar dan lipatan. Koordinat posisi dilapangan diproyeksikan ke dalam bidang kertas yang disebut sebagai peta. Penentuan nilai sudut mendatar dilakukan dengan metoda geodetik di lapangan. Gambar 7.2 memperlihatkan posisi konvergensi meridian di antara utara magnetik dengan utara geografi.



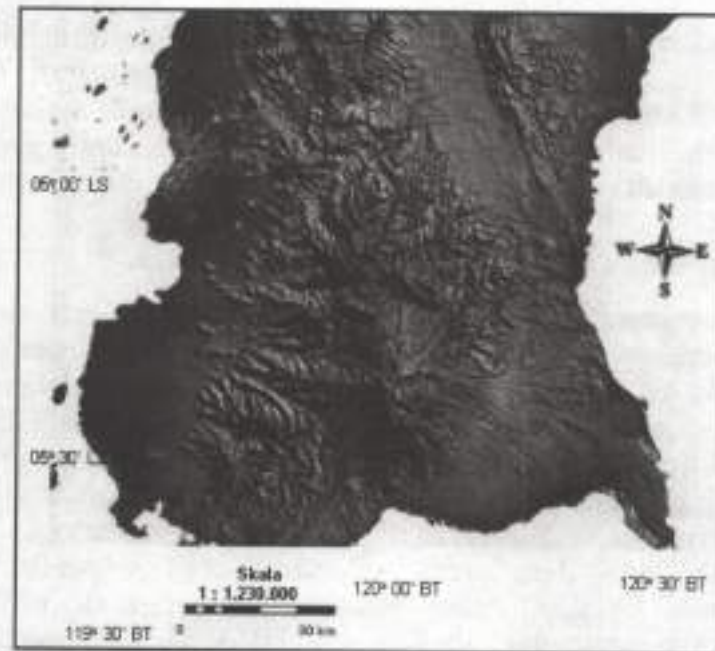
Gambar 7.2 Posisi utara magnetik dan utara geografi
(Vanicek & Krakiwsky, 1982)

Peta rupabumi alat-alat ukur topografi seperti theodolith, waterpass, sebagian GPS menggunakan utara geografi. Utara geografi relatif tetap sementara utara magnetik setiap saat berubah. Pada penelitian ini digunakan sistem utara geografi yang juga dikenal sebagai sistem utara sebenarnya.

C. Fenomena Kelurusan Geomorfologi

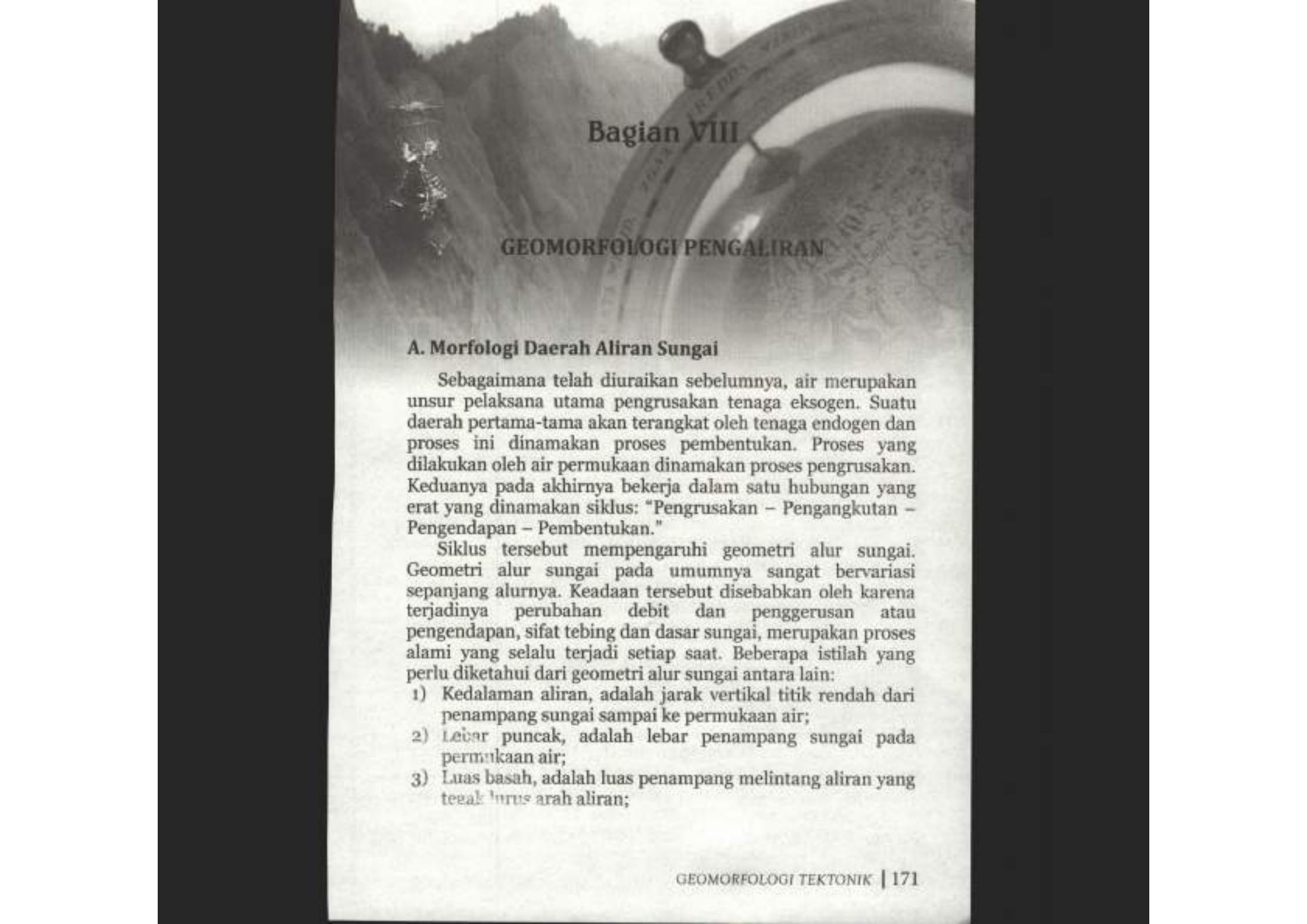
Fenomena kelurusan geomorfologi dapat dijelaskan dari geomorfologi suatu daerah aliran sungai (DAS). Salah satu studi kasus yang penulis bahas dalam buku ini adalah DAS Jeneberang di Sulawesi Selatan Indonesia. Fenomena azimuth kelurusan memperlihatkan arah dominan yang berlainan pada masing-masing Subdas. Fenomena kelurusan ini mencerminkan keberadaan tatanan geomorfologi pada wilayah DAS Jeneberang dikontrol oleh tektonik aktif. Tektonik regional Pulau Sulawesi berpengaruh terhadap tatanan geomorfologi di kawasan ini. Pulau Sulawesi yang terdiri dari 4 lengan dengan sesar-sesar utama yang merobek pulau ini, serta zona-zona pemekaran dasar laut berada di sekitarnya. Tektonik lengan selatan Sulawesi dengan sesar utama Walennae dan beberapa sesar minor lainnya sebagai wadah gerakan tektonik yang berpengaruh pada geomorfologi DAS Jeneberang.

Kelurusan pegunungan bagian timur Subdas Lengkese mempunyai kelurusan pegunungan yang bersambung dengan kelurusan pada Subdas Malino. Geomorfologi pegunungan bagian timur wilayah kedua Subdas ini berarah utara-selatan sejajar dengan jalur Sesar Walennae. Pegunungan ini merupakan sisi bagian barat Sesar Walennae yang membentang utara-selatan jazirah Sulawesi bagian selatan. Gambar 7.3 memperlihatkan kelurusan pegunungan pada lengan selatan Sulawesi.



Gambar 7.3 Kelurusan pegunungan berarah utara-selatan pada daratan Sulawesi Selatan

Kelurusan selanjutnya yang dianalisis dalam hal posisi dan arah dibandingkan dengan peta geologi yang telah ada sebelumnya. Menurut Sukamto (1982), struktur geologi Sulawesi bagian Selatan memperlihatkan adanya sesar - sesarberarah utara -selatan. Sebaran sesar ini terlihat mengelompok mulai di sekitar hulu Sungai Jeneberang yaitu, Gunung Ranring di bagian utara, Gunung Bawakaraeng, Gunung Lompobattang di bagian tengah hingga ke arah pantai Bantaeng di bagian selatan. Pada bagian utara Gunung Bawakaraeng, dekat Gunung Sarobaiya dan Gunung Sarongan terdapat sesar berarah baratlaut-tenggara yang berpotongan dengan sesar lain berarah hampir utara-selatan. Rekahan-rekahan tanah terdapat di sekitar jalur pendakian dekat Gunung Sarobaiya dan Gunung Sarongan dengan lebar antara 60 cm hingga 1 m sepanjang ratusan meter. Pada wilayah bagian hulu DAS Jeneberang memiliki struktur geologi berupa kekar buka dan kekar gerus, berbentuk retakan-retakan baik



Bagian VIII

GEOMORFOLOGI PENGALIRAN

A. Morfologi Daerah Aliran Sungai

Sebagaimana telah diuraikan sebelumnya, air merupakan unsur pelaksana utama pengrusakan tenaga eksogen. Suatu daerah pertama-tama akan terangkat oleh tenaga endogen dan proses ini dinamakan proses pembentukan. Proses yang dilakukan oleh air permukaan dinamakan proses pengrusakan. Keduanya pada akhirnya bekerja dalam satu hubungan yang erat yang dinamakan siklus: "Pengrusakan – Pengangkutan – Pengendapan – Pembentukan."

Siklus tersebut mempengaruhi geometri alur sungai. Geometri alur sungai pada umumnya sangat bervariasi sepanjang alurnya. Keadaan tersebut disebabkan oleh karena terjadinya perubahan debit dan penggerusan atau pengendapan, sifat tebing dan dasar sungai, merupakan proses alami yang selalu terjadi setiap saat. Beberapa istilah yang perlu diketahui dari geometri alur sungai antara lain:

- 1) Kedalaman aliran, adalah jarak vertikal titik rendah dari penampang sungai sampai ke permukaan air;
- 2) Lebar puncak, adalah lebar penampang sungai pada permukaan air;
- 3) Luas basah, adalah luas penampang melintang aliran yang tegak lurus arah aliran;

- 4) Keliling basah, adalah panjang garis perpotongan antara permukaan basah dengan bidang penampang melintang yang tegak lurus arah aliran;
- 5) Jari-jari hidrolis, adalah harga perbandingan antara luas basah terhadap keliling basah;
- 6) Kedalaman hidrolis, adalah harga perbandingan luas basah terhadap lebar puncak.

Morfometri DAS (daerah aliran sungai) merupakan ukuran kuantitatif karakteristik DAS yang terkait dengan aspek geomorfologi suatu daerah. Karakteristik ini terkait dengan proses pengatusan (drainase) air hujan yang jatuh di dalam DAS. Suatu DAS memiliki batas-batas berupa zona pemisah air sebagai garis yang menghubungkan puncak-puncak punggung perbukitan selaku tinggian, yang mengelilingi lembah-lembah berupa rendahan tempat jalinan percabangan sungai-sungai atau sungai utama dengan anak-anak sungainya mengalir (Hirnawan, 2009). DAS ini sebagai suatu bentuk cekungan merupakan sistem yang memiliki tiga elemen sistem atau komponen sistem penyusunnya, yang berperan dalam proses pembentukan pola pengaliran sungai dengan dicirikan oleh bentuk maupun besaran ukuran morfometrinya.

Komponen – komponen sistem tersebut adalah batuan alas, tektonik yang menghasilkan pola retakan dalam massa batuan alas tersebut, dan iklim, terutama sifat hujan. Daerah sebaran dari tiga komponen tersebut di suatu lokasi atau wilayah merupakan tempat perkembangan morfometri dari sungai-sungai yang terus berlangsung dinamis sejalan dengan perjalanan waktu.

Sungai-sungai berkembang melalui alur-alur perjalanan limpasan permukaan (*run off*) yang berasal dari air hujan, melalui retakan-retakan yang ada sebagai hasil kerja tektonik pada masa batuan alas. Makin rapat retakan yang ada maka kecenderungan perkembangan jalinan sungai-sungai akan makin rapat pula. Dengan mudahnya aliran air permukaan meresap, berkonsentrasi dan berakumulasi melalui retakan-retakan tersebut menuju lapisan-lapisan batuan atau rongga-rongga retakan selaku porositas sekunder maupun menuju

pori-pori primer batuan di bawah permukaan, sehingga terbentuk akuifer-aquifer (massa batuan pembawa air tanah).

Pada suatu morfologi rendahan, tempat perpotongan akuifer dengan bidang permukaan sering muncul mata air, yang kemudian terjadi aliran air menuju tempat-tempat lebih rendah. Alur-alur sungai akan mudah terbentuk di sepanjang arah bidang-bidang perlapisan batuan maupun retakan-retakan yang tersingkap di permukaan. Kumpulan alur-alur tersebut membentuk suatu daerah yang disebut sebagai daerah aliran sungai. Komponen-komponen yang berupa parameter DAS berupa luas DAS, bentuk DAS, jaringan sungai, kerapatan pengaliran, pola pengaliran, dan gradien kecuraman sungai.

B. Luas DAS.

DAS merupakan tempat pengumpulan presipitasi ke suatu sistem sungai. Luas daerah aliran dapat diperkirakan dengan mengukur daerah tersebut pada peta topografi. Luas dapat diketahui dengan metoda pengukuran langsung di lapangan dengan alat GPS (*Global Positioning System*). Pengukuran dengan peta topografi menggunakan alat planimeter dan dijitasi dengan perangkat lunak SIG.

Skala peta yang digunakan akan mempengaruhi ketelitian perhitungan luas. Sebagai contoh skala peta 1 : 250.000 dengan interval kontur 50 meter dapat memberikan hasil yang teliti jika luas DAS nya lebih dari 40 km² dengan kesalahan yang ditolerir sekitar 5%. Dengan demikian semakin kecil luas DAS yang dihitung, diperlukan peta topografi dengan skala semakin besar. Tabel 8.1 memberikan batasan penggunaan peta topografi yang diperlukan untuk menghitung luas DAS.

Tabel 8.1 Batasan Penggunaan Peta Topografi Untuk Menghitung Luas DAS
 (Pusat Litbang Pengairan, 1986).

Sekala Peta	Luas DAS Minimal (km ²)	Interval Kontur (m)
1 : 250.000	40	50
1 : 250.000	25	40
1 : 100.000	7	25
1 : 50.000	1,6	25
1 : 25.000	0,4	12,5
1 : 20.000	0,25	10
1 : 10.000	0,07	5

C. Bentuk DAS.

Bentuk DAS mempengaruhi waktu konsentrasi air hujan yang mengalir menuju *outlet*. Semakin bulat bentuk DAS berarti semakin singkat waktu konsentrasi yang diperlukan, sehingga semakin tinggi fluktuasi banjir yang terjadi. Sebaliknya semakin lonjong bentuk DAS, waktu konsentrasi yang diperlukan semakin lama sehingga fluktuasi banjir semakin rendah.

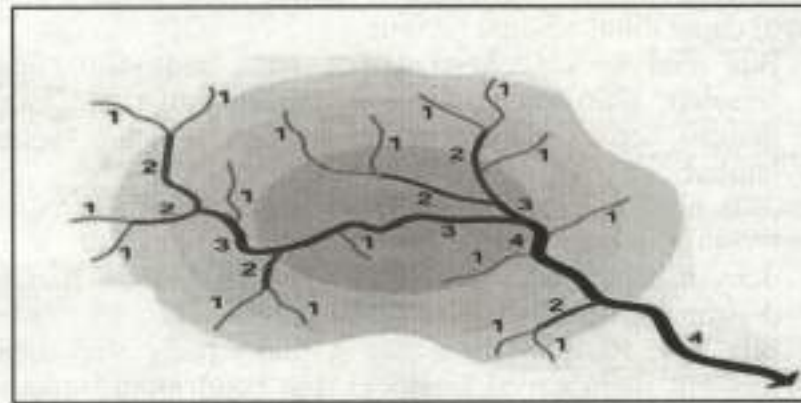
D. Jaringan Pengaliran.

Jaringan sungai dapat mempengaruhi besarnya debit aliran sungai yang dialirkan oleh anak-anak sungainya. Parameter ini dapat diukur secara kuantitatif dari nisbah percabangan yaitu perbandingan antara jumlah alur sungai orde tertentu dengan orde sungai satu tingkat di atasnya. Nilai ini menunjukkan bahwa semakin tinggi nisbah percabangan berarti sungai tersebut memiliki banyak anak-anak sungai dan fluktuasi debit yang terjadi juga semakin besar.

Sebagaimana bidang lapisan dan retakan yang berada pada bidang-bidang lemah, erosi akan lebih mudah berlangsung dan berlanjut dengan terbentuknya lembah-lembah sungai. Kerapatan dan percabangan retakan yang tinggi memberikan peluang sungai yang juga rapat.

E. Orde dan Tingkat Percabangan Sungai

Alur sungai di dalam suatu DAS dapat dibagi beberapa orde sungai. Orde sungai adalah posisi percabangan alur sungai di dalam urutannya terdapat induk sungai di dalam suatu DAS. Dengan demikian makin banyak orde sungai akan semakin luas pula DAS nya dan akan semakin panjang pula alur sungainya. Orde sungai dapat ditetapkan dengan metode Strahler. Berdasarkan metode Strahler, alur sungai paling hulu yang tidak mempunyai cabang disebut dengan orde pertama (orde 1), pertemuan antara orde pertama disebut orde kedua (orde 2), demikian seterusnya sampai pada sungai utama ditandai dengan nomor orde yang paling besar. Pembagian orde sungai dapat dilihat pada Gambar 8.1.



Gambar 8.1. Penentuan orde sungai. (modifikasi dari Verstappen, 1983)

Jumlah alur sungai suatu orde dapat ditentukan dari angka nisbah percabangan sungai (*bifurcation ratio*), dengan persamaan berikut :

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}} \dots\dots\dots 8.1$$

Dalam hal ini :

R_b : Nisbah percabangan sungai.

N_u : Jumlah alur sungai untuk orde ke-u.

N_{u+1} : Jumlah sungai untuk orde ke-(u+1)

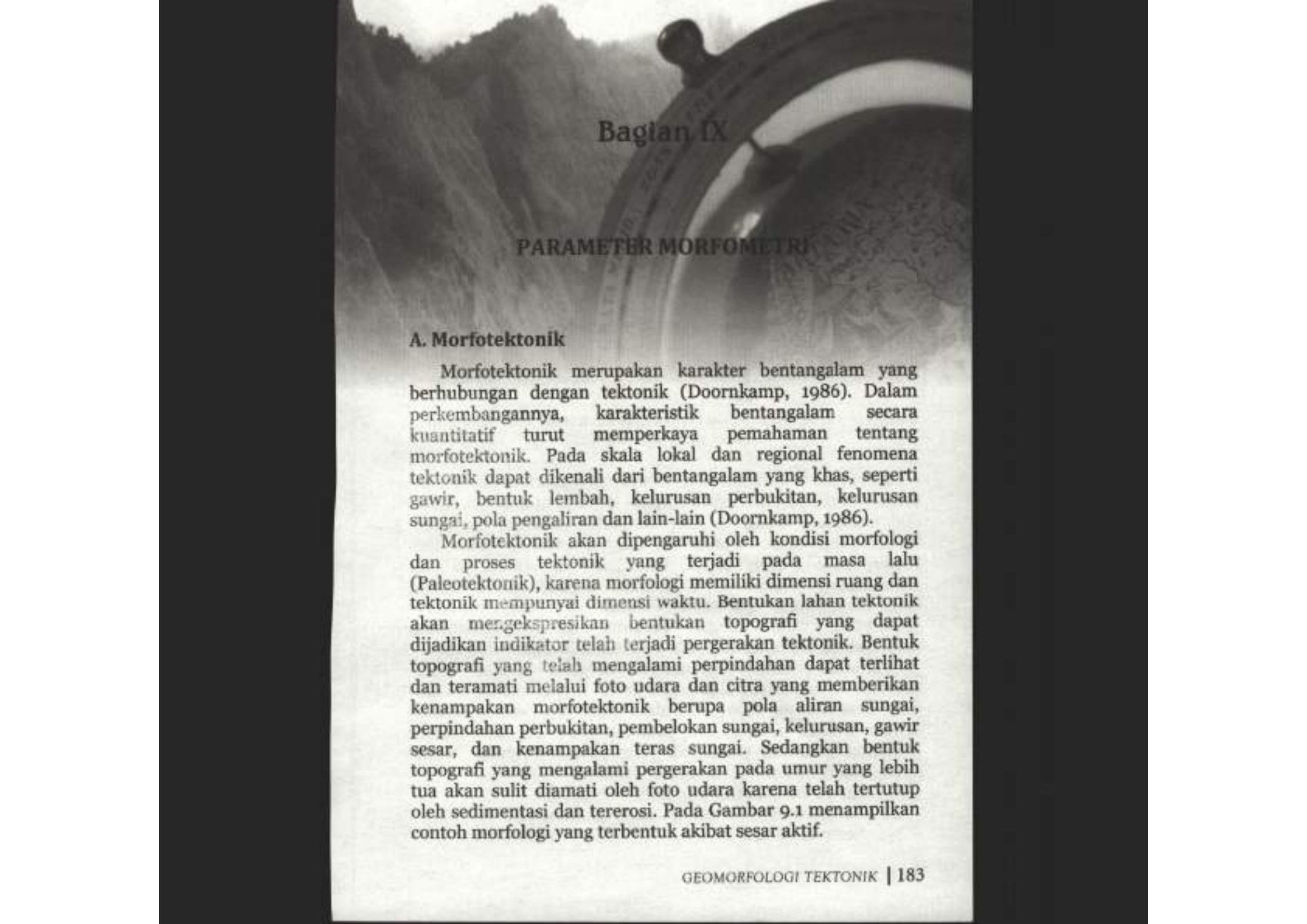
DAS yang memiliki nisbah percabangan sungai (R_b) kurang dari 3 atau lebih dari 5 diindikasikan telah mengalami deformasi akibat pengaruh tektonik. Nisbah percabangan sungai dapat digunakan untuk mengkaji tektonik di suatu wilayah (Verstappen, 1983).

Percabangan sungai merupakan salah satu jaringan sungai yang terdiri dari anak-anak sungai. Parameter ini dapat diukur secara kuantitatif dari rasio percabangan sungai, yaitu perbandingan antara jumlah alur sungai orde tertentu dengan orde sungai satu tingkat di atasnya. Nilai ini menunjukkan bahwa semakin tinggi rasio percabangan sungai berarti sungai tersebut memiliki banyak anak sungai.

Indeks tingkat percabangan sungai menurut Strahler (1979) dapat dilihat sebagai berikut:

- 1) Bila nilai R_b lebih kecil dari 3 maka pada alur sungai tersebut akan mempunyai kenaikan muka air banjir dengan cepat, sedangkan menurunnya berjalan dengan lambat;
- 2) Bila nilai R_b lebih besar dari 5 maka pada alur sungai tersebut akan mempunyai kenaikan muka air banjir dengan cepat, demikian juga menurunnya akan berjalan dengan cepat;
- 3) Bila nilai R_b diantara 3 dan 5 maka pada alur sungai tersebut mempunyai kenaikan dan penurunan muka air banjir yang tidak terlalu cepat atau tdk terlalu lambat.

Pengukuran rasio percabangan sungai di DAS Jeneberang Sulawesi Selatan meliputi 5 Subdas, yaitu Subdas Tallo, Malino, Lengcese, Jenelata, dan Jeneberang Hilir. Nilai rata rasio percabangan sungai (R_b) DAS Jeneberang dapat dilihat



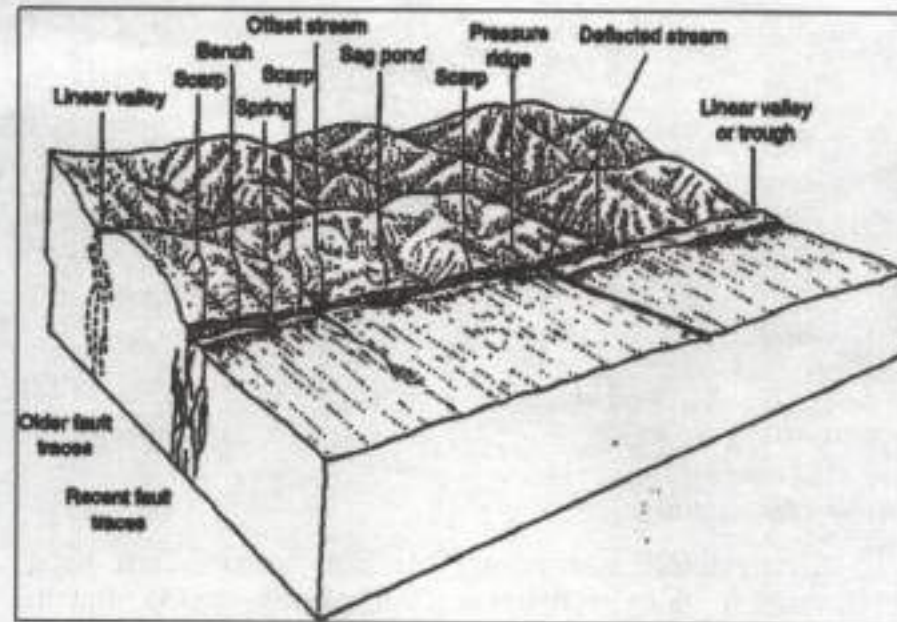
Bagian IX

PARAMETER MORFOMETRI

A. Morfotektonik

Morfotektonik merupakan karakter bentangalam yang berhubungan dengan tektonik (Doornkamp, 1986). Dalam perkembangannya, karakteristik bentangalam secara kuantitatif turut memperkaya pemahaman tentang morfotektonik. Pada skala lokal dan regional fenomena tektonik dapat dikenali dari bentangalam yang khas, seperti gawir, bentuk lembah, kelurusan perbukitan, kelurusan sungai, pola pengaliran dan lain-lain (Doornkamp, 1986).

Morfotektonik akan dipengaruhi oleh kondisi morfologi dan proses tektonik yang terjadi pada masa lalu (Paleotektonik), karena morfologi memiliki dimensi ruang dan tektonik mempunyai dimensi waktu. Bentuk lahan tektonik akan mengekspresikan bentuk topografi yang dapat dijadikan indikator telah terjadi pergerakan tektonik. Bentuk topografi yang telah mengalami perpindahan dapat terlihat dan teramati melalui foto udara dan citra yang memberikan kenampakan morfotektonik berupa pola aliran sungai, perpindahan perbukitan, pembelokan sungai, kelurusan, gawir sesar, dan kenampakan teras sungai. Sedangkan bentuk topografi yang mengalami pergerakan pada umur yang lebih tua akan sulit diamati oleh foto udara karena telah tertutup oleh sedimentasi dan tererosi. Pada Gambar 9.1 menampilkan contoh morfologi yang terbentuk akibat sesar aktif.



Gambar 9.1. Bentuk lahan berkaitan dengan sesar aktif strike slip (Keller dan Pinter, 1996).

Morfometri didefinisikan sebagai pengukuran kuantitatif bentuk bentangalam. Secara ringkas suatu bentangalam dapat diidentifikasi melalui karakteristik ukuran, elevasi (maksimum, minimum atau rata-rata), dan lereng (Keller dan Pinter, 1996). Pengukuran kuantitatif mengikuti kaidah geomorfologi sebagai obyek membandingkan bentuk lahan dan menghitung parameter secara langsung (indikasi geomorfik) yang sangat berguna untuk identifikasi karakteristik dan tingkatan aktivitas tektonik suatu wilayah.

Petunjuk-petunjuk geomorfik berguna dalam studi tektonik karena dapat digunakan untuk mengevaluasi daerah yang luas dengan cepat, dan data yang diperlukan kadang dengan mudah didapat dari peta topografi dan foto udara. Beberapa petunjuk geomorfik yang sangat berguna untuk mempelajari tektonik aktif berikut adalah:

1. Kurva hipsometrik (*hyrsometric curve*).
2. Basin asimetri (*drainage basin asymmetry*).
3. Segmen Sungai

4. Indeks Gradien Panjang Sungai (*stream length-gradient index*).
5. Rasio Tinggi Dan Lebar Lembah (*ratio of valley floor width to valley height*).
6. Sinusitas Sungai (*stream sinuosity*)
7. Sinusitas Pegunungan muka (*mountain front sinuosity*).
8. Kestabilan Lereng

B. Kurva Hipsometri

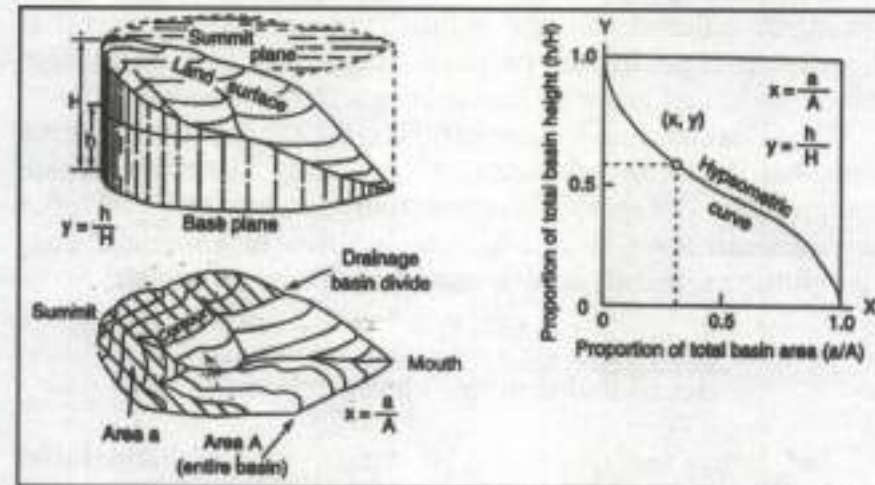
Kurva hipsometrik menggambarkan distribusi elevasi yang membentang pada suatu area daratan, mulai dari satu cekungan saluran hingga seluruh planet. Kurva tersebut dibentuk dari pemplotan proporsi tinggi cekungan total (tinggi relatif) terhadap proporsi luas cekungan total (area relatif).

Cara sederhana mengkarakteristikkan bentuk kurva hipsometrik untuk cekungan saluran yang diberikan adalah menghitung integral hipsometriknya. Integral tersebut didefinisikan sebagai luas di bawah kurva hipsometrik. Cara menghitung integral untuk kurva yang diberikan adalah:

$$\frac{\text{elevasi rata-rata} - \text{elevasi minimum}}{\text{elevasi maksimum} - \text{elevasi minimum}}$$

Jadi hanya terdapat tiga nilai, dengan mudah didapat dari peta topografi, yang dibutuhkan untuk mengkalkulasi integral. Elevasi maksimum dan minimum dibaca secara langsung dari peta. Elevasi rata-rata didapat dari penarikan contoh titik (pada sebuah grid) yang setidaknya 50 nilai elevasi pada cekungan dan mengkalkulasi rata-ratanya, atau dengan menggunakan *Digital Elevation Models* (DEM). Nilai integral hipsometrik yang tinggi mengindikasikan bahwa kebanyakan topografi relatif tinggi dibandingkan rata-rata, seperti permukaan pegunungan yang halus dipotong oleh sungai torehan yang dalam. Nilai integral yang menengah hingga rendah berarti berasosiasi dengan cekungan saluran yang terpotong lebih rata.

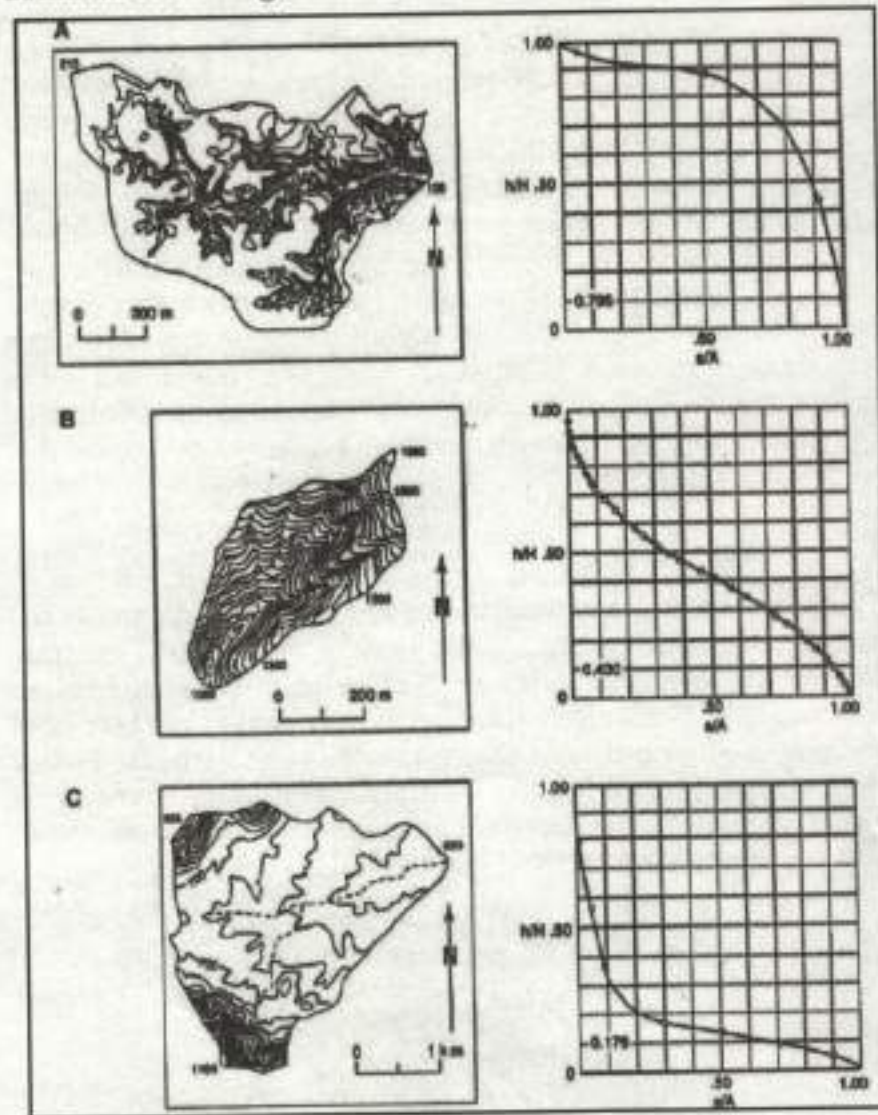
Kurva hipsometrik menggambarkan distribusi elevasi melintang suatu daerah dari sebuah cekungan pengaliran (*drainage basin*) atau sub cekungan pengaliran pada suatu daerah. Kurva ini dibuat dengan pengeplotan perbandingan ketinggian dan cekungan pengaliran atau sub cekungan pengaliran suatu daerah dari peta topografi. Skala peta topografi yang digunakan baik itu skala besar maupun kecil, tidak akan memberikan dampak pada perhitungan hipsometrik. Adapun metoda pembuatan kurva hipsometrik dengan mencari perbandingan antara beda tinggi untuk sumbu y dan perbandingan luas cekungan pengaliran untuk sumbu x, seperti tercantum pada Gambar 9.2 di bawah ini.



Gambar 9.2. Metode pembuatan kurva hipsometrik (Keller dan Pinter, 1996).

Dari hasil penggambaran kurva hipsometrik berdasarkan pola dapat diinterpretasikan bentuk lahan topografi. Masing-masing pola kurva hipsometrik dapat mencerminkan bentuk lahan stadium muda, menengah, dan tua seperti tercantum pada Gambar 9.3. Bentuk lahan stadium muda mencerminkan pengangkatan tektonik berupa torehan dalam dan bentuk relief kasar. Sedangkan bentuk lahan pada stadium menengah mencerminkan keseimbangan proses geomorfik antara

pengangkatan dan erosi. Bentuk lahan stadium tua mencerminkan topografi relief halus dan proses erosi sangat dominan dibandingkan tektonik.

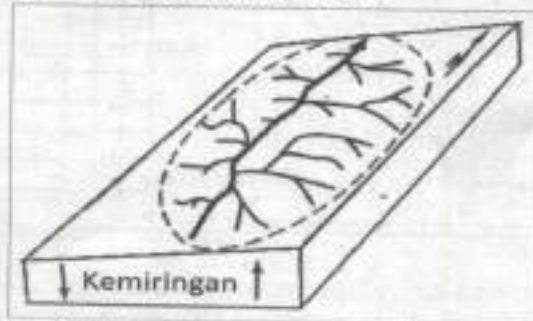


Gambar 9.3. Bentuk kurva hipsometrik yang mencerminkan topografi stadium muda (A), stadium menengah (B), dan stadium tua (C) untuk analisis tektonik aktif (Keller dan Pinter, 1996).

Hubungan antara integral hipsometrik dan derajat pemotongan dapat digunakan sebagai suatu indikator tahapan bentangalam dalam siklus erosi. Siklus erosi menggambarkan evolusi teoritis suatu bentangalam melewati beberapa tahapan: tahapan "kanak-kanak" dikarakteristikan oleh torehan dalam dan relief yang tidak rata, tahapan "dewasa" dimana banyak proses geomorfik beroperasi pada kesetimbangan kira-kira, dan tahapan "berumur tua" dikarakteristikan oleh bentangalam yang dekat dengan permukaan alas (*base level*) dengan relief sangat lunak. Integral hipsometrik tinggi mengindikasikan topografi muda. Nilai menengah dari integral hipsometrik dan kurva hipsometrik berbentuk signoidal mengindikasikan perkembangan pada tahapan dewasa. Perkembangan lebih jauh menjadi tahapan berumur tua tidak akan merubah nilai integral, kecuali masih ada bekas-bekas erosional berkedudukan tinggi.

C. Basin Asimetri

Geometri jaringan sungai-sungai kecil dapat digambarkan dalam beberapa cara, baik secara kualitatif maupun kuantitatif. Dimana saluran berkembang pada kehadiran deformasi tektonik aktif. Jaringan sungai-sungai kecil tersebut kadang mempunyai pola dan geometri yang berbeda. Faktor Asimetri (*Asymetry Factor*) dikembangkan untuk mendeteksi pemiringan tektonik (*tectonic tilting*) pada skala cekungan saluran atau pada area yang lebih besar.



Gambar 9.4 Jaringan sungai (Keller dan Pinter, 1996)

Bagian X

BENTANGALAM PANTAI & TERUMBUKARANG

Pantai adalah suatu tempat dimana interaksi antara lautan dan daratan terjadi. Gelombang laut yang menerpa pantai akan memberikan energi baik berupa energi kinetik maupun energi panas. Daratan memberikan respon terhadap energi yang datang berupa berubahnya bentuk pantai. Jika daratan memberikan material ke laut maka laut pun akan memberikan respon yaitu berubahnya besar dan arah gelombang datang. Perubahan bentuk pantai baik akibat pengaruh dari laut ke darat ataupun dari darat ke laut berupa sedimentasi dan erosi. Bagaimana dan mengapa terjadi perubahan bentuk pantai dipelajari dalam disiplin ilmu geomorfologi pantai. Proses utama perubahan morfologi pantai diakibatkan oleh gelombang.

Pantai yang merupakan kawasan pesisir memiliki keanekaragaman ciri bentangalam yang khusus. Wilayah pesisir mencakup dataran pesisir (coastal plain) sampai ke pinggir luar landas kontinen, sesuai dengan wilayah yang dibanjiri secara bergantian selama fluktuasi paras muka laut dari perioda Kuartar Akhir. Pada umumnya dicirikan oleh adanya unsur air, vegetasi dan bentangalam terbuka seperti pasir, delta, ataupun lumpur. Untuk mengetahui kondisi menyeluruh suatu kawasan pesisir secara detail, diperlukan data penginderaan jauh dan survai lapangan.

A. Kawasan Pesisir

Kawasan pesisir merupakan ekosistem yang unik karena di daerah tersebut terjadi interaksi antara tiga ekosistem yaitu ekosistem lautan, ekosistem darat dan ekosistem udara. Interaksi langsung antara laut, darat dan udara merupakan suatu batas yang disebut garis pantai, yang posisinya bersifat tidak tetap dan dapat berpindah sesuai dengan pasang surut air laut, sedimentasi dan erosi pantai (abrasi) yang terjadi (Sugandi, 1992). Dalam batas wilayah pesisir terdapat suatu sistem disebut sistem pesisir (*coastal system*) yang bervariasi sangat ragam, seperti hutan rawa (*swamp forest*), rawa payau (*salt marsh*), estuari, laguna, daerah pasang-surut (*intertidal plain*), *inshore*, terumbu karang, *offshore*, dsb, ditandai oleh sifat-sifat biotik dan abiotik yang jelas serta proses-prosesnya. Selain itu faktor-faktor yang mempengaruhi morfologi pantai yang terjadi di suatu daerah yaitu faktor alami dan faktor manusia. Perubahan garis pantai akibat faktor alami meliputi sedimentasi dari daratan, dan sedimentasi dari lautan akibat arus bawah permukaan, perubahan musim, arus susur pantai, morfologi dasar laut, perubahan letak muara sungai, litologi dan morfologinya sendiri. Sedangkan faktor manusia antara lain pembuatan tambak di daerah pesisir, pembabatan hutan pantai, perusakan hutan di daerah aliran sungai (DAS), pemanfaatan lahan di daerah hulu sungai. Pemanfaatan lahan di daerah hulu sungai erat kaitannya dengan pembentukan morfologi delta pada muara sungai tersebut. Hal ini disebabkan mulut sungai merupakan tempat terjadinya interaksi antara badan air sungai dan air laut, sehingga sedimen yang dibawa air tersebut terhambur. Akibat kontak dari kedua tersebut dapat menentukan formasi mulut sungai pada suatu delta (Hasyim, 1996).

B. Karakteristik Pantai

Karakteristik pantai adalah cerminan proses alam yang terjadi terhadap pantai yang merupakan hasil interaksi dinamis dari aspek-aspek geologi, geofisika dan ulah manusia.

Faktor geologi meliputi topografi, litologi dan struktur, sedangkan faktor dinamika geofisika meliputi angin, gelombang, arus dan pasang surut. Ulah manusia meliputi pengambilan pasir pantai untuk keperluan bahan bangunan serta aktivitas pembangunan di wilayah pantai. Interaksi dari beberapa faktor tersebut diatas akan menghasilkan karakteristik pantai yang berbeda-beda antara pantai yang satu dengan yang lainnya di sepanjang daerah pantai.

Doland dkk (1975) yang didasarkan atas kondisi geologi, relief, karakter garis pantai dan proses dominan yang tengah berlangsung membagi karakteristik pantai (studi kasus di daerah Ujung Genteng, Jawa Barat) menjadi 4 (empat) tipe.

1) Pantai Tipe I

Pantai tipe I memiliki karakteristik berupa pantai berpasir berwarna hitam hingga abu – abu kehitaman dan putih, bentuk garis pantai lurus dan memanjang, sebagian berbentuk teluk. Geologi pantai tersebut tersusun oleh aluvium yang merupakan hasil rombakan batuan yang lebih tua berukuran pasir sangat halus hingga sangat kasar. Material berwarna hitam dan abu – abu kehitaman diperkirakan merupakan hasil rombakan batuan beku atau batuan sedimen yang terdapat di sekitar daerah ini (pantai selatan Jawa Barat), sedangkan material berwarna putih merupakan hasil rombakan koral terutama di sekitar Ujung Genteng. Aluvium ini memiliki tingkat resistensi rendah, aktivitas ombak, gelombang dan pasang surut sangat mempengaruhi perkembangan aluvium ini.

Relief pantai tipe ini rendah serta membentuk morfologi dataran, di beberapa tempat terbentuk gumuk pasir (*sand Dune*) dengan ketinggian mencapai 5 meter. Biasanya beberapa sungai aktif bermuara di pantai tipe ini. Proses marin dominan berupa arus sepanjang pantaai (*longshore current*), yang mengakibatkan abrasi.

2) Pantai Tipe II

Pantai tipe II mempunyai karakteristik garis pantai berupa tebing curam dengan kemiringan tegak (lebih kurang 90), bentuk garis pantai lurus, sebagian berbentuk tanjung. Pantai tipe ini memiliki relief tinggi dan

membentuk morfologi tebing. Proses marin dominan berupa pukulan ombak yang menerpa tebing pantai di antaranya mengakibatkan abrasi dan runtuhnya tebing (*rock fall*)

3) Pantai Tipe III

Pantai tipe III memiliki karakteristik berupa pantai berpasir, berbatu dan terumbu koral, dimana pasir didominasi oleh warna putih terang sampai kekuningan dan sedikit abu – abu kehitaman, bentuk garis pantai memanjang agak berkelok. Geologi pantai ini tersusun oleh aluvium, batuan dasar serta terumbu koral, material berwarna putih terang merupakan hasil rombakan koral. Aluvium dan terumbu koral memiliki tingkat resistensi rendah, sedangkan batuan dasar memiliki resistensi tinggi.

Relief pantai tipe ini rendah hingga sedang serta membentuk morfologi dataran bergelombang, di beberapa tempat terbentuk gundukan pasir (*sand dunes*) dengan ketinggian mencapai 5 meter. Proses marin dominan berupa sedimentasi dari material – material yang diangkut oleh arus sepanjang pantai (*longshore current*). Vegetasi yang tumbuh di kawasan pantai berupa rumput dan terdapat pohon besar.

4) Pantai Tipe IV

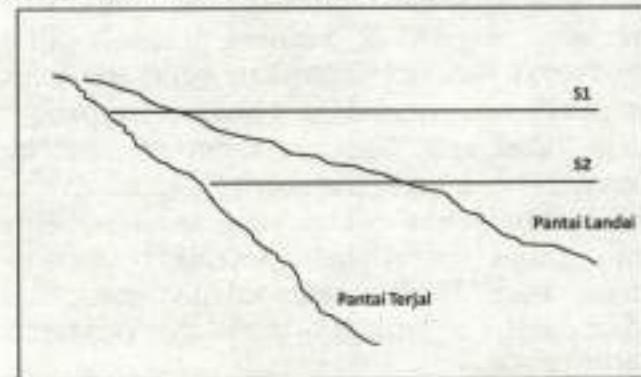
Pantai tipe IV mempunyai karakteristik berupa pantai berbatu, terumbu karang, berpasir dan bertebing terjal, bentuk garis pantai memanjang dan berkelok. Geologi tersusun oleh batuan dasar, terumbu karang dan aluvium. Batuan dasar mempunyai tingkat resistensi tinggi sedangkan terumbu koral dan aluvium memiliki tingkat resistensi rendah, aktifitas ombak, gelombang dan pasang surut sangat mempengaruhi terbentuknya rombakan koral yang merupakan salah satu komponen penyusun aluvium.

Relief pantai tipe ini tinggi dan membentuk morfologi perbukitan rendah bergelombang diselingi dataran. Proses marin dominan berupa sedimentasi dari material – material yang diangkut oleh arus sepanjang pantai.

C. Dampak Morfologi Wilayah Pantai Akibat Naiknya Paras Laut

Tanggapan (respon) morfologi atau tingkat perubahan bentuk pantai terhadap naiknya paras laut (regresi) tidak hanya ditentukan oleh sifat pantai tetapi juga oleh laju erosi dan desposisi material endapan, yang semuanya dipengaruhi oleh proses-proses, termasuk naiknya paras laut itu sendiri. Beberapa tanggapan morfologi dasar dapat diidentifikasi sehubungan dengan naiknya paras laut (Rais, 1996).

- 1) Banjir daerah darat (*terrestrial flooding*) atau disebut juga inundasi. Atau tenggelamnya sebagian pesisir. Hal ini sangat tergantung dari kemiringan pantai dan bentuk garis pantai. Pantai yang landai (*gentle slope*), seperti dataran pasang-surut, mangrove, pantai berpasir akan berdampak lebih besar dari pada pantai terjal (*steep gradient* atau *cliffs*) (Gambar 10.1).



Gambar 10.1 Dampak dari naiknya paras laut S ke S₁ terhadap bentuk lereng pantai (Rais, 1996).

- 2) Erosi pantai meningkat karena makin dalamnya air laut sebagai akibat naiknya paras laut dan ini menyebabkan meningkatnya energi gelombang yang tiba di pesisir. Khususnya pesisir yang terdiri dari material-material yang mudah tererosi, seperti pesisir berpasir, delta dan tebing-tebing dengan batuan lunak, adalah sangat rawan terhadap erosi dari pada pesisir dengan batuan keras.

Erosi bisa juga terjadi pada daerah-daerah rendah yang tertimpa badai dan sepanjang saluran/selat yang semi tertutup. Hubungan antara naiknya paras laut dan erosi adalah hubungan kausal, seperti pantai-pantai di Amerika Serikat dan berbagai bagian dunia lainnya;

- 3) Proses lainnya seperti pelimpahan air laut oleh gelombang dan pengisian laguna. Hal ini disebabkan oleh energi gelombang yang mentransfer air laut dari bahan sedimen melintasi pantai dan penghalang (*barriers*), membentuk *lenticular* atau *washover*. Hal tersebut membentuk suatu mekanisme penting dan mentransfer material ke arah darat. Laguna dangkal akan cepat meluas sebagai respon terhadap naiknya paras laut karena lerengnya yang mendatar dan hilangnya vegetasi laguna.

D. Kendali Tektonik :

Secara morfogenetik proses pembentukan pantai digerakkan oleh pergerakan lempeng tektonik. Inman dan Nordstrom (1971) mengklasifikasikan beberapa jenis pantai sesuai dengan posisinya dalam gerakan lempeng tektonik seperti pada Tabel 10.1. Tabel tersebut memuat klasifikasi pantai menurut morfogenetiknya, kemudian dengan berjalannya waktu pantai-pantai yang telah terbentuk akan mengalami proses perubahan setempat menuju pada keseimbangan baru, karena kemungkinan menerima suplai sedimen dari darat dan laut serta mendapat pengaruh ombak dan arus-arus pantai.

Tabel 10.1 Klasifikasi pantai menurut dinamika lempeng tektonik (Inman dan Nordstrom, 1971)

Klasifikasi Tektonik	Ciri-ciri Proses Pembentukan	Contoh
1. Pantai-pantai tumbukan antara dua lempeng	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pantai-pantai tumbukan sisi benua, yaitu suatu lempeng tektonik yang tebal bertumbukan dengan yang tipis, 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Pantai Pasifik benua Amerika Utara dan Selatan ▪ Lipatan gugusan pantai-pantai di

BENTANGALAM KARST

A. Pengertian Karst

Istilah karst dalam terminologi ilmu kebumihan, mengandung makna sebagai suatu bentangalam, yang secara khusus berkembang pada batuan yang mudah larut, utamanya batuan karbonat, karena proses karstifikasi yang berjalan selama ruang dan waktu geologi yang tersedia. Proses karstifikasi dikendalikan oleh struktur geologi, sifat dan jenis batuan karbonat, kondisi iklim, serta karakteristik hidrogeologis. Fenomena dan unsur-unsur bentangalam karst yang terdapat di suatu daerah atau wilayah disebut kawasan karst (*karst terrain*). Kawasan karst memiliki nilai-nilai biotik dan abiotik yang tinggi, serta memiliki keterkaitan dan ketergantungan yang erat, membentuk suatu ekosistem karst yang sangat khas (Samodra, 2001).

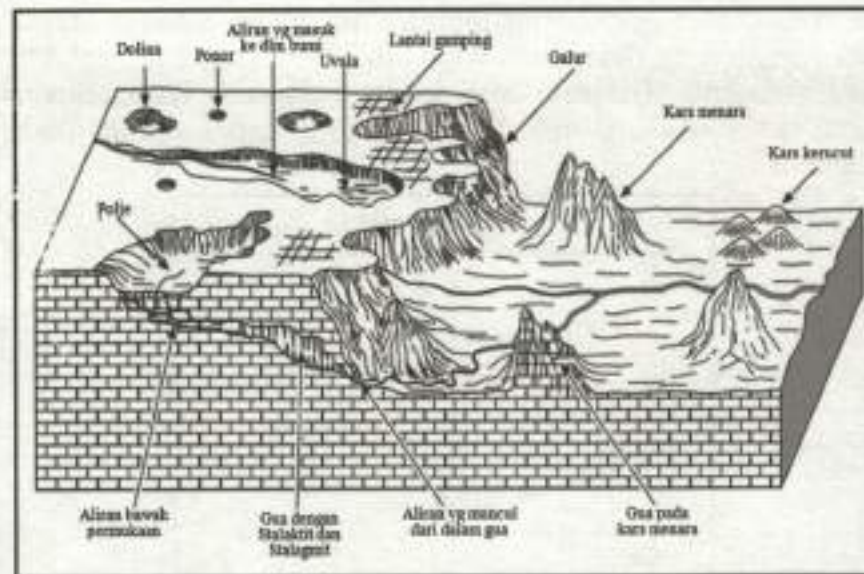
Karst merupakan penyimpan air sebagai sistem hidrologi yang unik. Porositas yang baik dan batuan yang mudah larut merupakan ciri tersendiri di kawasan karst. Karst dicirikan oleh (Haryono dan Adji, 2013) :

- 1) Terdapat cekungan tertutup dan lembah kering dalam berbagai ukuran dan bentuk;
- 2) Tidak terdapat pengaliran/sungai permukaan;
- 3) Terdapat gua dari sistem pengaliran bawah permukaan tanah.

Daerah karst merupakan salah satu kawasan konservasi geologi. Kriteria karst untuk konservasi adalah:

- 1) Karst adalah bentukan bentangalam pada batuan karbonat yang bentuknya sangat khas berupa bukit, lembah, dolina dan gua;
- 2) Kawasan karst adalah kawasan batuan karbonat (batuan gamping dan atau dolomit) memperlihatkan bentangalam karst;
- 3) Bentangalam atau morfologi karst adalah bentangalam batuan karbonat yang ditandai dengan bukit berbangun kerucut dan menara, lembah dolina, gua, stalaktit dan stalakmit serta sungai bawah tanah. Selain itu terdapat pula polje, ponor, pedataran karst (lantai karst), dan galur-galur pada dinding plato karst.

Polje adalah cekungan memanjang dengan dasar yang rata dan dikelilingi oleh dinding yang curam. *Polje* juga dapat didefinisikan sebagai dataran-dataran rendah yang jurusnya sejajar dengan pegunungan. Proses terbentuknya karena lekuk-lekuk tektonik dan kemerosotan atau terjadi pelipatan dari batugamping ke bawah diikuti oleh proses pelarutan. Pada saat hujan akan membentuk sebuah danau. *Ponor* merupakan lubang-lubang di permukaan tanah yang mengandung gamping dan berfungsi sebagai resapan air hujan. *Ponor* dapat dibagi dalam ponor dasar lembah, ponor dataran tinggi, dan ponor lereng. Dolina lekuk-lekuk yang berbentuk danau kecil dan dibentuk oleh gaya air yang melarutkan batugamping. Sementara *uvala* adalah cekungan yang berukuran kecil dibanding *polje*, luasnya hanya mencapai beberapa hektar. Skema bentangalam karst dapat dilihat pada Gambar 11.1.



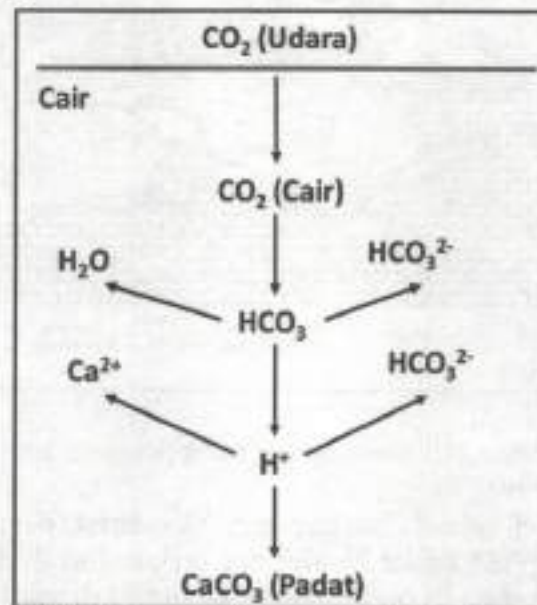
Gambar 11.1 Bentangalam karst (Huggett, 2007)

Sifat karst adalah sarang air, jika karst berada di atas batuan kedap air maka cenderung terkumpul di dasar karst. Air dapat tertahan di permukaan jika hutan di sekitarnya tidak terganggu. Adanya perbedaan keanekaragaman hayati kawasan karst dengan kawasan lain, antara lain disebabkan oleh: tanah hasil pelapukan batuan gamping, rendahnya kandungan air di dalam tanah dan batuan, suhu yang relatif lebih tinggi, kandungan garam tanah, intensitas cahaya yang semakin berkurang sampai nol (dalam gua); selain karena perbedaan ketinggian ataupun garis lintang.

B. Karstifikasi

Karstifikasi adalah proses pembentukan geomorfologi karst. Proses tersebut disebabkan proses pelapukan kimia yang terjadi di daerah kapur (gamping). Air pada umumnya tidak mudah melarutkan batugamping, akan tetapi air hujan yang mengandung karbon dioksida (CO_2) yang bekerja sebagai bahan pelarut yang hebat. CO_2 berasal dari udara yang masuk

ke dalam pori-pori batugamping dan melarutkannya. Hasil pelarutan dapat didapati berupa lubang-lubang, gua, stalaktit dan stalagmit. Diagram alir proses pelarutan batugamping yang dikemukakan oleh Trudgil (1985) dapat dilihat pada Gambar 11.2.



Gambar 11.2 Diagram alir proses pelarutan batugamping (Trudgil,1985)

C. Klarifikasi karst

Kawasan karst dibagi menjadi 3 kelas sesuai dengan peruntukannya

1) Kawasan karst kelas 1

Di dalam kawasan ini tidak diperkenankan melakukan kegiatan pertambangan, kecuali tidak berpotensi mengganggu proses karstifikasi, merusak bentuk-bentuk karst di bawah dan di atas permukaan serta merusak fungsi kawasan karst.

Ciri-ciri:

- Berfungsi sebagai penyimpanan air tanah secara permanen;

- Banyak terdapat jaringan aliran sungai bawah tanah;
- Banyak terdapat gua yang mengandung spleotem, peninggalan sejarah, objek budaya dan wisata;
- Mempunyai nilai tinggi dalam perkembangan ilmu pengetahuan.

2) Kawasan karst kelas 2

Diperkenankan melakukan kegiatan pertambangan dan kegiatan lain yang ditentukan oleh pemerintah setempat.

Ciri-ciri:

- Berfungsi sebagai pengimbuah air fisik yang merupakan pengambilan bahan bakunya air bawah tanah;
- Banyak terdapat gua dan jaringan aliran sungai bawah tanah yang sudah kering dan runtuh;
- Sebaran batunya sangat terbatas tapi mengandung unsur-unsur ilmiah berniali tinggi.

3) Kawasan karst kelas 3

Kawasan ini memiliki ciri-ciri yang tidak dimiliki oleh karst kelas 1 dan kelas 2. Pada daerah ini dapat dilakukan kegiatan-kegiatan sesuai dengan ketentuan pemerintah.

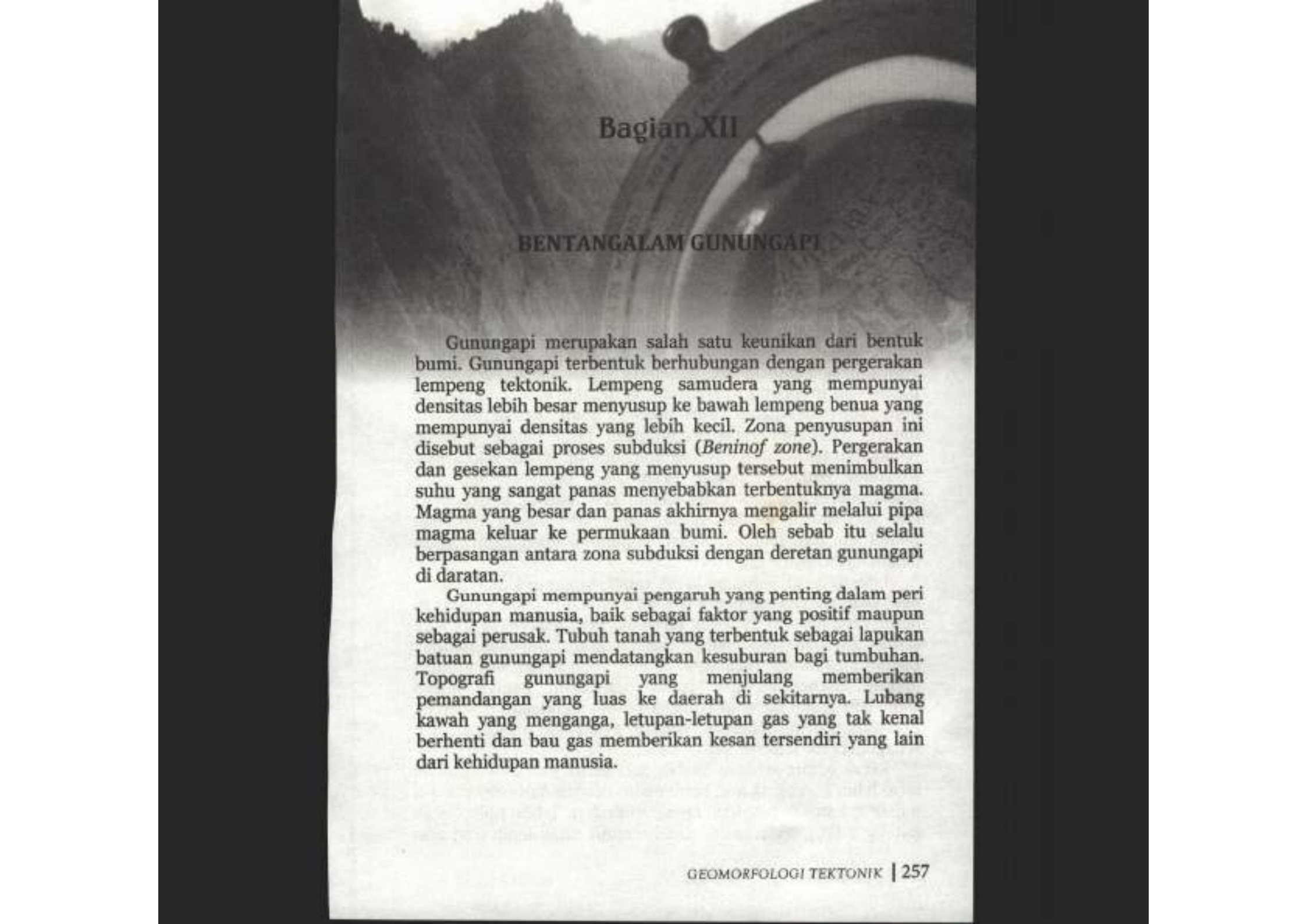
Kawasan karst menutupi 7% hingga 12% permukaan benua yang ada di dunia (Escolero *et al.* 2002) dan sebagian besar daerah akifer karst merupakan sumber air minum. Sekitar 25% populasi dunia di Eropa, Asia, dan Amerika disuplai secara luas atau keseluruhannya oleh akifer karst (Escolero *et al.* 2002). Keadaan fisik kawasan karst secara sekilas memang tidak menarik. Keadaannya yang kering karena sedikitnya air yang ada di permukaan dan gersang karena jarangya tutupan vegetasi, mengesankan kawasan tersebut tidak menjanjikan apa-apa kecuali keprihatinan. Namun ada beberapa kawasan yang justru hijau dan banyak air, sehingga memberi daya tarik tertentu untuk mengetahuinya lebih dalam.

Kawasan karst selain dari segi fisik juga memiliki kandungan biotik dan abiotik yang melimpah, melebihi kawasan berbentangalam dan berbatuan lainnya. Keanekaragaman hayati (*biodiversity*) dan nirhayati yang dikandungnya merupakan unsur pembentuk nilai keanekaragaman bumi (*geodiversity*). Keanekaragaman bumi merupakan keadaan alamiah dari unsur-unsur geologi (batuan), geomorfologi (bentangalam), dan tanah, baik yang berdiri sendiri-sendiri maupun yang membentuk suatu himpunan, sistem, dan proses yang dinamis (Samodra 2001).

Unsur hayati kawasan karst tidak hanya berupa flora dan fauna saja, tetapi termasuk manusia yang hidup di kawasan tersebut. Fungsi dan kedudukan manusia di kawasan karst (*man in karst*) menjadi lebih penting dibanding unsur hayati lainnya, karena manusia adalah agen utama yang dapat memerah-hijaukan kawasan yang mempunyai daya-dukung sangat rendah (*fragile*) ini. Mereka memiliki potensi yang sifatnya saling bertolak-belakang, yaitu merusak atau membangun (Samodra 2001).

Sebagai sumberdaya alam, kawasan batugamping berbentangalam karst bersifat tidak dapat diperbarui (*unrenewable resources*) dan memiliki nilai kerentanan lingkungannya yang sangat tinggi. *International Union for Conservation of Nature (IUCN)* pada pertengahan 1997 menempatkan masalah karst menjadi isu lingkungan internasional. Dalam waktu yang bersamaan diterbitkan pedoman mengenai kegiatan usaha pengelolaan gua dan karst. Pedoman itu diterbitkan dalam berbagai bahasa, bahkan sudah diterjemahkan ke dalam Bahasa Indonesia (Samodra 2001).

Salah satu contoh kawasan karst yang sangat potensial terdapat di Maros-Pangkep Sulawesi Selatan. Kawasan Karst Maros-Pangkep yang dikenal sebagai karst tropika klasik (Oktariadi *et al.* 2005) ini menyebar dari utara ke selatan dengan luas sekitar 40.000 ha. Ketinggian kawasan ini berkisar antara beberapa meter di atas permukaan laut (mdpl) di pesisir pantai barat hingga 500 mdpl di bagian timur yang berbatasan dengan Gunung Bulusaraung. Kawasan karst ini



Bagian XII

BENTANGALAM GUNUNGAPI

Gunungapi merupakan salah satu keunikan dari bentuk bumi. Gunungapi terbentuk berhubungan dengan pergerakan lempeng tektonik. Lempeng samudera yang mempunyai densitas lebih besar menyusup ke bawah lempeng benua yang mempunyai densitas yang lebih kecil. Zona penyusupan ini disebut sebagai proses subduksi (*Beninof zone*). Pergerakan dan gesekan lempeng yang menyusup tersebut menimbulkan suhu yang sangat panas menyebabkan terbentuknya magma. Magma yang besar dan panas akhirnya mengalir melalui pipa magma keluar ke permukaan bumi. Oleh sebab itu selalu berpasangan antara zona subduksi dengan deretan gunungapi di daratan.

Gunungapi mempunyai pengaruh yang penting dalam peri kehidupan manusia, baik sebagai faktor yang positif maupun sebagai perusak. Tubuh tanah yang terbentuk sebagai lapukan batuan gunungapi mendatangkan kesuburan bagi tumbuhan. Topografi gunungapi yang menjulang memberikan pemandangan yang luas ke daerah di sekitarnya. Lubang kawah yang menganga, letupan-letupan gas yang tak kenal berhenti dan bau gas memberikan kesan tersendiri yang lain dari kehidupan manusia.

A. Genesis Gunungapi

Pengetahuan tentang tektonik lempeng merupakan pemecahan awal dari teka-teki fenomena alam termasuk deretan pegunungan, benua, gempa bumi dan gunungapi. Planet bumi mempunyai banyak cairan di bawah permukaan dan air di permukaan. Kedua faktor tersebut sangat mempengaruhi pembentukan dan komposisi magma serta lokasi dan kejadian gunungapi.

Panas bagian dalam bumi merupakan panas yang dibentuk selama pembentukan bumi sekitar 4,5 miliar tahun lalu, bersamaan dengan panas yang timbul dari unsur radioaktif alami, seperti elemen-elemen isotop K, U dan Th terhadap waktu. Bumi pada saat terbentuk lebih panas, tetapi kemudian mendingin secara berangsur sesuai dengan perkembangan sejarahnya. Pendinginan tersebut terjadi akibat pelepasan panas dan intensitas vulkanisma di permukaan. Perambatan atau konveksi panas dari dalam bumi ke permukaan, menyebabkan material-material pada dasar mantel menjadi panas dan bergerak menyebar atau menyempit di sekitarnya. Konveksi panas di bawah permukaan bumi berada pada kedalaman 2.900 km. Pada bagian atas mantel, sekitar 7-35 km di bawah muka bumi, material-material tersebut mendingin dan menjadi padat, kemudian tenggelam lagi ke dalam aliran konveksi.

Litosfir termasuk juga kerak bumi, umumnya mempunyai ketebalan 70-120 km dan terpecah menjadi beberapa fragmen besar yang disebut lempeng tektonik. Lempeng bergerak satu sama lain dan juga menembus ke arah konveksi mantel. Bagian alas litosfir melengser di atas zona lemah bagian atas mantel disebut sebagai lapisan astenosfir. Bagian lemah astenosfir mulai melebur pada saat suhu mendekati pelelehan. Konsekuensinya beberapa bagian astenosfir melebur, dan sebagian besar lainnya masih padat.

Kerak benua sebagai bagian dari kerak bumi mempunyai tebal lebih kurang 35 km, berdensitas rendah dan berumur 1-2 miliar tahun. Sedangkan kerak samudera lebih tipis (lebih kurang 7 km), lebih padat dan berumur tidak lebih dari 200

juta tahun. Kerak benua posisinya lebih di atas dari pada kerak samudera karena perbedaan berat jenis, dan keduanya mengapung di atas astenosfir.

Pergerakan antar lempeng ini menimbulkan empat busur gunungapi berbeda, yaitu busur tengah benua; busur tepi benua; busur tengah samudera; dan busur dasar samudera. Proses terbentuknya keempat busur tersebut adalah sebagai berikut:

- 1) Pemekaran kerak samudera, lempeng bergerak saling menjauh sehingga memberikan kesempatan magma bergerak ke permukaan, kemudian membentuk busur gunungapi tengah samudera;
- 2) Tumbukan atau penunjaman antar kerak samudera menunjam di bawah kerak benua. Akibat gesekan antar kerak tersebut terjadi peleburan batuan dan lelehan batuan ini bergerak ke permukaan melalui rekahan kemudian membentuk busur gunungapi di tepi benua;
- 3) Kerak benua menjauh satu sama lain secara horizontal, sehingga menimbulkan rekahan atau patahan. Patahan atau rekahan tersebut menjadi jalan ke permukaan lelehan batuan atau magma sehingga membentuk busur gunungapi tengah benua atau banjir lava sepanjang rekahan;
- 4) Penipisan kerak samudera akibat pergerakan lempeng memberikan kesempatan bagi magma menerobos ke dasar samudera, terobosan magma ini merupakan banjir lava yang membentuk deretan gunungapi perisai.

B. Morfologi Gunungapi

Bentuk suatu gunungapi tergantung dari pada tipe letusannya. Ciri-ciri letusan tersebut diantaranya yang bersifat aliran berupa aliran lava hingga letusan gas dengan jumlah besar material lepas (diameter debu hingga blok). Proses aktif dalam perkembangan bentuk tubuh gunungapi tidak hanya bersifat membangun, tapi juga penghancuran, dimana runtuhannya dihubungkan dengan pembentukan kaldera atau letusan dihubungkan dengan pembentukan kawah.

Pengenalan morfologi dan karakteristik produk erupsi gunungapi dapat memberikan pemahaman terhadap mekanisme erupsinya. Secara umum, geometri gunungapi bawah laut mempunyai variasi bentuk dan ukuran. Bagian dasar jenis gunungapi ini biasanya berbentuk lingkaran dengan diameter kurang dari satu kilometer sampai dengan beberapa kilometer, dengan kemiringan lereng $20-40^\circ$, dan puncak relatif datar. Secara geometris, biasanya bentukan ini mempunyai pusat erupsi tunggal (monogenik), relatif kecil, beberapa dapat juga berkembang menjadi gunungapi besar dan muncul ke permukaan sebagai pulau gunungapi. Variasi bentuk dan ukurannya bergantung pada mekanisme pertumbuhan dan variasi geometri pipa kepundannya, serta proses interaksi antara magma atau lava dengan air laut (Wohletz & Sheridan, 1983).

Kepulauan Indonesia merupakan daerah terkaya akan gunungapi dibanding dengan negara lain di dunia. Hal ini dapat dilihat dari catatan statistik jumlah gunungapi aktif di seluruh dunia sekitar 500 buah, sedangkan yang terdapat di Indonesia sekitar 129 buah. Sebaran gunungapi berderet bagaikan untaian zamrud yang melilit kepulauan Indonesia yang dikenal sebagai cincin api (*ring of fire*). Deretan gunungapi tersebut bermula dari Sumatera, Jawa, Nusa Tenggara, Maluku terus melingkar sampai daerah Sulawesi Utara.

Untuk menganalisis morfologi gunungapi digunakan kriteria-kriteria:

- 1) Analisa morfografik
- 2) Analisa morfometri
- 3) Analisa morfogenesis
- 4) Analisa morfokronologik

Pengenalan morfologi gunungapi ini sangat penting, karena perubahan suatu morfologi khususnya di daerah puncak, baik disebabkan oleh kegiatan letusan ataupun pengaruh proses erosi akan mengakibatkan peta daerah bahaya yang telah tersedia tidak dapat digunakan lagi. Analisa geomorfologi digunakan sebagai metode dalam hal

mengevaluasi hubungan dengan bahaya lahar. Kemungkinan bahaya lahar tersebut telah diidentifikasi dalam hubungannya dengan pemukiman yang ada.

Gunungapi adalah lubang kepundan atau rekahan dalam kerak bumi tempat keluarnya cairan magma, gas atau cairan lainnya ke permukaan bumi. Material yang dierupsikan ke permukaan bumi umumnya membentuk kerucut terpancung. Bentuk asal gunungapi merupakan bentuk lahan yang berkaitan dengan gerakan magma naik ke permukaan bumi. Akibat dari proses ini terjadi berbagai bentukan yang secara makro disebut bentukan vulkanik. Bentuk lahan gunungapi pada skala rinci dapat dibedakan menjadi beberapa bentuk satuan lahan antara lain kepundan, kubah/sumbat lava, perisai lava, blok lava, hamparan lahar dan lava, dike, lakolit, batolit, stock, kerucut gunungapi. Bentuk lahan gunungapi umumnya berada pada kompleks gunungapi dan sekitarnya. Namun ada beberapa bentukan berada terpisah dari kompleks gunungapi misalnya dike dan stock.

Bentuk dan bentangalam gunungapi, terdiri atas :

- 1) Bentuk kerucut, dibentuk oleh endapan piroklastik atau lava dan bisa keduanya. Umumnya dijumpai pada gunungapi berlapis. Bentukan kerucut dibangun dari material lepas gunungapi;
- 2) Bentuk kubah, dibentuk oleh terobosan lava di kawah, berbentuk seperti kubah. Kubah lava merupakan bentukan dari leleran lava kental yang keluar melalui celah dan dibatasi oleh sisi curam di sekelilingnya. Bentuk-bentuk kubah ini sangat dipengaruhi oleh viskositas lava. Gunungapi tameng merupakan gunungapi yang berbentuk kubah rendah dan luas. Dibentuk oleh lava yang sangat cair dari lava basalan atau andesitan ;
- 3) Kerucut sinder, dibentuk oleh perlapisan material sinder atau skoria;
- 4) Maar, biasanya terbentuk pada lereng atau kaki gunungapi utama akibat letusan freatik atau freatomagmatik serta pada kawah yang berisi air;
- 5) Plateau, dataran tinggi yang dibentuk oleh pelamparan leleran lava. Dataran tinggi lava merupakan suatu dataran

yang relatif menonjol dibanding daerah sekitarnya yang disusun oleh lava yang tebal dan bertekstur halus. Aliran lava berasal dari suatu celah besar, dan umumnya bersifat basaltik, sehingga disebut juga dataran tinggi basaltik. Sebagai contoh antara lain Plateau Dekan (India), Plateau Columbia River (Amerika), Plateau Skotlandia (Eropa) dan Plateau Kaima (Tiongkok). Selain dataran tinggi lava dikenal pula dataran tinggi material lepas gunungapi (*pyroclastic plateau*) yaitu suatu dataran tinggi yang disusun oleh endapan batuan lapuk dan abu yang diteruskan dari celah dan mempunyai struktur kaldera yang ambruk. Contoh tipe ini adalah dataran tinggi di sekitar Danau Toba, Sumatera Utara ;

- 6) Barangko, yaitu alur-alur pada tubuh gunungapi yang kasar dan tak teratur yang disebabkan oleh erosi dan sesar.

Suatu gunungapi yang tumbuh besar akan mempunyai bentuk yang teratur baik berupa kerucut maupun bentuk lainnya. Ketidakteraturan bentuk gunungapi disebabkan oleh faktor-faktor (Alzwar dkk, 1988) antara lain:

- 1) Kegiatan vulkanisme, seperti pembentukan kaldera;
- 2) Berpindahnya pusat kegiatan gunungapi (pipa kepundan), berkaitan erat dengan keaktifan tektonik;
- 3) Tekanan arus dari aliran lava yang naik ke atas akan merusak dan menghancurkan dinding kepundan;
- 4) Adanya kerucut spatter (*spatter cone*), yaitu suatu kerucut yang bersisi curam dan tersusun dari batuan lepas, terendapkan di atas celah atau pipa kepundan, umumnya berkomposisi basalt;
- 5) Adanya gua-gua pada daerah aliran lava.



Gambar 12.1 Bentuk lahan gunungapi (Suhendra, 2009).

Vulkanisme adalah berbagai fenomena yang berkaitan dengan gerakan magma yang bergerak naik ke permukaan bumi. Akibat dari proses ini terjadi berbagai bentuk lahan yang secara umum disebut bentuk lahan gunungapi atau vulkanik.

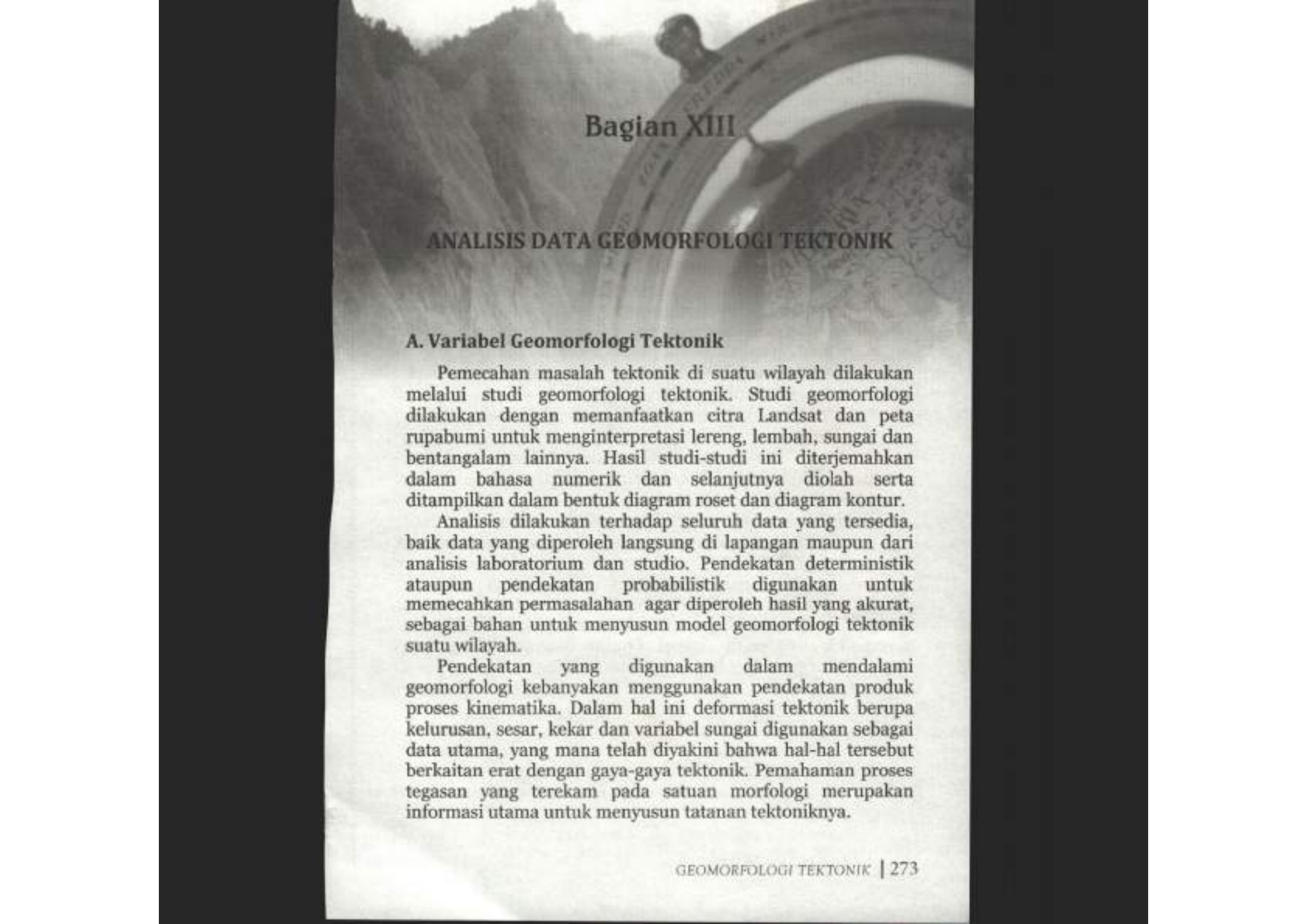
C. Struktur Gunungapi

Struktur gunungapi terbentuk karena pengaruh kegiatan magmatik atau semimagmatik dengan atau tanpa pengaruh sesar. Struktur gunungapi terdiri atas :

- 1) Struktur kawah (*crater*) adalah bentuk morfologi negatif atau depresi akibat kegiatan suatu gunungapi, bentuknya relatif bundar. Berdasarkan genesanya dibedakan kawah letusan dan kawah runtuh. Sedang berdasarkan letaknya terhadap pusat aktivitas terdiri dari kawah kepundan dan kawah samping (kawah parasiter);
- 2) Kaldera, bentuk morfologinya seperti kawah tetapi garis tengahnya lebih dari 2 km dan berbentuk membulat. Kaldera terdiri atas:
 - a) Kaldera letusan, terjadi akibat letusan besar yang melontarkan sebagian besar tubuhnya,

menghancurkan bagian puncak kerucut dan menyemburkan massa batuan dalam jumlah yang sangat besar;

- b) Kaldera runtuh, terjadi karena runtuhnya sebagian tubuh gunungapi akibat pengeluaran material yang sangat banyak dari dapur magma. Penurunan permukaan magma di dalam waduk akan menyebabkan runtuhnya bagian atas dapur magma dan memicu terjadinya runtuh bagian puncak gunungapi. Kaldera runtuh mempunyai beberapa jenis:
 - Kaldera tipe Karakatau, merupakan suatu tipe kaldera yang terjadi di bagian puncak tubuh gunungapi. Letusannya disertai dengan hembusan batuapung dan abu yang berkomposisi asam;
 - Kaldera tipe Kilauea, yaitu terbentuk di sisi gunungapi bagian bawah yang pada saat meletus diikuti dengan semburan lava atau penerobosan magma dalam bentuk korok. Contoh kaldera tipe ini gunungapi di Hawaii.
 - c) Kaldera timbul ulang (*resurgent*), terjadi akibat runtuhnya sebagian tubuh gunungapi diikuti dengan runtuhnya blok bagian tengah. Pada saat pembentukannya akan keluar batuapung dalam bentuk aliran (*pumice flow*) dan akan membentuk lekukan sepanjang retakan melingkar pada bagian puncak gunungapi. Kaldera sejenis ini dikenal juga sebagai kaldera tipe Valles;
 - d) Kaldera erosi, terjadi akibat erosi terus menerus pada dinding kawah sehingga melebar menjadi kaldera.
- 3) Rekahan dan graben, retakan-retakan atau patahan pada tubuh gunungapi yang memanjang mencapai puluhan kilometer dan dalamnya ribuan meter. Rekahan paralel mengakibatkan amblesnya blok di antara rekahan disebut graben;



Bagian XIII

ANALISIS DATA GEOMORFOLOGI TEKTONIK

A. Variabel Geomorfologi Tektonik

Pemecahan masalah tektonik di suatu wilayah dilakukan melalui studi geomorfologi tektonik. Studi geomorfologi dilakukan dengan memanfaatkan citra Landsat dan peta rupabumi untuk menginterpretasi lereng, lembah, sungai dan bentangalam lainnya. Hasil studi-studi ini diterjemahkan dalam bahasa numerik dan selanjutnya diolah serta ditampilkan dalam bentuk diagram roset dan diagram kontur.

Analisis dilakukan terhadap seluruh data yang tersedia, baik data yang diperoleh langsung di lapangan maupun dari analisis laboratorium dan studio. Pendekatan deterministik ataupun pendekatan probabilistik digunakan untuk memecahkan permasalahan agar diperoleh hasil yang akurat, sebagai bahan untuk menyusun model geomorfologi tektonik suatu wilayah.

Pendekatan yang digunakan dalam mendalami geomorfologi kebanyakan menggunakan pendekatan produk proses kinematika. Dalam hal ini deformasi tektonik berupa kelurusan, sesar, kekar dan variabel sungai digunakan sebagai data utama, yang mana telah diyakini bahwa hal-hal tersebut berkaitan erat dengan gaya-gaya tektonik. Pemahaman proses tegasan yang terekam pada satuan morfologi merupakan informasi utama untuk menyusun tatanan tektoniknya.

Peranan tektonik yang mempengaruhi morfologi suatu wilayah di permukaan bumi diamati dengan memformulasikan variabel-variabel geomorfologi tektonik. Penggunaan metoda komputer dengan perangkat lunak win tensor dan metoda penginderaan jauh serta metoda statistik dapat digunakan untuk memverifikasi parameter-parameter geomorfologi tektonik. Metoda pembahasan dan analisis geomorfologi tektonik pada dasarnya menitikberatkan pada pengamatan lapangan, dibantu oleh penelitian laboratorium untuk mengolah citra satelit.

Beberapa variabel yang tidak memungkinkan diukur di lapangan, dapat dilakukan pengukuran dengan media citra satelit, foto udara dan peta topografi. Metode interpretasi dan perolehan informasi dari citra penginderaan jauh yang dapat digunakan dalam kajian geomorfologi tektonik, adalah :

- 1) Interpretasi visual berdasarkan kenampakan rona, pola, bentuk, tekstur, dll;
- 2) Identifikasi objek berdasarkan jejak-jejak spektral atau angka digital;
- 3) Integrasi data penginderaan jauh dengan tipe data lainnya, misalnya DEM (*Digital Elevation Models*) dan DTM (*Digital Terrain Models*);
- 4) Interpretasi citra penginderaan jauh secara kuantitatif yaitu pengukuran dimensi mendatar, kemiringan lereng, sungai, lembah, dll.

Dalam pelaksanaan penelitian geomorfologi tektonik sering digunakan diagram tulang ikan (*Fish bone schema*) dengan memasukkan beberapa indikator yang menuju kepada suatu titik yang ingin dicapai. Contoh diagram tulang ikan dapat dilihat pada Gambar 13.1 di bawah ini.

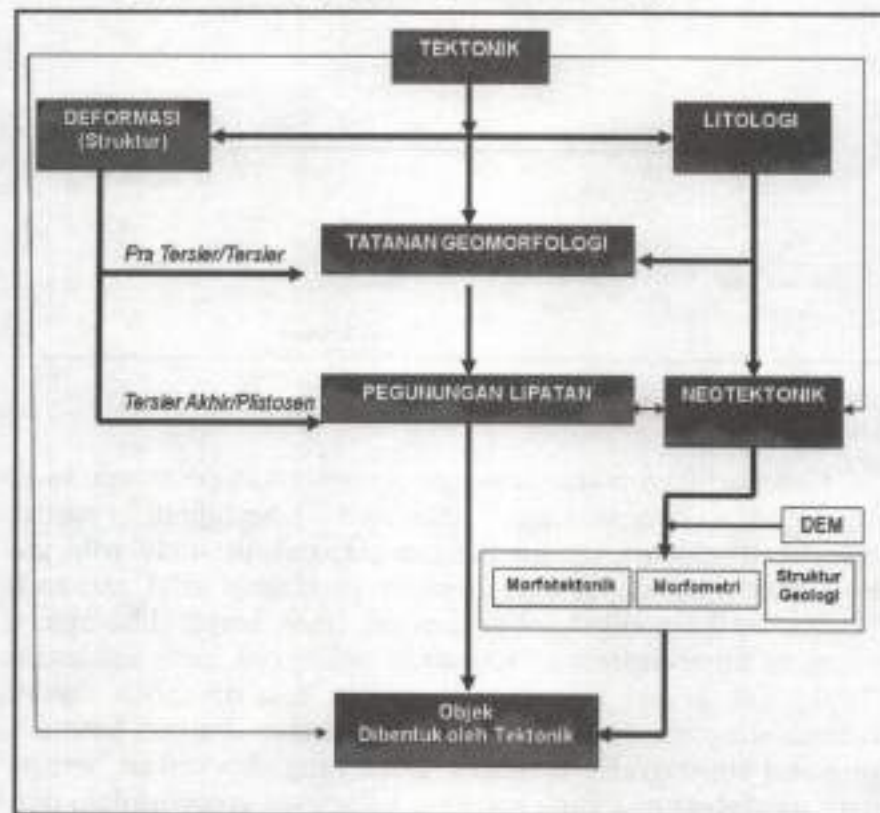


Gambar 13.1 Skema disain penelitian (Massinai 2011)

Geomorfologi tektonik sangat menekankan pengamatan di lapangan. Pengamatan lapangan bertujuan untuk mendetailkan data terkait dengan tektonik di suatu wilayah. Pola frakturasi dapat memberikan gambaran sifat mekanik batuan ketika mengalami deformasi, lebih lanjut diharapkan dapat memberi informasi kronologi deformasi. Data frakturasi (kekar dan sesar) biasanya di sajikan dan dianalisis dalam bentuk diagram roset dan diagram kontur dengan bantuan proyeksi stereografik hemisfer. Data yang diperlukan berupa data morfotektonik yang meliputi kelurusan geomorfologi dan segmen sungai, data struktur geologi meliputi jurus dan kemiringan kekar. Sementara data morfometri meliputi, indeks gradien panjang sungai, percabangan sungai, kerapatan sungai, pergeseran sungai, indeks sinusitas sungai, indeks sinusitas muka gunung, tinggi dan lebar lembah.

Analisis dengan menggunakan parameter morfotektonik, morfometri dan struktur geologi dapat dibuktikan pola deformasi akibat aktivitas tektonik. Parameter-parameter ini diverivikasi dengan analisis statistik, sehingga memperoleh hasil yang dapat dipertanggungjawabkan dan mempunyai kekuatan ilmiah. Sebagai kajian geomorfologi tektonik memerlukan kerangka pemikiran ilmiah yang dapat digambarkan konseptualisasi penelitian dalam model. Contoh

kerangka pemikiran yang menggambarkan konsep tektonik terhadap geomorfologi seperti pada Gambar 13.2.



Gambar 13.2 Kerangka Pemikiran analisis tektonik geomorfologi (Massinal, 2011)

Dalam melakukan analisis penelitian, geomorfologi dipandang sebagai populasi yang melibatkan beberapa komponen, diantaranya komponen struktur geologi, topografi dan fenomena. Berdasarkan penelusuran terhadap interaksi dalam populasi tersebut, selanjutnya dapat diketahui variabel-variabel yang terlibat, baik variabel bebas maupun variabel respon. Variabel untuk uji hipotesis harus bersifat terukur. Beberapa variabel bila tidak memungkinkan untuk diukur langsung di lapangan, maka dapat digunakan peta rupabumi, peta geologi, citra landsat. Data pendukung dari studi literatur hasil penelitian terdahulu juga digunakan melengkapi variabel-variabel yang diperlukan. Variabel-variabel yang akan diukur merupakan respon terhadap jenis dan derajat struktur geologi, morfotektonik, dan morfometri sebagai hasil aktivitas tektonik (Tabel 13.1).

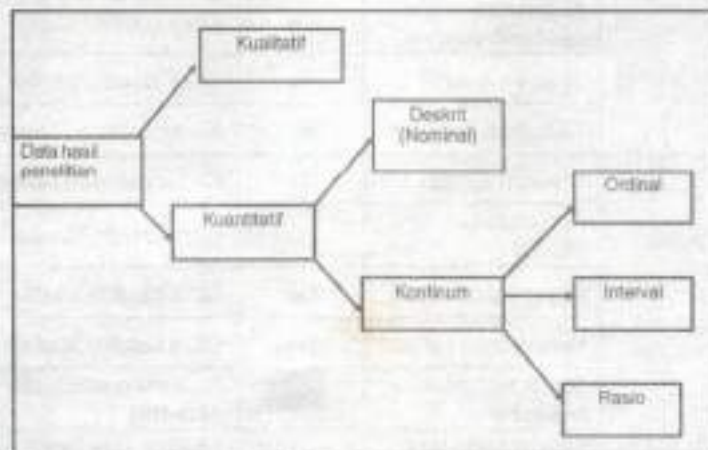
Tabel 13.1 Operasionalisasi Penelitian dalam kajian geomorfologi tektonik
(Massinai, 2011)

Variabel	Indikator	Simbol	Cara perolehan
Struktur Geologi	Pola kekar	Jn	Konvensional/Lapangan
	Kegempaan	Ea	Konvensional
Morfotektonik	Kelurusan geomorfologi	Ln	Citra satelit/Studio
	Segmen sungai	Rs	Citra satelit/Studio
	Kenalkan daratan	Ul	Konvensional/Lapangan
Morfometri	Gradien sungai	Si	Konvensional/Lapangan
	Percabangan sungai	Rb	Citra satelit/Studio
	Kerapatan sungai	Dd	Citra satelit/Studio
	Pergeseran sungai	Ds	Citra satelit/Studio
	Indek sinusitas sungai	Smi	Analisis morfometri / peta RBI
	Indeks sinusitas muka gunung	Smf	Analisis morfometri/ konvensional

	Tinggi topografi lembah	Vft	Konvensional/ Lapangan
	Lebar lembah	Vfl	Konvensional/ Lapangan

Analisis data geomorfologi yang diperoleh dapat diolah dengan pendekatan probabilistik yang dilakukan melalui beragam uji statistik. Maksud penggunaan statistik ini adalah untuk mendapatkan hasil dengan tingkat kepercayaan tertentu yang berlaku pada disiplin ilmu kebumih. Hirnawan (2007) menyatakan bahwa pendekatan probabilistik dilakukan dengan cara verifikasi, yaitu pengujian statistik terhadap fenomena sebagai objek penelitian untuk memperoleh taraf nyata (α) sebagai ukuran kepercayaan. Penyelesaian kasus-kasus probabilistik disebut juga sebagai alur pikir *dedukto-hipotetiko-verifikasi*.

Data hasil penelitian dapat dikelompokkan dalam dua golongan besar, yaitu data kualitatif dan kuantitatif (Sugiyono, 1999). Data kualitatif merupakan data dalam bentuk kalimat, kata, atau gambar. Sedangkan data kuantitatif adalah dalam bentuk numerik. Gambar 13.3, menggambarkan penggolongan data penelitian secara lebih rinci. Data deskrit (nominal) biasanya diperoleh dari hasil penelitian yang bersifat eksploratif atau survai, sedangkan data kontinum diperoleh dari hasil pengukuran.



Gambar 13.3 Skema klasifikasi data penelitian (Sugiyono, 1999)

Bagian XIV

GEOMORFOLOGI TERAPAN DAN APLIKASINYA

A. Aplikasi Pada Pertambangan

Pertambangan dikenal sebagai kegiatan yang dapat mengubah rona muka bumi (geomorfologi). Karena itu pertambangan sering dikaitkan dengan kerusakan lingkungan. Kasus ini kebanyakan berada pada suatu wilayah pengembangan pertambangan berskala nasional. Wilayah pertambangan berada pada geomorfologi berdataran bergelombang rendah dan sedikit bergelombang. Biasanya di sekitar wilayah dengan kondisi geomorfologi seperti ini terdapat formasi batuan yang membentuk gawir dan cermin sesar serta perbukitan. Pada geomorfologi berdataran rendah sangat bagus untuk digunakan sebagai tempat pemukiman.

Geomorfologi berbukit dan bergelombang merupakan potensi bahan galian tambang yang bernilai ekonomi tinggi. Wilayah-wilayah seperti ini terdapat di Soroako dengan potensi pertambangan nikel. Geomorfologi pegunungan seperti di Grasberg Papua merupakan penghasil emas terbesar di dunia. Geomorfologi daerah aliran sungai (DAS) adalah sumber pertambangan golongan C. Tambang golongan C adalah salah satu bahan bangunan yang sangat penting. Contoh tambang golongan C yang sangat terkenal ada di DAS Jeneberang Kabupaten Gowa Sulawesi Selatan.

Perubahan geomorfologi disebabkan oleh pertambangan terbuka. Untuk mengambil mineral, batuannya

harus digali dengan sendirinya tubuh tanah atau *soil* harus dikupas terlebih dahulu. Di daerah tropis yang pelapukannya sangat intensif, tubuh tanah ini sangat tebal. Tumbuhannya juga beraneka ragam, atau dikenal sebagai keanekaragaman hayati. Semuanya memerlukan ribuan ataupun jutaan tahun untuk pembentukan. Dengan mengupas tubuh tanah, hilanglah media untuk tumbuh-tumbuhan. Bahkan bukan hanya tubuh tanah yang terkupas, tetapi setelah batuananya ditambang, menyisakan lubang yang menganga dengan kedalaman yang mencapai satu kilometer atau lebih. Proyek pertambangan tembaga-emas di Batuhijau Sumbawa meninggalkan lubang sedalam satu kilometer dengan diameter lubang merentang sejauh lebih dari dua kilometer. Hal yang sama terjadi pula di Grasberg Papua. Namun karena disini topografinya sangat tinggi, tidak terbentuk lubang yang menganga melainkan pemapasan gunung. Material yang dikeruk mencapai 66.000 metrik ton perhari. Dalam satu hari digali tanah yang dapat menutupi lapangan sepakbola setebal 11 meter (Sudradjat, 1999).

Lain halnya geomorfologi di pulau timah, Bangka. Pulau ini sering dinamakan pulau dengan seribu lubang. Di pulau ini banyak sekali lubang bekas penambangan timah, disebut *kolong*, seluas 1,6% dari luas Pulau Bangka itu sendiri. Di Pulau Bangka ditemukan lubang yang berserakan yang bisa menyebabkan mahluk hidup termasuk manusia terjerebab masuk lubang hampir 2 meter setiap saat. Lubang-lubang ini berisi air yang dapat menjadi sarang nyamuk. Ikan pun tidak dapat hidup karena keasaman sangat tinggi akibat penguapan dan larutnya pasir silika yang membentuk Pulau Bangka.

Perubahan geomorfologi yang diakibatkan proses pertambangan terjadi pula di kawasan karst Maros-Pangkep di Sulawesi Selatan. Proses pengelupasan kulit bumi pada kawasan karst ini digunakan sebagai bahan baku pembuatan semen. Di daerah ini terdapat dua pabrik semen, yaitu pabrik Semen Tonasa di Pangkep dan pabrik Semen Bosowa di Maros. Batugamping juga digunakan sebagai bahan bangunan masyarakat di wilayah tersebut. Penggunaan alat-alat berat

dan dinamik memperparah kondisi morfologi di wilayah batugamping Maros – Bulusaraung (Pangkep).

Kawasan pegunungan batugamping ini sekarang oleh pemerintah ditetapkan sebagai kawasan Taman Nasional Bantimurung – Bulusaraung. Kawasan ini merupakan habitat kupu-kupu khas Bantimurung.

Gambar 14.1 berikut memperlihatkan perubahan geomorfologi karena proses pertambangan batugamping di Kabupaten Maros Sulawesi Selatan.



Gambar 14.1 Perubahan geomorfologi karena proses pertambangan batugamping di Kabupaten Maros Sulawesi Selatan.

Di samping pengupasan tubuh tanah pertambangan juga menghasilkan gerusan batu, mulai dari yang kasar sampai halus. Gerusan ini adalah sisa, atau ampas sesudah mineralnya ditambang. Ampas buangan ini dinamakan *tailing*, selalu menggunung di sekitar pertambangan. Kalau tidak menggunung, ampas dibuang ke sungai, dan sungai akan berubah menjadi lapangan pasir. Aliran sungai itu sendiri

akan menabrak ke kiri dan ke kanan yang akhirnya menyebabkan banjir.

Selain perubahan-perubahan bentangalam akibat pertambangan, proses mineralisasi dapat pula diketahui melalui proses geomorfologi. Suatu penelitian yang dilakukan oleh penulis di Kawasan Jeneberang – Sapaya di Sulawesi Selatan memperlihatkan penyebaran mineral-mineral dan unsur-unsur kimia pada wilayah tersebut. Geomorfologi Gunungapi Sapaya menunjukkan terdapatnya mineral yang bernilai ekonomis tinggi. Wajar Gunungapi Sapaya adalah salah satu gunungapi purba yang berumur Tersier di Sulawesi Selatan. Gunungapi adalah salah satu sumber mineral melalui urat-urat yang terjadi pada saat terjadi erupsi. Di sekitar gunungapi tersebut terdapat batuan-batuan plutonik dan kekar-kekar yang mengindikasikan sebagai sumber mineral-mineral tersebut. Tabel 14.1 memperlihatkan unsur-unsur kimia mineral pada empat sampel di sekitar gunungapi Sapaya.

Tabel 14.1. Hasil analisis komposisi kimia dengan metoda AAS di Kawasan Gunungapi Sapaya (Massinai, 2013)

Parameter		Kode Lokasi (sampel)			
		A	B	C	D
Cu	Ppm	33	20	109	148
Pb	Ppm	79	110	92	107
Zn	Ppm	81	33	75	78
Co	Ppm	55	35	77	83
Ni	Ppm	39	28	84	218
Mn	Ppm	981	3220	1161	1018
Ag	Ppm	5	5	6	6
Li	Ppm	8	3	9	9
K	Ppm	22065	2407	9403	10344

DAFTAR PUSTAKA

- Abidin, Hazanuddin,Z. 2010. Karakteristik Penurunan Tanah di Wilayah Jakarta. Workshop Geologi Teknik, Badan Geologi.
- Altamimi, Z., X. Collillieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher. 2007. ITRF: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*,112.
- Alzwar. Muzil., Samodra, Hanang., Tarigan, Jonatan.J. 1988. Ilmu Gunungapi. Penerbit Nova Bandung.
- Anderson, E.M., 1951. *The Dynamics of Faulting*. Edinburgh: Oliver & Bo.
- Asikin, Sukendar. 1998. *Kumpulan Kuliah Tektonik*. Bandung: Penerbit ITB.237h.
- Beavis, F. C. 1985. *Engineering Geology*. x + 231 pp. Oxford: Blackwell Scientific
- Beavis, F. C., Roberts, F. I., dan Minskaya, L.1992. Engineering aspects of weathering of low grade metapelites in an arid climatic zone, *Q. J. Eng. Geology*, 15, 29-45.
- Bektas, H. dan Bosscher, P. J.1995. *Stable Version 1.0*, a computer program for slope stability analysis, University of Wisconsin-Madison.
- Billing, M.P., 1972. *Structural Geology*. NewJersey: Practice-Hall, Englewood Cliff, 606 p.
- Bird, Eric. 2008. *Coastal Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, England.
- Boggs, Sam. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Pearson Prentice Hall. California, 662p.
- Bogie, I. dan Mackenzie, K.M., 1998. The application of a volcanic facies models to an andesitic stratovolcano hosted

- geothermal system at Wayang Windu, Java, Indonesia. *Proceedings of 20th NZ Geothermal Workshop*, h.265-276.
- Bracewell. 2003. *Rainfall Triggered Landslides And Debris Flows*, <http://geology.usgs.gov/connections/nps/nps.html>.
- Brice, J.C., 1964. *Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska*. USGS Professional Paper 422-D. Washington: US Government Printing Office.
- Bronto, S. 2006. Fasies gunungapi dan aplikasinya. *Jurnal Geologi Indonesia*, V.1 n.2 p.59-71. www.bgl.esdm.go.id/publication/.../jurnal20060201.p.
- Bull, W.B., and McFadden, L.D., 1977, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, in Doehring, D.O., ed., *Geomorphology of arid regions: Binghamton, New York, Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York at Binghamton*, p. 115-138
- Burbank, D.W., and Anderson, R.S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Massachusetts: Blackwell Science, Inc. 274 p.
- Dearman W.R., 1978: Weathering classification in the characterization of rock : a revision. *Bulletin of International Association of Engineering Geologists*, Vol. 18. pp. 123-128.
- Dearman, W. R., Baynes, F. J., and Irfan, T. Y. 1978. Engineering grading of weathered granit, *Eng. Geology*, 12, 345-374.
- Darman, Herman dan Hasan Sidi. 2000. *An outline of The Geology Of Indonesia*. Jakarta: Indonesian Assosiation of Geologist. 192 p.
- Drago, Edmundo.C., Paira, Aldo.R., Wantzen, Karl.M. 2008. *Channel-floodplain geomorphology and connectivity of the Lower Paraguay hydrosystem.* *Ecohydrology & Hidrobiologi*, V.88. Th. 2008. No. 1, P.31-48. Melalui: <http://versita.metapress.com/content/6827673741040370/fulltext.pdf>, [15/02/2010].

- Doornkamp, J. C. 1986. *Geomorphological Approaches to the Study of Neotectonics*. Journal of the Geological Society, London, Vol. 143, pp. 335-342.
- Dewanti, Ratih., Munyati., Suwargana, Nana., Subagyo, Agus. 1996. Perubahan Fisik di Wilayah Pesisir Segara Anakan , Jawa Tengah Menggunakan Data Inderaja. Kumpulan Makalah Konvensi Nasional Pembangunan BMI Dalam Rangka Mengaktualisasikan Wawasan Nusantara, Makassar.
- Dolan, R., B. Hayden, and M. Vincent. 1975. Classification of coastal landform of the Americas. *Zeitschrift fuer Geomorphologic*, Supp. Bull., 22:72-88.
- Douglas, W.B & Robert, S.A. 2001. *Tektonic Geomorphology*. USA. Nlack Well
- Escolero, O.A., L.E. Marin, B. Steinich, A.J. Pacheco, S.A. Cabrera and J. Alcocer. 2002. Development of a Protection Strategy of Karst Limestone Aquifers: The Merida Yucatan, Mexico; Case Study. *Water Resources Management* 16:351-367.
- Franke, H.W. 1965. The Theory Behind Stalagmite Shape. *Studies in Speleology*. v. I, p. 89-95.
- Gares, P.A., Sherman, D.J., Nordstrom, K.F. 1994. Geomorphology and Natural Hazards. *Geomorphology* 10. p 1-18.
- Giani, G.P., 2002. *Rock Slope Stability*. A.A.Balkema. Rotterdam.
- Glade, Thomas. 2005. Linking Debris-flow Hazard Assessment with Geomorphology. *Geomorphology* 66. p 189 - 213
- Lange O, dkk. 1991. *Geologi Umum*. Gaya Media Pratama, Jakarta.
- NOAA-USGS Debris-Flow Task Force . 2005. NOAA-USGS Debris-Flow Warning System-Final Report. US Geol-Survey. Circuler 1283, 47p.
<http://pubs.usgs.gov/circ/2005/1283/>
- Hamilton, Warren. 1979. *Tectonics of the Indonesian Region*. Washington: Geological Survey Profesional Paper 1078. 345 p.
- Hantoro W.S.,(Tanpa tahun). Pengaruh Karakteristik Laut Dan Pantai Terhadap Perkembangan Kawasan Kota Pantai, *Proceeding – Kerugian pada Bangunan dan Kawasan*

- Akibat Kenaikan Muka Air Laut pada Kota-Kota Pantai di Indonesia
- Haryono, Eko., dan Adji, Thahyo Nugroho. 2013. Geomorfologi dan Hidrologi Karst. Kelompok Studi Karst, Fakultas Geografi UGM, Yogyakarta.
- Hasyim, Bidawi dan Purwoko, 1996. Pemanfaatan Data PJ Satelit Untuk Pengamatan Perubahan Garis Pantai Dan Penggunaan Lahan. Makalah PIT MAPIN VI Makassar.
- Hemawan, 1992. Sifat fisik dan keteknikan lempung Formasi Subang (Msc) dan endapan volkanik tua (Qob dan Qos) di daerah Kalijati, *Pros. Pertemuan Ilmiah Tahunan (PIT) ke-22 Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI)*, 407-415.
- Hidayat, Edl. 2009. Analisis Morfotektonik Sesar Lembang. Tesis Magister, ITB Bandung.
- Hirnawan, Febri. 2005. Peta Genetika Wilayah Disertai Valuasi Karakteristik, Potensi dan Kendalanya Untuk Penataan Ruang dan Pengembangan Wilayah Terbaik. Jurusan Teknik Geologi Unoversitas Padjadjaran.
- Hirnawan, Febri. 2007. *Riset, Bergulirlah Proses Ilmiah*. Bandung: Unpad Press. 296 h.
- Hirnawan, Febri. 2009. *A Measure of Intense in West and Central Java Through Manifestation of River Basin Morphometry Development on Quaternary Volcanic Deposits*. *Jurnal Geologi Indonesia*, Vol. 4 No.4 Desember 2009: 285-300
- Hobbs, W.H., 1994. *Lineament of Atlantic Border Region*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 15, 483-506.
- Hooke, R.L., 1972, Geomorphic evidence of late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, p. 2073-2098.
- Huggett, R.J, 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge, New York, 458h.
- Huzita, K. 1980. Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary Tectonic of Japan Islands, *mem. Geol. Soc, Jpn*, 18, p.129-153

- Inman, D.L., and Nordstrom, C.E., 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*, 79: 1-21.
- Karpuz, C. and Pasamehmetoglu, A.G., 1997. Field characterization of weathered Ankara andesites. *Eng. Geol.* 46, 1-17.
- Katili, J.A. & Marks, P. 1963. *Geologi*. Departemen Urusan Research Nasional, Djakarta.
- Keller, E.A., and Pinter, N. 1996. *Active tectonic earthquake, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice hall. 338 p.
- Karpuz, C. dan Pasamehmetoglu, A. G.1997. Field characteristics of Ankara andesites, *Eng. Geology*, 1, 39-46
- Knill, J. L. dan Jones, K. S.1965. The recording and interpretation of geological condition in the Roseires, Kariba and Latiyan dams, *Geotechnique*, 15, 94-125.
- Kasri, N., T. Hendrawati, W. Indraningsih, M. Amnan, S. Samsudi, A. Purba, I. Fatimah dan A. Setiawan. 1999. *Kawasan Karst di Indonesia; Potensi dan Pengelolaan Lingkungannya*. Jakarta: Kantor Menteri Lingkungan Hidup.
- Katili, J.A., 1975. Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island arcs. *Tectonophysics*, 26, 165-188.
- Krank, K. D. and Watters, R. J. 1983. Geotechnical properties of weathered Sierra Nevada Granodiorite, *Bull. Int. Assoc. Eng. Geologists*, 20, 173-184.
- Kuang, Shanglong. 1996. *Geodetic Network Analysis and Optimal Design Concepts and Applications*. Ann Arbor Press Inc, Michigan.
- Lastiadi, H.A., Guntarto dan Wawan S. 2007. *Penyelidikan Geologi Lingkungan Kawasan Karst Kabupaten Pangkajene Provinsi Sulawesi Selatan*. Bandung: Pusat Lingkungan Geologi, Badan Geologi, Departemen ESDM.
- Lillesand, T.M. dan Kiefer,W. 1997. *Penginderaan Jauh dan Interpretasi Citra*. Yogyakarta: Gadjah Mada University Press.

- Little, A. L. 1969. The engineering classification of residual tropical soil, *Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, Mexico, 1, 1-10.
- Lo, C.P. 1996. *Applied Remote Sensing*. Athens: Longman.Inc.
- Lubis, Subaktian., Hutagaol, Juniar P., Salahuddin, Moch. 2008. Bentuk Geomorfologi Dasar Laut Pada Tepian Lempeng Aktif Di Lepas Pantai Barat Sumatera Dan Selatan Jawa, Indonesia, (Puslitbang Geologi Kelautan (PPPGL), Dep. ESDM, <http://www.mgi.esdm.go.id/content/bentuk-geomorfologi-dasar-laut-pada-tepian-lempeng-aktif-di-lepas-pantai-barat-sumatera-dan>
- Martono, Dwi Nowo; Surlan dan Sukmana Bambang Tedja. 2006. *Aplikasi Data Penginderaan Jauh untuk Mendukung Perencanaan Tata Ruang di Indonesia*. Melalui <<http://jo.ppi-jepang.org/article.php?id=168>> [24/04/08]
- Massinai, Muhammad Altin., Dan Nakir, Muh. Nasmuddin. 2009. *Pola Gerakan Tanah Kota Makassar Ditinjau dari Pendekatan Teori Tektonik Lempeng*. Yogyakarta: Prosiding PIT 34HAGI.
- Massinai, Muhammad Altin. 2011. *The Contribution of Tectonics to Build the Geomorphology of Jeneberang Watershed Region of South Sulawesi*. PhD Thesis, Padjadjaran University.
- McClay, K. 1986. *The Mapping of Geological Structures*, John Wiley & Sons, Inc., NY. 161 p.
- McDonald, G.A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 510h.
- Meilano, Irwan., Kimata, Fumiako., Ito, Takeo. 2008. Potensi Kegempaan Pada Segmen Aceh dari Sesar Sumatera Berdasarkan Pengamatan Deformasi Kontinu. Prosiding, The 33th HAGI Annual Convention and Exhibition, Bandung.
- Mohamed, Kamal Roslan. 2003. *Sedimentologi dan Sistem Sungai*. Stag Sedimentologi Geologi UKM. Melalui : <www.ebookf.com/st/stag2003-ukm-book.pdf>. [12/06/2011]

- Moody, J. D. & Hill, M. L. 1956. *Wrench Faults Tectonics*. Bulletin Geological Society of America Vol. 67, pp. 1207-1246.
- Moore, G.W. 1952. Speleothem a New Cave. National Speleol. Soc. News 11, 4, 1-3.
- Moye, D.G. 1955. Engineering Geology for the Snowy Mountain Scheme. Journal Institution of Engineers of Australia. 27. 287 - 298.
- Muhaldiono dan Asikin, Sukendar. 1989. The Pull Apart Basin Offshore Bengkulu Prpmises Attractive Exploration Ventures. Proceeding of Sixth Regional Conference on The Geology, Mineral and Hydrocarbon Resources of Southeast Asia.
- Mulyaningsih, Sri., Sampurno., Zaim, Yahdi., Puradimaja, Deny Juanda., Bronto, Sutikno., Siregar, Darwin Alijasa. 2006. *Perkembangan Geologi pada Kwartir Awal sampai Masa Sejarah di Dataran Jogjakarta*. Bandung: Jurnal Geologi Indonesia. Vol. 1. No.2. Hal: 103 -113
- Mustofa, Bisri., Sektiyawan, Inung. 2007. Kamus Lengkap Geografi. Panji Pustaka. Jogjakarta
- Oktariadi, O., Tjetjep H., A. Ruchyadi & A. Wahib. 2005. Inventarisasi dan Evaluasi Geologi Lingkungan Kawasan Karst Maros, Kabupaten Maros Provinsi Sulawesi Selatan. Bandung: Dir. Tata Lingkungan Geologi dan Kawasan Pertambangan.
- O'Leary, D.W. Freidman, J.D., and Pohn, H.A. 1976. *Lineament, linear, lineation: Some proposed new definitions for old terms*. Geological Society of America Bulletin. 87: 1463-1469.
- Panagopoulos, G and N. Lambrakis. 2006. The Contribution of Time Series Analysis to the Study of the Hydrodynamic Characteristics of the Karst Systems: Application on Two Typical Karst Aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). Journal of Hydrology 329:368-376.
- Panizza, M. 1996. Environmental Geomorphology. Elsevier. Amsterdam.

- Pannekoek, A.J. 1949. Outline of the Geomorphology of Java. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundige Genootschap. 66 (3): pp 270 -326
- Park, R.G. 1997. *Foundations of Structural Geology*. London: Chapman & Hall. Third Edition
- Pavliades, Spyros. B. May 1989. *Looking for a Definition of Neotectonics*. Terra Nova. Volume 1, Issue 3. p 228-312. Melalui: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3121.1989.tb00362.x/pdf>>. [23/02/2011].
- Pettijohn, F. J. 1975. *Sedimentary Rocks. Edisi Ke - 3*. New York: Harper & Row Publishers.
- Purbo-Hadiwidjoyo. 1994. *Kamus Kebumian*. Jakarta: PT Gramedia Widiasarana. 253 h.
- Purwadi, Sri Hardiyanti dan Sanjoto T.Budi, 2010, Pengantar Interpretasi Citra Penginderaan Jauh. LAPAN-UNS Semarang.
- Putra, Santosa Sandy., Iswardoyo, Jati., Haryadi, Soeryono., Wardhono., Hassan, Chandra. 2010. Analisis Kualitatif Teknosabo Rapid Investigation Dalam Penanganan Bencana Galodo di Sumatera Barat. Kolokium Hasil Penelitian Sumberdaya Air. P3SDA. Bandung.
- Parise, M. and V. Pascali. 2003. Surface and Subsurface Environmental Degradation in The Karst of Apulia (Southern Italy). *Environmental Geology* 44:247-256.
- Raharjo, Pugu. 2009. *Penggunaan SRTM dan Aster 3B VNIR Untuk Analisis Geomorfologi Tektonik*. Melalui: <<http://puguhraharjo.wordpress.com/2009/11/23/penggunaan-srtm-dan-aster-3b-vnir-untuk-analisis-geomorfologi-tektonik/>>.[30/1/2010].
- Rahayu S, Widodo RH, van Noordwijk M, Suryadi I dan Verbist B. 2009. *Monitoring Air di Daerah Aliran Sungai*. Bogor: World Agroforestry Centre - ICRAF Southeast Asia Regional Office. 104p.
- Rais, Jacub. 1982. Dinamika dan Evaluasi Kerak Bumi Suatu Kerangka Untuk Sumberdaya Bumi dan Pengurangan

- Bencana. Badan Koordinasi Survey dan Pemetaan Nasional, BAKOSURTANAL, Cibinong.
- Rais, Jacob. 1996. Integrated Coastal Zone Planning Management, ICZPM. IGBP Global Change Report. No.25. BAKOSURTANAL, Cibinong.
- Ruxton, B.P. and Berry, L. 1957: Weathering of granite and associated erosional features in Hongkong. Bulletin of the Geological Society of America 68, 1263 -92
- Sadisun, I. A., Assegaf, A., dan Purwanto.1997. Identifikasi sifat mengembang betulempung Formasi Subang dan tanah pelapukannya melalui pendekatan statistik, *Pros. Pertemuan Ilmiah Tahunan (PIT) ke-26 Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI)*, 1029-1033
- Sabins, Floyd F. 1986. *Remote Sensing: Principles and Interpretation*. New York: W.H. Freeman and Company, 2nd Edition. 449 p.
- Samodra, H. 2001. Nilai Strategis Kawasan Kars di Indonesia; Usaha Pengelolaannya dan Perlindungannya [Publikasi Khusus]. Bandung: Puslitbang Geologi, Departemen ESDM.
- Samodra, H., Surono dan I. Pratomo. 2005. Grand-Design Pengelolaan Sumberdaya Alam Kars Gunung Sewu [Seri Kars Gunung Sewu, Buku Kelima]. Bandung: Badan Geologi, Puslitbang Geologi, Departemen ESDM.
- Sanda, Martin., Cislerova, Milena.2009. *Transforming Hydrographs In The Hillslope Subsurface*. J. Hydrol. Hydromech., V.57. Th. 2009. No. 4, P.264-275. Melalui: <<http://versita.metapress.com/content/h3qr4v575x638597/fulltext.pdf>>, [15/02/2010].
- Sapiie, Benyamin., Magetsari, Noer Aziz., Harsolumakso, Agus Handoyo., Abdullah, Chalid Idham. 2008. Geologi Fisika. KK Geologi dan Paleontologi, ITB Bandung.
- Sarsito, Dina Anggreni., Abidin, Hasanuddin Z., Andreas, Heri., Subarja, Cecep. 2008. Aktivitas Sesar Palu Koro Berdasarkan Pengamatan GPS Kontinu Selama Tujuh Tahun. Prosiding, The 33th HAGI Annual Convention and Exhibition, Bandung.

- Sartohadi, Junun. 2010. Geomorfologi Tanah dan Aplikasinya untuk Pengurangan Risiko Bencana <http://www.ugm.ac.id/id/post/page?id=3224>. Diakses 24 Mei 2013)
- Sharpe, C.F.S. 1938. Landslides and related phenomena: a study of mass movement of soil and rock. New York, Columbia University Press 138p
- Sidarto dan Hartono, 2009, Identifikasi Gunungapi Purba Di Daerah Sapaya Sulawesi Selatan Pada Data Inderaan Jauh. *Jurnal Sumberdaya Geologi*, v.19 (6):351-363
- Situmorang, B., Siswoyo, E. Thajib & F. Paltrinieri. 1976. *Wrench fault tectonics and aspects of hydrocarbon accumulation in Java*. Proc. 5th Ann. Conv. Indon. Petrol. Assoc. 2, p. 53-68.
- Skempton and Davis 1966, The effect of weathering on the shear strength properties of Keuper Marl. *Geotechnique*, Vol. 19, Pt.3, 321-334.
- Sparks, R.S.J., (1978). *The dynamics of bubbles formation and growth in magma: A review and analyses* J. of Volcanology and Geotherm. Res., 3:1-37.
- Sriwana, Terry. 1998. Volcanogenic Pollution Element Accumulation and Dispersal Around Patuha Volcano and Ciwidey River, West Java. Ph.D thesis Faculty of Earth Science Utrecht University.
- Stewart, I. S & Hancock, P. L. 1994. *Neotectonics*. Dalam Hancock P.L. (Penyunting) Continental Deformation. P.370 - 409. London: Pergamon Press.
- Strahler, A.N. 1975. Quantitative Analysis of Erosional Landforms in Physical Geography, Chapter 27, Canada : John Wiley & Sons.
- Strahler, Arthur N. & Alan H. Strahler, 1983, Modern Physical Geography, John Wiley & Sons, New York. 538p.
- Sudjana. 2002. *Metode Statistika*. Bandung: Tarsito
- Sugandi. 1992. Pendekatan pembangunan dan penataan ruang wilayah Pesisir. Makalah Kursus Pelatihan Pengelolaan Sumberdaya Wilayah Pesisir Secara Terpadu. PPLH IPB Bogor.

- Sudradjat, Adjat. 1982. *Penyelidikan Geologi Lembah Palu, Sulawesi Tengah dengan Teknik Penginderaan Jauh*. Disertasi. Melalui: <[http://www.digilib.itb.ac.id/gdl.php?mod=browse&op=read&id=jbptitb-pp-gdl-s3-1982-adjatsudradjat-28917-1-1981-dis-3\[1\].Pdf](http://www.digilib.itb.ac.id/gdl.php?mod=browse&op=read&id=jbptitb-pp-gdl-s3-1982-adjatsudradjat-28917-1-1981-dis-3[1].Pdf)>, <27/12/08>
- Sudradjat, Adjat, 1992. *Seputar Gunungapi dan Gempabumi*, Penerbit Adjat Sudradjat, Jakarta.
- Sudradjat, Adjat. 1999. *Teknologi & Manajemen Sumberdaya Mineral*. Perbit ITB Bandung.
- Sugiono. 1999. *Statistik untuk Penelitian*. Bandung: Penerbit Alfabeta. 306 h.
- Sukanto, Rab dan Supriatna. 1982. *Geologi Lembar Ujungpandang, Benteng dan Sinjai*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Sukiyah, Emi. 2009. *Model Erosi Bentangalam Vulkanik Kuartar Di Cekungan Bandung Bagian Selatan*, Bandung: Disertasi Pascasarjana Universitas Padjadjaran. 357 h.
- Sullivan, T.D. 1993. *Undersanding Slove Movements*. University of New South Wales. Sydney.
- Supartoyo. 2008. *Tektonik Aktif Sesar Cimandiri, Kabupaten Sukabumi, Propinsi Jawa Barat*. Tesis. Melalui: <<http://digilib.itb.ac.id/gdl.php?mod=browse&op=read&id=jbptitb-pp-gdl-supartoyon-33686>>. [14/12/2010].
- Suwarno. 1991. *Hidrologi Pengukuran dan Pengolahan Data Alran Sungai*. Penerbit NOVA. Bandung. 823p
- Suyitno, Turus. 1995. *Teknik dan Aplikasi Geologi Foto*. Bandung: PT Rosda Jayaputra
- The UNESCO World Heritage Centre. 2001. *Proceedings of the Asia-Pacific Forum on Karst Ecosystems and World Heritage*. Sarawak, Malaysia.
- Thornton, P.K. & P.G. Jones. 1998. A conceptual approach to dynamic agricultural land-use modeling. *Agricultural Systems* 57(4):505-521.

- Thornbury, W. D. 1969. *Principles of Geomorphology*. New York : John Wiley & Sons, Inc.
- Trudgil, S., 1985, *Limestone Geomorphology*, Longman, New York.
- Turcotte, Donal L., Schubert, Gerald., 2002. *Geodynamics.*, Second Edition, Cambridge University Press.
- Van Bemmelen, R. W. 1949. *The Geology of Indonesia*, vol 1A. The Hague: Martinus Nijhoff.
- Van Hinsbergen, Douwe, J, J. 2010. *Short Note on the Use of Neotectonic and Palaeotectonic Nomenclature*. Turkish Journal of Earth Sciences. Vol. 20, 2011, pp. 161-165. Melalui: [www.geologist.nl/images/van%20Hinsbergen Neotectonics TJES 2011.pdf](http://www.geologist.nl/images/van%20Hinsbergen%20Neotectonics%20TJES%202011.pdf). [22/04/2011].
- Vanicek, Petr., and Krakiwsky, Edward, J. 1982. *Geodesy The Concept*. Amsterdam: North-Holland Publishing Company. 688 p.
- Van Zuidam, R. A. 1983. *Guide to Geomorphologic - aerial photographic interpretation and mapping*. Enschede: Section of Geology and Geomorphology, ITC
- Vermeulen, J. and T. Whitten. 1999. *Biodiversity and Cultural Property in the Management of Limestone Resources; Lesson from East Asia*. Washington, D.C: The World Bank.
- Verstappen, H. Th. 1983. *Applied Geomorphology: Geomorphological Surveys for Environmental Development*. New York: Elsevier Science Publishing Company Inc. 437p
- Verstappen, H.Th. 1977. *Remote Sensing in Geomorphology*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company
- Vessels, R.K. dan Davies, D.K., 1981. Non Marine Sedimentation in an Active Fire Arc Basin, in F.G. Etridge & R.M. Flores (Eds.), *Recent and Ancient Non Marine Depositional Environments: Models for Exploration*. *Society of Economic Paleontology, Special Publication*, no. 31.
- Voskuil, R.P. and Van Zuidam. 1982. *Volcanic Hazards*. ITC , Netherlands.
- Watson, J. 1997. *Guidelines For Cave And Karst Protection*. WCPA Working Group On Cave And Karst Protection. Cambridge, UK: IUCN - The World Conservation Union.

- Wesnousky, Steven, G. (2009). *Neotectonic*. Center for Neotectonic Studies, University of Nevada. Melalui: <<http://neotectonics.seismo.unr.edu/CNSHome.html>>. [21/02/2011]
- Whitton, B.A. 1975. *River ecology*. Blackwell, Berkeley, California. 725 p.
- Withjack, M.O. and Sneider, C., 1984, Fault Pattern Associated with Domes-An Experimental and Analytical Study, *Am.Ass.Petr.Geol.Bull.*, v.66 (3):302-316.
- Wohletz KH and Sheridan MF, 1983, Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science* 283: 385-413.
-2006. *Hyperspectral Remote Sensing*. Melalui <http://www.csr.utexas.edu/projects/rs/hrs/hyper.html> [26/04/08]
-2006. *Pemantauan Peningkatan Aktivitas Gunungapi Merapi Berdasarkan Citra Satelit Penginderaan Jauh*. Melalui <http://www.lapanrs.com/SMBA/pdf/Merapi_2006.pdf> [10/05/08].
-2006. *Prinsip Dasar Penginderaan Jauh Dan Penggunaannya Di Bidang Kebumihan*. Melalui <http://www.google.co.id/search?q=penginderaan+jauh+geologi&hl=id&start=10&sa=N> [10/05/08]
- Peran Geomorfologi terhadap Perencanaan Pembangunan Perumahan dalam Hal Penentuan Lokasi yang Tepat, <http://udhnr.blogspot.com/2010/02/peran-geomorfologi-terhadap-perencanaan.html>. diakses 24 Mei 2013)

