

DWI FITRI
YUDIANTORO, DKK

MENDALAMI BATUAN PIROKLASTIK



2023

MENDALAMI BATUAN PIROKLASTIK

Dwi Fitri Yudiantoro
Achmad Subandrio
Agus Bambang Irawan
Siti Umiyatun Choiriyah
Septyo Uji Pratomo
Intan Paramita Haty
Setia Pambudi
Afrilita
Dian Rahma Yoni
Rial Dwi Martasari
Noor Cahyo Dwi Aryanto
Mirzam Abdurrachman
Iffat Dhiyaa Ulhaq

Penerbit
LPPM UPN "Veteran" Yogyakarta
2023

MENDALAMI BATUAN PIROKLASTIK

Dwi Fitri Yudiantoro
Ir. Achmad Subandrio
Agus Bambang Irawan
Intan Paramita Haty
Setia Pambudi
Septyo Uji Pratomo
Afrilita
Dian Rahma Yoni
Rial Dwi Martasari
Noor Cahyo Dwi Aryanto
Mirzam Abdurrachman
Iffat Dhiyaa Ulhaq

Hak cipta dilindungi oleh Undang-Undang

Dilarang mengutip atau memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini dalam bentuk apapun, baik secara elektronik maupun mekanis, termasuk memfotocopy, merekam, atau dengan sistem penyimpanan lainnya, tanpa izin tertulis dari Penulis.

Editor : Septyo Uji Pratomo
Desain Sampul : Septyo Uji Pratomo

Cetakan Pertama, 2023
ISBN: 978-623-389-233-9

Diterbitkan oleh:
Penerbit LPPM UPN Veteran Yogyakarta
Jl. Padjadjaran 104 (Lingkar Utara), Condongcatur, Yogyakarta.
Telp. (0274) 486188,486733, Fax. (0274) 486400

Dicetak Oleh:
Lembaga Penelitian dan Pengabdian kepada Masyarakat
UPN Veteran Yogyakarta
Jl. Padjadjaran 104 (Lingkar Utara), Condongcatur, Yogyakarta,
Telp. (0274) 486188,486733, Fax. (0274) 486400

KATA PENGANTAR

Puji syukur kami panjatkan ke hadirat Allah SWT, yang telah memberikan rahmat dan hidayah-Nya sehingga buku berjudul **Mendalami Batuan Piroklastik** telah selesai dilaksanakan.

Dalam buku ini, kami memaparkan terminologi yang relevan dengan fragmen batuan gunungapi, menggali lebih dalam tentang aktualisasi ilmu geologi dalam ranah vulkanologi, serta membahas bagaimana batuan piroklastik dapat menjadi kunci interpretasi letusan gunung berapi. Kami juga menghadirkan analisis fasies gunung berapi yang relevan untuk memahami perkembangan sejarah geologi Bumi.

Buku ini tidak hanya ditujukan untuk kalangan akademik, tetapi juga bagi para praktisi pemerintah, pelaku bisnis, masyarakat umum, atau siapa pun yang ingin mengeksplorasi kekayaan ilmu geologi dengan pendekatan praktis.

Terima kasih kepada semua yang telah mendukung dan mendorong kami dalam perjalanan ini. Semoga buku ini memberikan wawasan yang berharga dan menjawab beragam pertanyaan mengenai batuan piroklastik.

Selamat menikmati bacaan ini dan semoga ilmu yang terkandung di dalamnya memberikan kontribusi positif bagi pengetahuan kita tentang geologi dan vulkanologi.

Hormat Kami,

Tim Penulis

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR.....	iii
DAFTAR ISI.....	v
DAFTAR GAMBAR.....	vii
BAB I	
TERMINOLOGI FRAGMENTASI BATUAN	
GUNUNGAPI.....	1
KOMPONEN UMUM DALAM BATUAN	
VULKANIKLASTIK.....	4
HAL-HAL YANG PENTING DALAM ANALISIS	
BATUAN VULKANIK.....	8
KLASIFIKASI BATUAN VULKANIK	
BERDASARKAN UKURAN BUTIR.....	12
BAB II	
AKTUALISASI ILMU GEOLOGI DALAM	
BIDANG VULKANOLOGI.....	19
JENIS GUNUNG BERAPI BERAGAM DALAM	
UKURAN, BENTUK, DAN KOMPOSISI.....	20
KLASIFIKASI JENIS LETUSAN BERDASARKAN	
KARAKTERISTIK DEPOSIT JATUHAN DAN	
JENIS FRAGMENTASI MAGMA.....	25
CIRI-CIRI DAN KARAKTERISTIK TIPE	
LETUSAN.....	30
INDEKS LEDAKAN GUNUNG BERAPI DAN	
BESARAN LETUSAN.....	37
BAB III	
PIROKLASTIK SEBAGAI INTERPRETASI	
SUATU LETUSAN.....	41
KARAKTERISTIK DAN TIPE FRAGMENTASI	
MAGMA.....	43
MIKRO-TEKSTUR DAN HUBUNGANNYA	
DENGAN FRAGMENTASI MAGMA,	
VESIKULASI, DAN KEDALAMAN.....	51

CIRI-CIRI ENDAPAN PIROKLASTIK YANG TERBENTUK AKIBAT FRAGMENTASI FREATOMAGMATIK.....	56
PERUBAHAN DAN PERUBAHAN TEKSTUR GELAS VULKANIK.....	65
TRANSPORTASI PIROKLAST DAN GAYA PENGENDAPAN.....	69
KARAKTERISTIK PERLAPISAN.....	73
TRANSPORTASI BALISTIK KLAS.....	79
CIRI TEKSTUR KARAKTERISTIK SEDIMEN LUNAK DAN TIDAK TERKONSOLIDASI.....	80
BAB IV	
ANALISIS FASIES GUNUNGAPI.....	83
FASIES VULKANIK.....	84
ANALISIS FASIES VULKANIK.....	89
PERBEDAAN ANTARA SEDIMEN VULKANIKLASTIK DAN SEDIMEN NON-VULKANIK.....	92
SKALA WAKTU PENGENDAPAN.....	98
VOLUME DAN LUAS PENYEBARAN ENDAPAN VULKANIK.....	100
HUBUNGAN FASIES VERTIKAL DAN LATERAL.....	104
APRON VULKANIKLASTIK.....	108
DAFTAR PUSTAKA.....	111

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1 Penerapan terminologi Fisher and Schmincke (1984) untuk batuan piroklastik dari diatrema berumur Mio/Pliocene Bakony-Balaton Highland Volcanic Field.....	4
Gambar 1.2. Penggunaan Terminologi Cas dan Wright (1987) pada Batuan Piroklastik dari Diatreme Mio/Pliocene Bakony-Balaton Highland Volcanic Field.	6
Gambar 1.3 Kategori ketebalan lapisan (Ingram, 1954 dalam Fisher dan Schmincke, 1984: hal. 108, tabel 5-5).	8
Gambar 1.4. (kiri). Sukses tuff lapilli berlapis (dune bedded) (bagian atas section) dari letusan di Ambrym, Vanuatu. Panjang palu 30 cm.	9
Gambar 1.5 (kanan). Lapisan undulating tuff dari letusan di Ambrym, Vanuatu pada 1913. Panjang pena 15 cm.	9
Gambar 1.6 (kiri). Normal graded lapisan lapili pumice dari Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Lapisan tunggal dimulai dari bawah kepala palu.	10
Gambar 1.7 (kanan). Jenis-jenis grading (Fisher and Schmincke (1984): hal. 109, gb. 5-1).....	10
Gambar 1.8. Jenis bentukan dasar dari gelombang piroklastik dan stratifikasi silang internal (Allen , 1982, dalam Cas dan Wright, 1987: halaman 215, gambar 7.42). Bentuk ini dipengaruhi oleh laju pengendapan, suhu, dan kadar air.....	10
Gambar 1.9. Model teoritis mengenai perkembangan dari sortasi yang baik (Walker, 1983, dalam Cas dan Wright, 1987: halaman 229, gambar 7.46).....	11
Gambar 1.10. Terminologi dan Istilah Ukuran Butir (Wentworth, 1992 dalam Fisher and Schmincke, 1984: hal. 119, Tabel 5-7).....	13
Gambar 1.11. Klasifikasi granulometrik piroklastik dan endapan piroklastik unimodal yang telah diurutkan. (Schmid, 1981 dalam Fisher and Schmincke, 1984: hal. 90, tabel 5-1).....	14
Gambar 1.12. Istilah yang digunakan untuk menggambarkan batuan campuran antara material	

piroklastik dan epiklastik (Schmid, 1981 dalam Fisher and Schmincke, 1984: hal. 91, tabel 5-2). Tanda '*' mengindikasikan hubungan dengan material piroklastik seperti yang terlihat pada Gambar 1.11.....	16
Gambar 1.13. Batas ukuran butir yang memisahkan fragmen dan agregat piroklastik (Fisher, 1966 dalam Cas dan Wright, 1987: hal. 354, tabel 12.5).....	16
Gambar 1.14 Sifat dasar batuan piroklastik yang ditentukan oleh kelas ukuran butirnya (Fisher, 1966)...	17
Gambar 2.1. Diagram komparatif dari berbagai bentuk vulkanik (Best, 2003: hal. 246, gb.10.6).....	21
Gambar 2.1 Diagram skematik dari fitur pengendapan piroklastik <i>fall, surge, dan flow</i> (Wilson dan Houghton, 2000: hal. 550, gb.5).....	23
Gambar 2.3. Diagram Dispersi dan Fragmentasi pada Jenis Letusan. a) Diagram dispersi (d) dan fragmentasi (F) menunjukkan berbagai jenis letusan (Walker, 1973). b) Diagram ringkas yang menjelaskan perbedaan antara berbagai jenis letusan vulkanik (Cas dan Wright, 1988: hal. 130.).....	26
Gambar 2.2. Diagram yang digunakan untuk mendapatkan penyebaran (D) dan fragmentasi (F). a) Tampilan peta distribusi dari jatuhnya unit piroklastik tunggal, b) Diagram yang dihasilkan di sepanjang sumbu penyebaran dari unit jatuhan piroklastik berdasarkan tephra (Cas dan Wright, 1988: hal. 130, gb. 6.1)	29
Gambar 2.5 Bagian dari semburan vulkanik yang dihasilkan oleh letusan magma dengan kandungan silika tinggi (Carey dan Bursik 2000: hal. 529, gb. 1).....	34
Gambar 2.3 Peta penyebaran Plinian tephra dari letusan tahun 472 M di gunung berapi Somma, Vesuvio, Italia (Rolandi dkk. 2004: hal. 304, gb. 8). Tiga peta individu (a, b, dan c) menunjukkan pola distribusi yang berbeda dari tiga unit jatuh individu yang terkait dengan letusan ini. Variasi dalam letusan disebabkan oleh perbedaan dan perubahan letusan serta arah angin yang berlaku.....	35
Gambar 2.7. A: Hubungan antara VEI dan volume erupsi tephra. Grafik ini menunjukkan bagaimana VEI	

meningkat seiring dengan peningkatan volume tephra yang dihasilkan oleh letusan gunung berapi. Semakin besar volume tephra, semakin tinggi VEI-nya. Ini adalah representasi grafik yang mengikuti pendekatan semi-logaritmik, di mana peningkatan VEI yang signifikan sesuai dengan peningkatan volume yang signifikan. B: Hubungan antara magnitudo letusan (M) dan VEI untuk endapan dengan dua kepadatan curah yang berbeda: 1.000 kg/m³ dan 2.400 kg/m³. Data ini menggambarkan bagaimana magnitudo letusan dapat dikaitkan dengan VEI, yang menggambarkan seberapa kuat dan besar letusan tersebut. Grafik ini memberikan perbandingan antara dua jenis kepadatan curah, menunjukkan bagaimana VEI-nya dapat bervariasi tergantung pada kepadatan endapan vulkanik..... 38

Gambar 2.8 Arsitektur dan pertumbuhan *laccolith* yang dimodelkan berdasarkan *laccolith* dari Henry Mountains, Utah (dalam Jackson dan Pollard tahun 1988). Terdapat tiga gambar terpisah (a, b, dan c) yang menunjukkan evolusi bertahap dari tahap pembentukan *laccolith*..... 40

Gambar 3.1 Diagram proses vulkanik dari pembentukan magma hingga redeposisi tephra. Batuan vulkanik yang dihasilkan akan membawa karakteristik tekstur yang menunjukkan sejarah vulkanik batuan dari magma hingga menjadi batuan..... 42

Gambar 3.2. Kajian SEM terhadap pecahan gelas vulkanik sangat memungkinkan untuk menentukan sejarah fragmentasi dari lelehan tersebut. Pecahan-pecahan gelas adalah tanda khas dari air magmatik yang mendorong fragmentasi secara eksplosif. Gambar SEM berasal dari gelas vulkanik yang berasal dari kerucut tufa Gunung Api Cerro Colorado di Sonora, Meksiko, menampilkan tekstur pecahan, vesikularitas yang rendah, dan kontur sudut visikel dengan tepian tipis berupa palagonite. Semua ciri-ciri ini adalah tanda khas dari fragmentasi freatomagmatik..... 44

Gambar 3.2 Diagram hubungan antara rasio massa magma-air dan efisiensi fragmentasi (Wohletz dan Sheridan 1983: hal, 385-413)..... 49

Gambar 3.4. Diagram Perbandingan Energi Mekanik Magma Terhadap Air dan Bentang Alam Akibat Pendinginan Murni (Air) dan Pendinginan Tidak Murni (Lumpur) Sebagai Media Interaktif Magma (White, 1996).....	50
Gambar 3.3 <i>Glass shards</i> silikat merupakan pecahan dari endapan aliran piroklastik <i>pumice</i>	53
Gambar 3.4 Tahapan palagonitisasi pecahan gelas vulkanik (Fisher dan Schmincke, 1984).....	66
Gambar 3.5 Perkembangan tekstur aliran lava obsidian dari perkembangan spherulite ke lithophysae (Cas dan Wright, 1988).....	67
Gambar 3.6 Penampang aliran lava riolit (Cas dan Wright, 1988).....	69
Gambar 3.7 (kiri). Piroklastik jatuhan, aliran, pembentukan gelombang dan awan letusan terkait (Wilson dan Houghton 2000: hal. 547, gb. 1). Gambar 3.10 (kanan). Profil kerapatan arus densitas piroklastik encer dan pekat (Wilson dan Houghton 2000: hal. 548, gb. 2).....	71
Gambar 3.8 Model agradasi progresif untuk evolusi aliran piroklastik menurut Branney dan Kokelaar (1992) dan Druitt (1992).....	73
Gambar 3.9 Hubungan antara rezim aliran dan bentuk dasar yang dihasilkan dalam arus sedimen yang bergerak horizontal (Cas dan Wright, 1988).....	76
Gambar 4.1 Variasi fasies proksimal ke distal sepanjang unit ignimbrit (Wright dkk.,1981).....	85
Gambar 4.2 Hubungan fasies gunungapi di sepanjang zona rekahan aktif, kompleks dengan lipatan <i>intra-fit</i> dan pengembangan sub-cekungan.....	88
Gambar 4.3 Diagram klasifikasi litofasies digunakan dalam Sohn dan Chough (1989) untuk menggambarkan satuan vulkanik dari gunung berapi freatomagmatik di pulau Jeju, Korea Selatan. Pada "sumbu" horizontal, ukuran butir (dari breksi tufa sampai tufa) dan di dalam "sumbu" vertikal yang dimiliki fitur lapisan utama telah digunakan untuk mengidentifikasi kategori litofasies kunci.....	93

Gambar 4.4. Penggambaran unit-unit vulkanik dari gunung berapi phreatomagmatik di Semenanjung Tihany, Hongaria, dengan menggunakan suatu diagram klasifikasi litofasies (Németh dkk., 2001). Dalam diagram ini, mereka mengelompokkan berbagai jenis litofasies yang ada dalam endapan vulkanik tersebut. Ide dasar pengelompokan ini mirip dengan skema litofasies yang digunakan oleh Sohn dan Chough (1989) serta Chough dan Sohn (1990). Dalam upaya untuk membedakan antara endapan hasil letusan eksplosif freatomagmatik dan magmatik, mereka fokus pada karakteristik lapisan serta komposisi fragmen dalam sedimen. Dalam endapan hasil letusan eksplosif freatomagmatik, ditemukan dominasi fragmen batuan padat yang tidak disengaja. Fragmen ini terbentuk akibat pecahan dari batuan yang terlempar selama letusan. Selain itu, terdapat pula partikel scoriaceous yang memiliki ciri khas permukaan berpori dan berongga akibat interaksi antara magma dan air. Pengamatan terhadap ciri-ciri ini membantu peneliti membedakan antara endapan yang berasal dari letusan eksplosif freatomagmatik dan endapan yang berasal dari letusan magmatik..... 94

Gambar 4.4 Diagram klasifikasi litofasies yang digunakan dalam Németh dan White (2003) untuk menggambarkan unit vulkanik dari gunung berapi freatomagmatik di Waipiata Volcanic Field, Otago, Selandia Baru. Kategori utama untuk mengidentifikasi tertentu litofasies mirip dengan Sohn dan Chough (1989) dan Chough dan Sohn (1990) skema litofasies.... 95

Gambar 4.5 Log stratigrafi grafis dari suksesi freatomagmatik di Tihany, Hongaria, rinci dengan kategori litofasies yang teridentifikasi (Németh dkk., 2001). 96

Gambar 4.6 Log stratigrafi grafis dari suksesi freatomagmatik dari gunung berapi freatomagmatik di lapangan..... 97

Gambar 4.8. Variasi dalam fasies vertikal dapat diidentifikasi dalam hubungannya dengan evolusi dasar arus gravitasi (Sohn dan Chough, 1989; Chough

dan Sohn, 1990; Sohn, 1996). A) Representasi grafis tentang jenis hubungan fasies vertikal yang mendominasi yang diidentifikasi dari gunung berapi freatomagmatik di Pulau Jeju, Korea. B) Tiga hubungan fasies vertikal utama dari gunung berapi phreatomagmatik di Pulau Jeju, Korea. Bandingkan kode fasies dengan tabel fasies yang ada pada Gambar 4.3. C) Model untuk menghubungkan variasi fasies yang teridentifikasi secara vertikal dan horizontal dalam gunung berapi freatomagmatik di Pulau Jeju, Korea, dengan evolusi arus gravitasi dasar..... 106

Gambar 4.7 Hubungan fasies lateral (horizontal) yang teridentifikasi dalam endapan lonjakan dasar gunung berapi freatomagmatik di Pulau Jeju (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990). Bandingkan kode fasies dengan tabel fasies pada Gambar 4.3..... 107

Gambar 4.8 Hubungan fasies horizontal dari fasies yang teridentifikasi dalam hubungan dengan bertambahnya jarak dari sumber dalam urutan cincin tufa di Pulau Jeju, Korea Selatan (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990). Tingkat fasies secara bertahap memberi tempat pada fasies yang bergelombang dan berinding bukit pasir dalam peningkatan jarak dari sumber..... 108

Gambar 4.12. Model fasies dari sistem lahar Gunung Mayon di Filipina (Rodolfo dan Arguden, 1991) menggambarkan bagaimana aktivitas vulkanik yang berulang dapat membentuk apron vulkanik yang luas serta suksesi pengisian saluran. Dalam sistem ini, proses letusan berulang menghasilkan aliran lahar yang membawa material vulkanik dan piroklastik dari gunung berapi. Material ini kemudian mengendap dan membangun lapisan-lapisan baru yang membentuk apron vulkanik di sekitar gunung berapi. Selain itu, saluran-saluran lahar juga dapat terisi dengan material vulkanik yang kemudian membentuk suksesi pengisian saluran yang mengubah morfologi daerah sekitarnya. Model ini memberikan wawasan tentang bagaimana aktivitas vulkanik yang berkelanjutan dan

letusan yang berulang dapat membentuk dan mengubah lanskap vulkanik dalam skala yang luas..... 110

BAB I

TERMINOLOGI

FRAGMEN BATUAN GUNUNGAPI

Letusan gunung berapi mampu menghasilkan setidaknya dua jenis bahan, yaitu batuan berbentuk padat dan material klastik dalam jumlah besar. Batuan vulkanik sendiri terbentuk melalui dua proses utama: pembekuan lava dan pembentukan material klastik yang melibatkan proses fragmentasi, transportasi, dan pengendapan. Proses yang beraneka ragam ini membuatnya sulit untuk dijelaskan. Sejak tahun 1960-an, pemahaman tentang batuan vulkanik telah mengalami perkembangan pesat. Hal ini menghasilkan berbagai cara untuk menjelaskan dan mengelompokkan jenis batuan ini. Pengelompokan batuan "vulkanik bersifat klastik", yang seringkali disebut sebagai batuan "vulkaniklastik", selalu menjadi subjek perdebatan dan berbagai pendekatan berbeda dalam mengatasi deskripsi dan klasifikasinya. Masalah yang mendasar ketika mendeskripsikan batuan vulkaniklastik adalah menemukan keseimbangan antara memberikan deskripsi rinci tentang batuan dan depositnya, sambil menjelaskan asal-usul vulkaniknya secara singkat dan konsisten. Dalam beberapa dekade terakhir, banyak upaya telah dilakukan untuk mencari solusi yang dapat menggabungkan kedua aspek ini.

Klasifikasi batuan vulkaniklastik adalah sistem untuk menunjukkan bagaimana batuan itu terbentuk dari proses vulkanik utama/primer, serta untuk membedakan apakah batuan tersebut berasal dari sumber utama atau sumber sekunder. Hal ini menjadi rumit karena seringkali istilah secara klasik untuk batuan dapat menimbulkan kesan tentang cara batuan tersebut terbentuk. Misalnya, istilah "tuf lapili" terkesan seperti berasal dari sumber utama, sementara istilah "lumpur" atau "pasir" lebih

mengarah ke sedimen biasa. Walaupun istilah-istilah ini biasanya didasarkan pada ukuran partikel batuan, istilah "batuan vulkaniklastik" digunakan secara umum untuk menggambarkan batuan yang terdiri dari fragmen vulkanik yang berasal dari berbagai sumber dan telah mengalami proses fragmentasi, transportasi, atau pengendapan (seperti yang dijelaskan dalam klasifikasi Fisher (1961)).

Batuan piroklastik adalah jenis batuan yang terbentuk dari fragmen vulkanik yang berasal dari letusan gunung berapi. Namun, masalah muncul dalam mendefinisikan apa yang dimaksud dengan "piroklast" secara konsisten. Piroklast, menurut definisi Fisher dan Schmincke (1984), adalah fragmen yang dibawa oleh aliran vulkanik dan kemudian terendapkan melalui lubang vulkanik selama letusan gunung berapi. Meskipun demikian, beberapa ahli mendefinisikan piroklast sebagai partikel yang terbentuk khusus dalam letusan eksplosif yang dihasilkan oleh ekspansi gas magmatik. Penggunaan istilah ini menjadi bermasalah karena banyak proses vulkanik yang penting saat menghasilkan fragmen vulkanik dalam jumlah besar yang tidak dapat dianggap sebagai "piroklast", termasuk endapan aliran piroklastik yang terbentuk saat kubah lava runtuh.

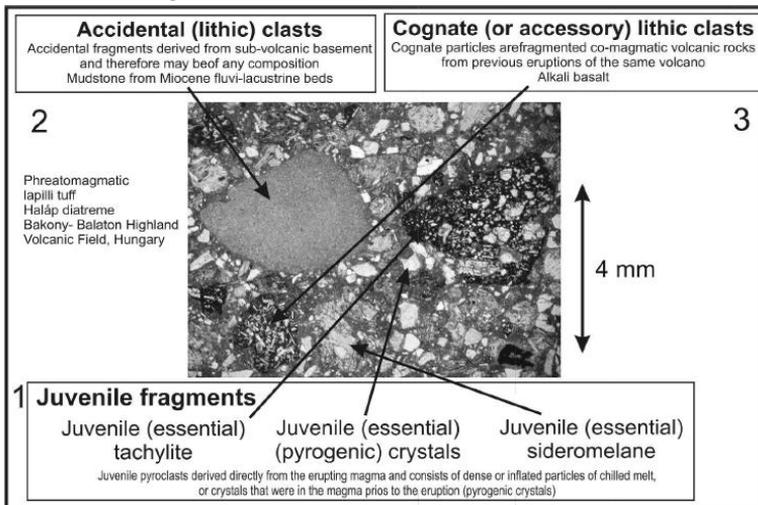
Saat ini, terdapat empat pendekatan berbeda untuk mengklasifikasikan batuan vulkanik yang mengalami fragmentasi. Salah satu sistem terminologi tertua yang masih banyak digunakan diperkenalkan pada awal tahun 1960-an (Fisher, 1961, 1966; Fisher dan Schmincke, 1984, 1994) dan sering digunakan dalam buku "Pyroclastic Rocks" (Fisher dan Schmincke, 1984). Pada akhir tahun 1980-an, karya penting lainnya digunakan untuk memperluas penggunaan berbagai istilah, banyak di antaranya didasarkan pada metode analisis fasies yang digunakan dalam studi sedimen biasa yang kemudian

dirangkum dalam buku "Volcanic Successions" (*Cas dan Wright, 1987*). Pada awal tahun 1990-an, kebutuhan akan klasifikasi yang lebih sistematis untuk batuan vulkanik fragmental mendorong pengembangan sistem terminologi yang lebih logis, berdasarkan proses transportasi dan pengendapan fragmen vulkanik, yang kemudian disajikan dalam buku "Volcanic Textures" (*McPhie dkk., 1993*).

Akibatnya, saat ini ada setidaknya tiga sistem terminologi yang berbeda yang digunakan secara luas dalam literatur vulkanologi, yang dapat menyebabkan kebingungan. Penelitian terbaru, terutama dalam konteks letusan vulkanik bawah laut (*White dkk., 2003*), interaksi magma-air yang mendorong letusan freatomagmatik (*Ross dkk., 2005; Ross dan White, 2005b, 2005a; Martin dkk., 2007*), sistem lahar (*Manville dkk., 2002; Segsneider dkk., 2002; Manville dan White, 2003*), dan penelitian tentang aliran massa vulkanik (*Calder dkk., 2000; Legros dan Marti, 2001; Roche dkk., 2002; Freundt 2003; Hakonardottir dkk., 2003; Felix dan Thomas, 2004; Lube dkk., 2004; Schwarzkopf dkk., 2005; Lube dkk., 2007*) menunjukkan perlunya penyatuan klasifikasi genetik yang ada untuk penentuan batuan vulkanik fragmental. Baru-baru ini, telah diusulkan sebuah sistem terminologi baru yang menggabungkan elemen-elemen dari sistem klasifikasi sebelumnya menjadi sistem terminologi yang lebih sederhana dan mudah digunakan (*White dan Houghton, 2006*), yang akan dibahas lebih lanjut di bawah ini.

Kini, ada dua jenis definisi yang digunakan untuk mengklasifikasikan batuan vulkaniklastik yang langsung terbentuk dari letusan gunung berapi sebagai endapan vulkaniklastik primer. Kedua definisi ini didasarkan pada ukuran partikel batuan/endapan. Salah satu definisi hanya berlaku untuk batuan piroklastik (*Fisher dan Schmincke, 1984*), sementara yang lainnya berlaku untuk

semua jenis batuan vulkaniklastik dan awalnya digunakan dalam ilmu sedimentologi klastik (Cas dan Wright, 1987; Mcphie dkk., 1993). Sebelum membahas lebih lanjut tentang sistem terminologi yang ada dan yang baru, mari memahami karakteristik dasar dari tekstur batuan vulkanik yang mengalami fragmentasi. Karakteristik ini, bersama dengan sebaran ukuran partikel di dalam batuan vulkanik fragmental/endapan, adalah parameter utama dalam mengklasifikasikan batuan vulkanik fragmental (klastik).



Gambar 1.1 Penerapan terminologi Fisher and Schmincke (1984) untuk batuan piroklastik dari diatrema berumur Mio/Pliocene Bakony-Balaton Highland Volcanic Field.

KOMPONEN UMUM DALAM BATUAN VULKANIKLASTIK

Batuan fragmental adalah campuran fragmen dari berbagai asal yang terpadu menjadi satu endapan. Setelah mengalami proses diagenesis, endapan ini berubah menjadi batuan (lihat Gambar 1.1 dan Gambar 1.2). Fragmen ini dapat memiliki beragam komposisi dan proporsi dalam batuan/endapan vulkanik fragmental. Proporsi, komposisi, dan sebarannya akan membentuk

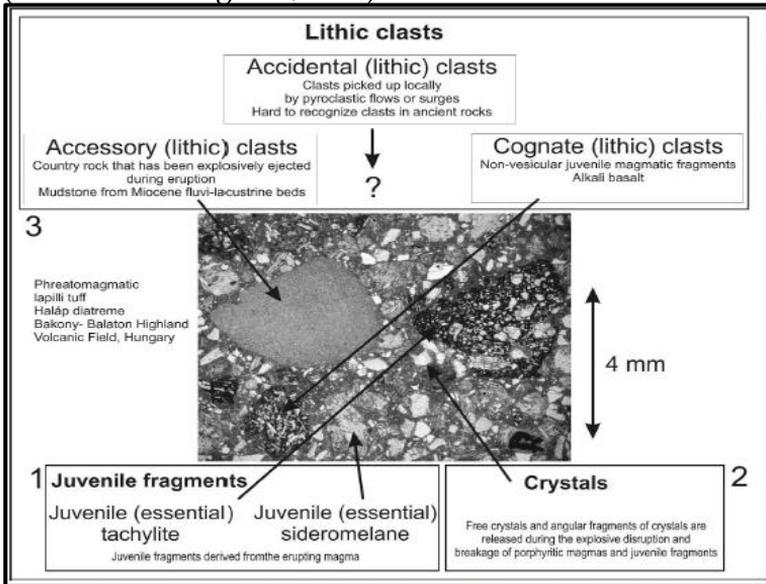
tekstur unik dalam batuan, yang mencerminkan bagaimana proses fragmentasi, transportasi, pengendapan, dan perubahan sejarah batuan vulkanik fragmental terjadi. Jenis fragmen utama dalam batuan vulkanik fragmental meliputi fragmen juvenil, fragmen litik aksidental, dan fragmen litik aksesori (Fisher dan Schmincke, 1984; *Cas dan Wright*, 1987; Mcphie dkk., 1993).

- Fragmen juvenil berasal langsung dari bahan magma vulkanik yang dilepaskan selama letusan gunung berapi, dan biasanya memiliki karakteristik spesifik dari komposisi magma tersebut.
- Fragmen litik aksidental terbentuk dari batuan yang sudah ada sebelumnya dan terbawa oleh aliran piroklastik atau proses vulkanik lainnya. Fragmen ini tidak berasal dari material magma yang meletus.
- Fragmen litik aksesoris juga berasal dari batuan sebelumnya, tetapi memiliki karakteristik khusus dan tidak biasanya ditemukan dalam sumber batuan utama.

Dalam batuan vulkaniklastik, kombinasi dan distribusi dari jenis-jenis fragmen ini menciptakan pola yang unik dan memberikan petunjuk tentang sumber magma, jenis letusan, serta proses transportasi dan pengendapan yang terlibat dalam pembentukan batuan tersebut. Perubahan yang terjadi selama diagenesis juga dapat mempengaruhi karakteristik akhir dari batuan padat yang terbentuk.

Terminologi klasifikasi ini telah banyak digunakan, meskipun baru-baru ini telah diusulkan sistem klasifikasi baru untuk komponen fragmen dalam batuan vulkanik fragmental, yang membagi fragmen menjadi tiga kategori: juvenil, litik, dan komposit (White dan Houghton, 2006). Pada sub-bab berikutnya, akan dijelaskan dua sistem klasifikasi utama yang secara klasik digunakan untuk komponen-komponen dalam batuan vulkanik yang mengalami fragmentasi (Fisher dan Schmincke, 1984; *Cas dan Wright*, 1987; Mcphie dkk., 1993). Kemudian, dalam

bagian yang terpisah, kami akan menjelaskan skema klasifikasi komponen baru yang baru-baru ini diusulkan (White dan Houghton, 2006).



Gambar 1.2. Penggunaan Terminologi *Cas dan Wright (1987)* pada Batuan Piroklastik dari Diatreme Mio/Pliocene Bakony-Balaton Highland Volcanic Field.

Fragmen Juvenil

Fragmen juvenil dianggap berasal langsung dari letusan magma, terdiri dari partikel padat atau lelehan dari magma yang mendingin, atau kristal yang terdapat dalam magma sebelum letusan (Fisher dan Schmincke, 1984). Fragmen juvenil biasanya dibedakan berdasarkan penampilannya. Dalam vulkanisme mafik, perbedaan ini memisahkan fragmen juvenil menjadi *tachylite*, *sideromelane*, dan kristal pirogenik (Fisher dan Schmincke, 1984).

- *Tachylite* adalah gelas vulkanik gelap yang diisi dengan mineral yang memiliki penampilan samar. Keberadaan *tachylite* umumnya menunjukkan pendinginan lelehan yang lambat setelah fragmentasi,

umumnya terbentuk dalam sistem transportasi udara (Fisher dan Schmincke, 1984).

- **Sideromelane** adalah lelehan mafik yang dingin dan memiliki sifat gelas, serta transparan (Fisher dan Schmincke, 1984). Keberadaan sideromelane menunjukkan pendinginan yang cepat, seperti dalam situasi magma yang cepat mendingin di air atau kontak dengan air (Fisher dan Schmincke, 1984). Bentuk dan ukuran vesikel di dalam sideromelane dapat beragam, tergantung pada saat vesikulasi magma dan kehadiran mikrolit.
- **Kristal pirogenik** dianggap sebagai fragmen juvenil menurut Fisher dan Schmincke (1984), mewakili kristal yang terdapat dalam lelehan magma sebelum fragmentasi. Dalam klasifikasi *Cas dan Wright* (1987), kristal didefinisikan sebagai kristal bebas dan fragmen bersudut kristal yang terlepas selama ledakan dan kerusakan magma porfiritik dan fragmen juvenil (lihat Gambar 1.1 dan 1.2).

Kehadiran dan proporsi *tachylyte* dan sideromelane dalam sampel batuan tunggal dapat mencerminkan hubungan waktu antara fragmentasi magma dan interaksi magma-air, vesikulasi, dan kristalisasi (Houghton dan Hackett, 1984; Houghton dan Schmincke, 1986; White, 1991, 1996a, 1996b; Houghton dkk. 1999; Németh dkk., 2001).

Fragmen Litik Aksidental dan Aksesori

Fragmen litik aksidental yang didefinisikan oleh Fisher dan Schmincke (1984) berasal dari batuan dasar subvulkanik dan dapat memiliki komposisi apa pun (lihat Gambar 1.1). Dalam skema klasifikasi yang sama, fragmen litik kognat (atau aksesori) didefinisikan sebagai fragmen batuan vulkanik yang terbentuk bersamaan dengan letusan sebelumnya dari gunung berapi yang sama. Dalam terminologi *Cas dan Wright* (1987), fragmen litik aksidental (lihat Gambar 1.2) didefinisikan sebagai batuan yang terlempar secara eksplosif selama letusan. Fragmen

litik kognat menurut *Cas dan Wright (1987)* (lihat Gambar 1.2) adalah fragmen yang terbawa secara lokal oleh arus horizontal seperti aliran piroklastik atau lonjakan. *Cas dan Wright (1987)* mendefinisikan fragmen litik kognat sebagai fragmen magmatik juvenil yang tidak mengandung vesikel.

HAL-HAL YANG PENTING DALAM ANALISIS BATUAN VULKANIK

• Karakteristik Lapisan

Ketika menganalisis batuan vulkanik, salah satu aspek penting adalah ketebalan lapisannya. Cara umum yang digunakan dalam mengkategorikan ketebalan lapisan dalam batuan vulkanik mirip dengan cara yang digunakan dalam batuan sedimen biasa. Lapisan tipis atau deposit tipis biasanya terkait dengan tephra yang tersebar jauh atau endapan dari aliran piroklastik dengan kepadatan rendah (lihat Gambar 1.3).

Name	Thickness
Very thickly bedded	> 1 m
Thickly bedded	30–100 cm
Medium bedded	10–30 cm
Thinly bedded	3–10 cm
Very thinly bedded	1–3 cm
Thickly laminated	0.3–1 cm
Thinly laminated	< 0.3 cm

Gambar 1.3 Kategori ketebalan lapisan (Ingram, 1954 dalam Fisher dan Schmincke, 1984: hal. 108, tabel 5-5).

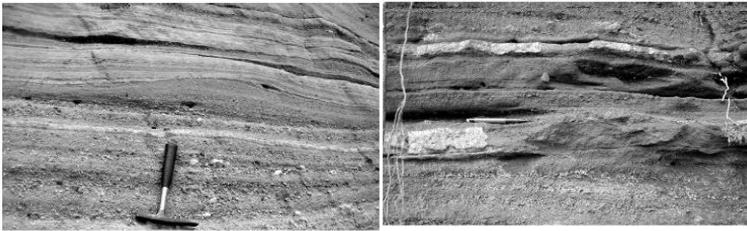
• Tekstur Internal Lapisan

Saat mendeskripsikan batuan vulkanik, harus dilihat juga tekstur internal lapisannya. Lapisan ini bisa tampak padat (tanpa pola internal seperti lapisan tipis) atau memiliki karakteristik tertentu seperti gradasi atau struktur *plate*. Karakteristik tekstur ini membantu dalam memahami bagaimana partikel dalam lapisan tersebut dibawa oleh

aliran dan berinteraksi secara fisik (lihat Gambar 1.4 dan 1.5).

- **Kontinuitas Lapisan**

Penting juga untuk memahami bagaimana lapisan ini berlanjut. Beberapa lapisan mungkin berjalan sejajar, sementara yang lain bisa bergelombang atau bahkan membentuk bukit pasir. Pola kontinuitas ini juga memberikan petunjuk tentang bagaimana partikel-partikel ini dikonservasi secara alami (lihat Gambar 1.4 dan 1.5).



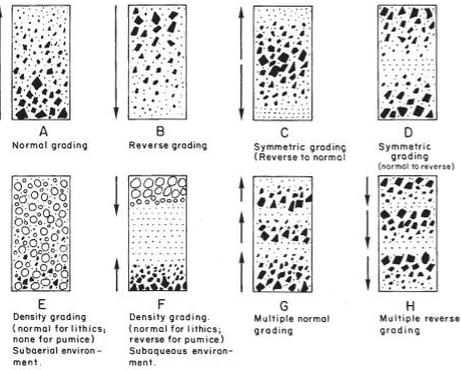
Gambar 1.4. (kiri). Suksesi *tuff lapilli* berlapis (*dune bedded*) (bagian atas section) dari letusan di Ambrym, Vanuatu. Panjang palu 30 cm. **Gambar 1.5 (kanan).** Lapisan *undulating tuff* dari letusan di Ambrym, Vanuatu pada 1913. Panjang pena 15 cm.

- **Pola Distribusi Partikel (Gradasi)**

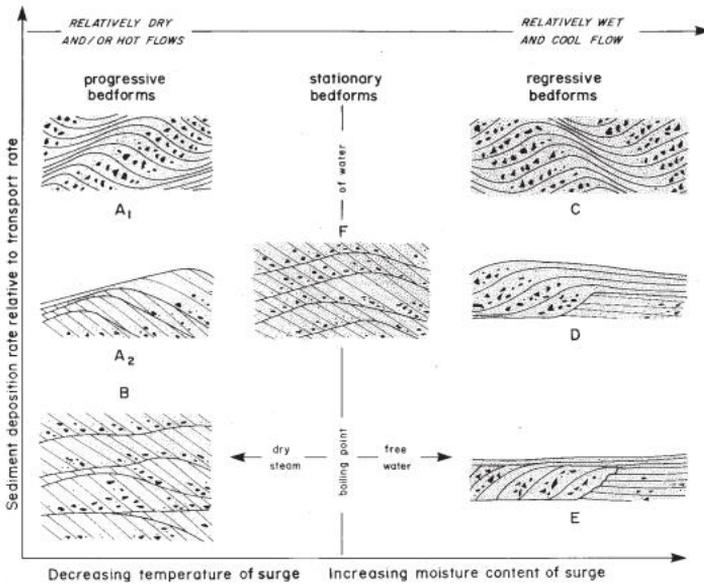
Cara partikel-partikel didistribusikan secara vertikal dalam deposit juga penting. Ini disebut gradasi. Pola ini bisa sangat rumit, namun salah satu yang umum adalah gradasi normal, di mana partikel lebih besar berada di bagian bawah dan yang lebih kecil di bagian atas. Namun, ada juga gradasi yang berjalan terbalik atau campuran (lihat Gambar 1.6 dan 1.7).

- **Kompleksitas Komponen Lapisan Vulkanik**

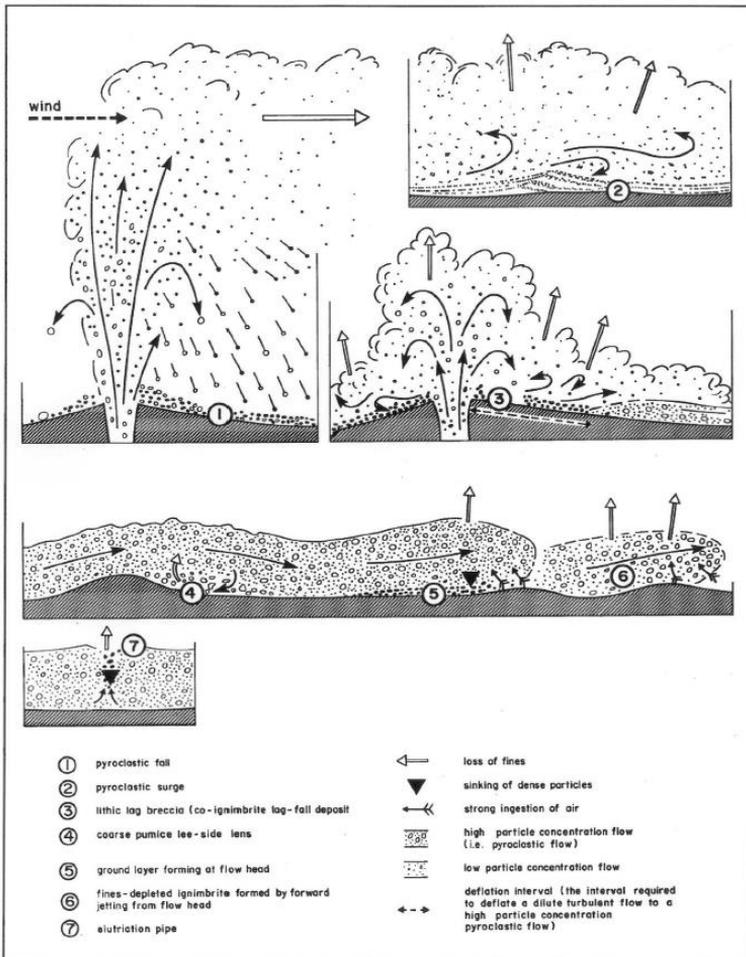
Komponen dalam lapisan batuan vulkanik biasanya lebih kompleks daripada batuan biasa. Mengklasifikasikan komponen ini bisa rumit, terutama dalam hal kepadatan partikel daripada ukuran mereka. Ini terutama berlaku untuk aliran piroklastik berbutir pasir. Perlapisan silang adalah fitur penting dalam menginterpretasi jenis endapan ini (lihat Gambar 1.8).



Gambar 1.6 (kiri). *Normal graded* lapisan lapili pumice dari Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Lapisan tunggal dimulai dari bawah kepala palu. **Gambar 1.7 (kanan).** Jenis-jenis grading (Fisher and Schmincke (1984): hal. 109, gb. 5-1).



Gambar 1.8. Jenis bentuk dasar dari gelombang piroklastik dan stratifikasi silang internal (Allen, 1982, dalam Cas dan Wright, 1987: halaman 215, gambar 7.42). Bentuk ini dipengaruhi oleh laju pengendapan, suhu, dan kadar air.



Gambar 1.9. Model teoritis mengenai perkembangan dari sortasi yang baik (Walker, 1983, dalam *Cas dan Wright*, 1987: halaman 229, gambar 7.46)

• **Perlapisan Silang**

Perlapisan silang adalah fitur penting dalam endapan arus kerapatan piroklastik. Meskipun begitu, juga bisa terjadi selama pergerakan arus yang kuat oleh angin atau air (lihat Gambar 1.8).

- **Sortasi**

Sortasi mengacu pada sejauh mana ukuran partikel dalam batuan beragam. Batuan dengan sortasi baik memiliki partikel yang seragam, sementara batuan dengan sortasi buruk memiliki variasi ukuran partikel yang besar. Dalam batuan vulkanik, sortasi yang baik jarang terjadi, dan yang buruk lebih umum (lihat Gambar 1.9).

KLASIFIKASI BATUAN VULKANIK BERDASARKAN UKURAN BUTIR

Untuk mengklasifikasikan batuan vulkanik berdasarkan ukuran butir, Fisher dan Schmincke (1984) memperkenalkan istilah "inti" sebagai dasar klasifikasi. Istilah "inti" ini mencakup kategori ukuran butir seperti abu dan tuf lapili, mengikuti prinsip pembagian ukuran butir utama yang diperkenalkan oleh Wentworth (1922) dalam sedimentologi klastik normal (lihat Gambar 1.10).

Definisi Piroklastik dalam Terminologi Fisher dan Schmincke (1984)

Dalam pengertian Fisher dan Schmincke (1984), istilah "piroklastik" memiliki makna khusus yang terkait dengan letusan gunung berapi. Fragmen piroklastik merujuk pada fragmen yang terbentuk selama letusan gunung berapi berlangsung, seperti fragmen yang dikeluarkan melalui lubang vulkanik. Definisi ini tidak bergantung pada penyebab letusan atau asal-usul fragmen dengan sangat spesifik (lihat Gambar 1.11). Fisher dan Schmincke (1984) juga membedakan antara fragmen piroklastik dan fragmen hidroklastik. Fragmen hidroklastik adalah fragmen yang terbentuk sebagai hasil interaksi antara magma dan air. Sementara itu, fragmen vulkanik yang terbentuk melalui pelapukan batuan yang sudah ada didefinisikan sebagai fragmen epiklastik (Fisher dan Schmincke 1984). Namun, Cas dan Wright (1987) lebih suka menggunakan istilah "erosi" daripada "pelapukan" untuk menggambarkan fragmen epiklastik (lihat Gambar

1.11). Fragmen yang terbentuk selama fragmentasi mekanis batuan efusif disebut fragmen autoklastik (Fisher dan Schmincke 1984). Ini menciptakan perbedaan yang jelas antara jenis fragmen yang terbentuk sebagai akibat langsung dari letusan gunung berapi (piroklastik), akibat interaksi magma-air (hidroklastik), dari pelapukan batuan yang sudah ada (epiklastik), dan dari fragmentasi mekanis batuan efusif (autoklastik).

U.S. Standard Sieve Mesh	Phi	mm	Wentworth (1922)	National Research Council*
	-12	4096		
	-11	2048	Boulder gravel	VL boulders
	-10	1024		L boulders
	-9	512		M boulders
	-8	256		S boulders
	-7	128	Cobble gravel	L cobbles
	-6	64		S cobbles
	-5	32	Pebble gravel	VC gravel
	-4	16		C gravel
	-3	8		M gravel
5/16	-2	4		F gravel
5	-1	2	Granule gravel	VF gravel
10	0	1	VC sand	VC sand
18	1	1/2	C sand	C sand
35	2	1/4	M sand	M sand
60	3	1/8	F sand	F sand
120	4	1/16	VF sand	VF sand
230	5	1/32	Silt	C silt
	6	1/64		M silt
	7	1/128		F silt
	8	1/256		VF silt
	9	1/512	Clay	C clay-size
	10	1/1024		M clay-size
	11	1/2048		F clay-size
	12	1/4096		VF clay-size

* VL=very large, L=large, M=medium, S=small, VC=very coarse, C=coarse, F=fine, VF=very fine

Gambar 1.10. Terminologi dan Istilah Ukuran Butir (Wentworth, 1992 dalam Fisher and Schmincke, 1984: hal. 119, Tabel 5-7)

Clast size	Pyroclast	Pyroclastic deposit	
		Mainly unconsolidated: tephra	Mainly consolidated: pyroclastic rock
64 mm	Block, bomb	Agglomerate, bed of blocks or bomb, block tephra	Agglomerate, pyroclastic breccia
	Lapillus	Layer, bed of lapilli or lapilli tephra	Lapillistone
2 mm	Coarse ash grain	Coarse ash	Coarse (ash) tuff
1/16 mm	Fine ash grain (dust grain)	Fine ash (dust)	Fine (ash) tuff (dust tuff)

Gambar 1.11. Klasifikasi granulometrik piroklastik dan endapan piroklastik unimodal yang telah diurutkan. (Schmid, 1981 dalam Fisher and Schmincke, 1984: hal. 90, tabel 5-1).

Fragmen Aloklastik dalam Terminologi Fisher dan Schmincke (1984)

Dalam terminologi Fisher dan Schmincke (1984), istilah "fragmen aloklastik" mengacu pada fragmen yang terbentuk melalui gangguan pada batuan vulkanik yang sudah ada sebelumnya sebagai akibat dari proses pembekuan. Dengan kata lain, fragmen aloklastik terbentuk, salah satunya, melalui proses yang melibatkan pembekuan batuan intrusif di dalam batuan. Ini dapat terjadi dengan atau tanpa keterlibatan langsung magma dalam proses tersebut.

Perbedaan Antara Endapan/Batuan Piroklastik dan Epiklastik

Dalam kerangka terminologi Fisher dan Schmincke (1984) dalam Schmid (1981), perbedaan antara endapan/batuan piroklastik dan epiklastik juga diperkenalkan (lihat Gambar 1.12). Endapan/batuan piroklastik adalah hasil dari fragmen yang terbentuk secara langsung dari letusan gunung berapi dan dikeluarkan melalui lubang vulkanik. Di sisi lain, fragmen epiklastik terbentuk melalui pelapukan atau erosi batuan vulkanik yang telah ada sebelumnya, bukan dari letusan langsung. Konsep ini membantu dalam membedakan antara sumber fragmen

dan asal-usul endapan/batuan dalam konteks vulkanologi (lihat Gambar 1.13).

Pentingnya Kelas Ukuran Butir dalam Menentukan Batuan Piroklastik (Fisher 1966)

Pada Gambar 1.14, ditekankan bahwa batuan piroklastik secara fundamental ditentukan oleh kelas ukuran butir mereka, dengan referensi pada konsep yang diperkenalkan oleh Fisher pada tahun 1966. Ini menunjukkan bahwa karakteristik ukuran butir dalam batuan piroklastik memiliki peran utama dalam pengklasifikasian dan pemahaman sifat-sifat batuan ini.

Penjelasan lebih lanjut tentang pentingnya kelas ukuran butir dalam batuan piroklastik dapat menyertakan:

- **Definisi Kelas Ukuran Butir:** Kelas ukuran butir mengacu pada kisaran ukuran partikel yang ada dalam batuan. Ini termasuk partikel-partikel seperti debu halus hingga pecahan-pecahan yang lebih besar.
- **Klasifikasi Batuan Piroklastik:** Kelas ukuran butir adalah kriteria utama dalam mengklasifikasikan jenis-jenis batuan piroklastik. Berdasarkan kisaran ukuran partikel, batuan piroklastik dapat dikategorikan menjadi berbagai jenis seperti abu vulkanik, lapili, dan blok vulkanik.
- **Interpretasi Proses Vulkanik:** Karakteristik ukuran butir dapat memberikan petunjuk tentang proses-proses vulkanik yang terlibat dalam pembentukan batuan piroklastik. Ukuran butir yang berbeda dapat menunjukkan intensitas letusan, tingkat fragmentasi magma, dan jarak transportasi material vulkanik.
- **Analisis Lingkungan Vulkanik:** Dalam pengamatan lapangan, analisis ukuran butir dapat membantu mengidentifikasi lingkungan vulkanik yang berbeda, seperti letusan eksplosif versus letusan non-eksplosif, serta jarak dari pusat letusan.
- **Studi Sifat Fisik:** Kelas ukuran butir juga berhubungan dengan sifat fisik batuan, seperti

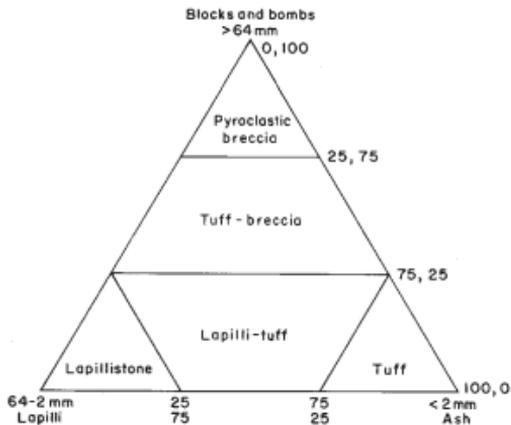
permeabilitas, porositas, dan kepadatan. Ini memiliki implikasi dalam pengertian tentang bagaimana batuan tersebut dapat mempengaruhi lingkungan sekitarnya.

Pyroclastic*		Tuffites (mixed pyroclastic- epiclastic)	Epiclastic (volcanic and/or nonvolcanic)	Average clast size (mm)
Agglomerate, agglutinate pyroclastic breccia	}	Tuffaceous conglomerate, tuffaceous breccia	Conglomerate, breccia	64
Lapillistone				
(Ash) tuff	coarse	Tuffaceous sandstone	Sandstone	2
	fine	Tuffaceous siltstone	Siltstone	1/16
		Tuffaceous mudstone, shale	Mudstone, shale	1/256
100%	75%		25%	0% by volume
		(increase)	Pyroclasts	
		(increase)	Volcanic + nonvolcanic epiclasts (+ minor amounts of biogenic, chemical sedimentary and authigenic constituents)	

Gambar 1.12. Istilah yang digunakan untuk menggambarkan batuan campuran antara material piroklastik dan epiklastik (Schmid, 1981 dalam Fisher and Schmincke, 1984: hal. 91, tabel 5-2). Tanda '*' mengindikasikan hubungan dengan material piroklastik seperti yang terlihat pada Gambar 1.11.

Grainsize (mm)	Pyroclastic fragments		Name of unconsolidated aggregate	Lithified equivalent
		round and fluidally shaped		
		angular		
	coarse		agglomerate (bombs)	agglomerate (bombs)
256	-----	bombs	or	or
	fine		pyroclastic breccia	pyroclastic breccia
64	-----	lapilli	lapilli deposit	lapillistone
2	-----			
	coarse			
1/16	-----	ash	ash deposit	tuff
	fine			

Gambar 1.13. Batas ukuran butir yang memisahkan fragmen dan agregat piroklastik (Fisher, 1966 dalam Cas dan Wright, 1987: hal. 354, tabel 12.5).



Gambar 1.14 Sifat dasar batuan piroklastik yang ditentukan oleh kelas ukuran butirnya (Fisher, 1966).

Klasifikasi Batuan Vulkanik Menurut *Cas dan Wright* (1987)

Dalam penggunaan terminologi *Cas dan Wright* (1987), klasifikasi batuan vulkanik berfokus pada penggunaan istilah inti untuk menggambarkan endapan dan batuan piroklastik. Berikut adalah penjelasan lebih lanjut tentang istilah-istilah yang digunakan dalam klasifikasi ini:

- **Abu dan Tufa:** Istilah "abu" merujuk pada partikel-partikel halus yang dihasilkan oleh letusan gunung berapi. Sementara itu, "tufa" mengacu pada batuan yang terbentuk dari pengendapan abu vulkanik yang mengeras. Ini adalah istilah penting untuk menggambarkan endapan dan batuan piroklastik yang terkait dengan letusan gunung berapi.
- **Granular Hyaloclastite:** Istilah ini digunakan untuk menggambarkan endapan autoklastik, yang terbentuk akibat fragmentasi batuan oleh proses vulkanik. "Granular" mengacu pada struktur butiran dalam endapan tersebut, sementara "hyaloclastite" mengindikasikan bahwa endapan ini terbentuk oleh pelapukan batuan saat dalam berada dalam kondisi panas oleh air, menghasilkan fragmen gelas vulkanik.

Ini adalah cara untuk mendeskripsikan endapan yang mungkin memiliki tekstur granular dan terbentuk melalui proses pelapukan panas.

- **Granular-Autobreccia atau Hyaloclastic atau Autoclastic Sandstone:** Istilah-istilah ini merujuk pada variasi endapan *autoclastic*, yang bisa mencakup campuran batuan vulkanik dan fragmen klastik yang terfragmentasi. "*Granular-autobreccia*" menggambarkan endapan dengan fragmen-fragmen berbutir halus yang terfragmentasi, "*hyaloclastic*" mengacu pada fragmen gelas vulkanik yang dihasilkan dari pelapukan panas batuan, dan "*autoclastic sandstone*" menggambarkan endapan pasir yang terbentuk melalui proses autoclastic.
- **Proses Vulkanik Primer dan Proses Permukaan Sekunder:** *Cas dan Wright (1987)* mengklasifikasikan fragmen dalam batuan vulkaniklastik berdasarkan asal usul proses pembentukan mereka. Fragmen dapat dihasilkan oleh proses vulkanik primer, yang terjadi selama letusan gunung berapi, seperti letusan letusan piroklastik. Fragmen juga dapat terbentuk melalui proses permukaan sekunder, seperti pelapukan batuan, pembentukan gelombang besar, atau erosi. Ini membantu dalam membedakan bagaimana fragmen tersebut terbentuk dan bagaimana mereka terakumulasi dalam batuan vulkanik.
- **Tekstur Serupa dari Proses Utama:** Klasifikasi ini mencatat bahwa kedua jenis proses utama, yaitu proses vulkanik primer dan proses permukaan sekunder, dapat menghasilkan jenis tekstur yang serupa dalam batuan vulkaniklastik. Hal ini menunjukkan bahwa pengamatan tekstur sendiri mungkin tidak selalu cukup untuk secara definitif membedakan asal usul fragmen. Dalam beberapa kasus, diperlukan analisis lebih lanjut untuk memahami apakah fragmen itu berasal dari letusan gunung berapi atau proses permukaan sekunder.

BAB II

AKTUALISASI ILMU GEOLOGI DALAM BIDANG VULKANOLOGI

Batuan vulkanik memainkan peran penting dalam sejarah geologi. Batuan vulkanik yang berumur tua dan telah mengalami erosi menyimpan informasi tentang proses vulkanik dan lingkungan erupsinya. Studi batuan vulkanik dapat memberikan informasi penting tentang lingkungan fisik, iklim, lingkungan erupsi, struktur cekungan sedimen, kondisi hidrologi, dan evolusi tektonik wilayah tempat batuan tersebut terbentuk. Dalam hal ini, studi batuan vulkanik bermanfaat untuk memahami sejarah geologi. Oleh sebab suatu gunung berapi terbentuk dalam kluster dan umumnya aktif selama jutaan tahun, informasi yang diperoleh dari studi batuan vulkanik dapat mencakup rentang waktu yang panjang. Hal ini dapat memberikan wawasan tentang evolusi daerah dalam skala waktu jutaan tahun (Condit dan Connor 1996; Conway dkk., 1998; Connor dan Conway, 2000; Connor dkk., 2000).

Gunung berapi komposit menghasilkan deposisi sedimen vulkanik yang besar. Gunung berapi komposit memiliki potensi menghasilkan produk letusan besar yang mempengaruhi area yang luas. Deposisi sedimen vulkanik dari gunung berapi ini dapat mengganggu proses normal sedimentasi silisiklastik atau karbonaklastik (Fisher dan Smith, 1991). Diagenesis dan metamorfosis pada batuan vulkanik berumur tua dapat menghasilkan fitur khas yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi proses dalam sistem letusan vulkanik. Studi batuan vulkanik harus membandingkan batuan vulkanik yang terendapkan dengan sedimen vulkanik dan fasies kohesif dari vulkanisme muda yang aktif. Hal ini untuk memastikan bahwa batuan vulkanik yang

dipelajari tidak mengalami perubahan signifikan akibat diagenesis atau metamorfosis.

JENIS GUNUNG BERAPI BERAGAM DALAM UKURAN, BENTUK, DAN KOMPOSISI

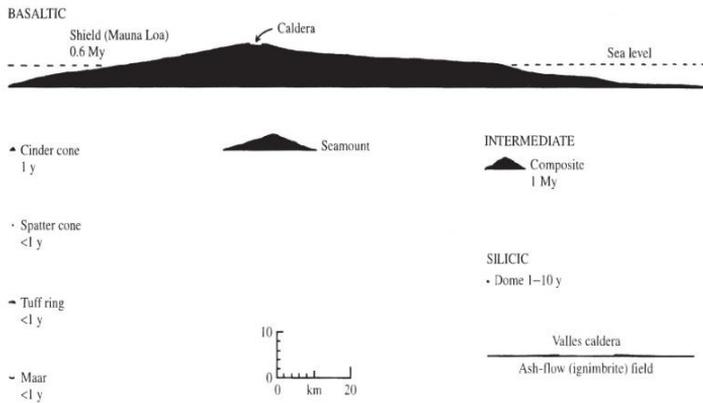
Gunung berapi dapat memiliki ukuran, bentuk, dan komposisi yang sangat beragam (lihat Gambar 2.1). Kerucut skoria adalah bentuk gunung berapi yang paling umum di Bumi (Cas dan Wright 1988). Kerucut skoria biasanya tidak lebih tinggi dari beberapa ratus meter, dan deposit piroklastik biasanya terbatas pada kerucut gunung berapi (Cas dan Wright, 1988; Vespermann dan Schmincke, 2000; Schmincke, 2004).

Gunung berapi komposit adalah gunung berapi yang memiliki fase letusannya lebih panjang. Gunung berapi ini dapat menghasilkan produk letusan besar yang mempengaruhi area yang luas (Thordarson dan Self, 1993; Martin dan Nemeth, 2006). Gunung berapi skoria biasanya meletus selama beberapa hari saja. Namun, ada juga yang meletus selama bertahun-tahun, seperti Paricutin di Meksiko (Foshag dan Gonzales, 1956; Luhr dan Simkin, 1993). Maars dan cincin tuff terbentuk dari interaksi antara magma dan air. Gunung berapi ini biasanya tidak bertahan lama, hanya beberapa hari (Pirrung dkk., 2001, 2003; Vass dkk., 2000).

Proses Sedimentasi di Sekitar Gunung Berapi

Gunung berapi dapat menghasilkan berbagai produk sedimentasi, termasuk aliran piroklastik, aliran lava, dan material efusif lainnya. Aliran piroklastik dapat terdeposisi di sekitar gunung berapi dalam berbagai bentuk, termasuk lapisan, gulungan, dan aliran. Aliran lava dapat terdeposisi di sekitar gunung berapi dalam berbagai bentuk, termasuk aliran, kerucut, dan lereng. Material efusif lainnya dapat terdeposisi di sekitar gunung berapi dalam berbagai bentuk, termasuk endapan aliran

air, endapan angin, dan endapan longsor (Fisher dan Schmincke, 1984; Cas dan Wright, 1987).



Gambar 2.1. Diagram komparatif dari berbagai bentuk vulkanik (Best, 2003: hal. 246, gb.10.6).

Gunung berapi muda dapat menghasilkan catatan vulkanik yang kaya akan informasi. Studi tentang gunung berapi muda dapat membantu dalam memahami proses vulkanik dan bagaimana mereka menghasilkan berbagai produk sedimentasi. Studi ini juga dapat membantu memahami bagaimana gunung berapi dapat mempengaruhi lingkungan di sekitarnya (Fisher dan Smith, 1991; Ort, 1994). Sementara itu, danau gunung berapi dapat menjadi lingkungan yang kaya akan sedimentasi vulkanik. Deposisi sedimen di dalam danau gunung berapi dapat dipengaruhi oleh berbagai faktor, termasuk ukuran dan bentuk danau, aktivitas gunung berapi, dan kondisi lingkungan (Schmincke, 2004; Cronin dkk., 1996).

Deposisi Piroklastik dengan Sistem Transportasi

Piroklastik, yang merupakan partikel yang dikeluarkan melalui lubang gunung berapi (Fisher dan Schmincke

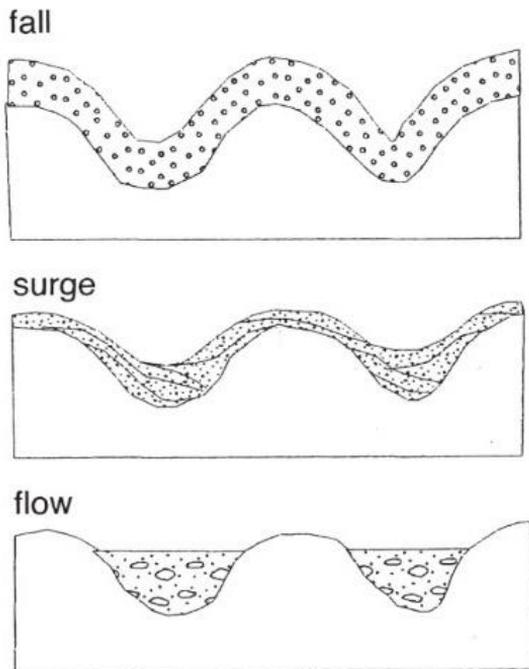
1984), adalah produk utama dari letusan gunung berapi. Setelah dikeluarkan dari ventilasi vulkanik, piroklastik diangkut ke lokasi deposisi. Terdapat beberapa parameter fisik utama yang mengendalikan proses transportasi dan posisi piroklastik ini, seperti yang ditegaskan oleh Wilson dan Houghton (2000), yakni:

- **Kohesi Partikel:** merujuk pada tingkat kelembapan atau kejenuhan piroklastik. Kohesi ini sangat menentukan dalam membentuk lapisan deposisi dan lapisan lapilli di sekitar gunung berapi (Lorenz, 1973).
- **Jalur Partikel:** mengacu pada jalur yang ditempuh oleh partikel dalam aliran piroklastik.
- **Ukuran Partikel:** merupakan ukuran fisik dari partikel piroklastik.
- **Kepadatan Partikel Piroklastik:** merujuk pada kerapatan atau kepadatan partikel itu sendiri.

Rasio kohesi dan jalur partikel sangat krusial dalam menentukan tingkat pembentukan lapisan deposisi dan lapisan lapilli di sekitar gunung berapi (Lorenz, 1973). Rasio antara jalur dan kohesi partikel juga mempengaruhi fenomena likuifaksi dalam aliran piroklastik. Partikel dengan rasio jalur dan kohesi tinggi mungkin dapat membentuk pembukaan vulkanik seperti yang dijelaskan oleh Moore (1974). Di bagian bawah cerobong vulkanik, pengendapan vulkanik dengan tekstur "sedimen normal" dan yang mengalami likuifaksi dapat terbentuk (Yamamoto dkk., 1997, 2000).

Piroklastik dari ventilasi yang berbeda, termasuk aliran vulkanik dan "saluran", menumpuk dalam suatu sistem yang kompleks (Fisher, 1961). Aliran vulkanik dan aliran "saluran" memiliki partikel dengan rasio jalur dan kohesi yang berbeda. Partikel piroklastik yang dikeluarkan oleh aliran vulkanik bersifat gembur dan sangat kurang kohesif (Branney dan Kokelaar, 2002), sementara aliran "saluran" biasanya memiliki kohesi yang lebih tinggi. Dengan demikian, melalui analisis rasio jalur dan kohesi

partikel piroklastik, dapat diidentifikasi berbagai posisi aliran piroklastik dalam stratigrafi klasik, termasuk dalam bentuk tanah vulkanik. Identifikasi jenis dan posisi aliran vulkanik ini dapat digunakan untuk merekonstruksi letusan vulkanik yang berbeda dalam catatan batuan zaman dahulu.



Gambar 2.1 Diagram skematik dari fitur pengendapan piroklastik *fall*, *surge*, dan *flow* (Wilson dan Houghton, 2000: hal. 550, gb.5).

Secara sederhana, selama guguran piroklastik (lihat Gambar 2.2), parameter-parameter utama yang mengendalikan adalah lintasan vertikal dan rendahnya konsentrasi partikel padat. Faktor-faktor ini mengakibatkan pengembangan perlapisan dan karakteristik yang lebih teratur pada lapisan-lapisan yang diendapkan dari piroklast jatuhan (*fall*). Dalam situasi piroklastik serukan (*surge*), lintasan horizontal dan konsentrasi partikel yang rendah dalam sistem

transportasi yang bergejolak menyebabkan morfologi yang membentuk depresi/rendahan, kadang-kadang disertai dengan bidang perlapisan yang terdeposisi pada elevasi tertinggi topografi (lihat Gambar 2.2). Endapan yang kaya dengan tekstur silang siur akan diendapkan dalam bidang perlapisan yang cukup teratur, dengan matriks yang kaya, dan lapisan-lapisan piroklastik yang umumnya tipis.

Pada piroklastik aliran (*flow*), lintasan horizontal, konsentrasi partikel tinggi, dan struktur aliran laminar yang didominasi oleh agen transportasi mengarah pada penumpukan endapan piroklastik dalam posisi terendah topografi (lihat Gambar 2.2). Endapan aliran piroklastik cenderung bersifat masif, tidak terurut, memiliki strata, dan matriks yang lemah. Selama transisi erupsi antara piroklastik aliran (*flow*) dan seruakan (*surge*), perubahan dapat terjadi, terutama karena fluktuasi konsentrasi partikel selama letusan.

Endapan dari Gunung Berapi Muda beserta Catatan Vulkanik

Dalam studi geologi lapangan pada area vulkanik, ada dua tujuan utama yang akan dicapai (Fisher dan Smith 1991; Ort 1994). Pertama, digunakan wawasan tentang materi dan mekanisme aliran magma dalam kerucut gunung berapi untuk mengidentifikasi proses primer yang dapat diamati dalam "bentuk vulkanik". Kedua, memeriksa komponen tekstur dalam stratigrafi dan sedimentologi yang menggambarkan ekspresi fisik aliran piroklastik dalam kondisi pelapukan dan pengendapan, serta dalam struktur lingkungan aliran air danau, untuk mengidentifikasi proses yang berkontribusi pada pengendapan vulkanik setelah erosi terjadi.

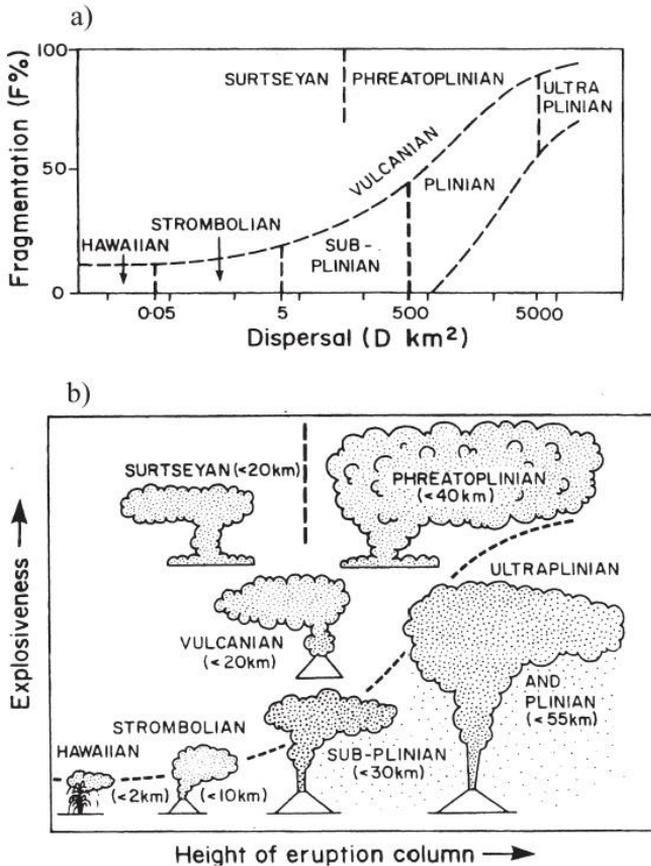
Deposisi sedimen dan material vulkanik yang dihasilkan oleh gunung berapi muda, termasuk seluruh kompleksitas dari kerucut gunung berapi hingga kondisinya setelah keruntuhan, dapat diilustrasikan dengan baik oleh gunung berapi modern seperti Mount St. Helens (Crisp, 1984) dan Soufriere Hills, Montserrat (Young dkk., 2004). Studi yang mendalam tentang lingkungan pelapukan dan pengendapan di dalam danau gunung berapi dapat memberikan wawasan tentang kontribusi material tephra dan efusif dalam pembentukan sedimen vulkanik.

Studi mengenai gunung berapi muda dan bahan vulkanik terkait dapat memberikan wawasan yang sangat baik tentang deposisi dan evolusi sistem vulkanik. Ini penting untuk memahami hubungan antara produk vulkanik, mekanisme pembentukan kerucut, serta pengaruh aliran piroklastik terhadap lingkungan erosi dan pengendapan, yang dapat dilihat dari struktur sedimen dan lingkungan. Secara keseluruhan, penelitian mengenai batuan vulkanik purba harus didasarkan pada pemahaman yang solid tentang catatan batuan vulkanik modern, dengan perhatian khusus pada hubungan antara proses primer dan deposisi sekunder. Hal ini akan sangat memungkinkan untuk membangun interpretasi yang lebih akurat mengenai sejarah geologi dan lingkungan dari wilayah vulkanik purba, serta menunjukkan perbedaan yang dapat diamati dalam lingkungan vulkanik berdasarkan catatan batuan zaman dahulu dan modern.

KLASIFIKASI JENIS LETUSAN BERDASARKAN KARAKTERISTIK DEPOSIT JATUHAN DAN JENIS FRAGMENTASI MAGMA

Klasifikasi jenis fragmentasi magma pada letusan vulkanik dalam sistem vulkanik modern biasanya dilakukan berdasarkan pada deposit endapan piroklastik

yang dihasilkan oleh letusan (Walker, 1973). Dalam skema klasifikasi ini, tingkat fragmentasi dan diferensiasi magma diperhitungkan (Walker, 1973). Tingkat fragmentasi magma memiliki keterkaitan yang erat dengan ukuran partikel produk erupsi (semakin halus ukuran partikel, semakin tinggi tingkat fragmentasi). Tinggi rendahnya kolom letusan juga berkorelasi dengan tingkat fragmentasi (Walker, 1973); semakin tinggi kolom letusan, semakin tinggi tingkat fragmentasi.



Gambar 2.3. Diagram Dispersi dan Fragmentasi pada Jenis Letusan. a) Diagram dispersi (d) dan fragmentasi (F) menunjukkan berbagai jenis letusan (Walker, 1973). b) Diagram ringkas yang menjelaskan perbedaan antara berbagai jenis letusan vulkanik (Cas dan Wright, 1988: hal. 130.)

Berbagai diagram empiris untuk menyimulasikan jenis letusan telah banyak dibuat (lihat Gambar 2.3). Banyak di antaranya merujuk pada letusan sejarah tertentu, terutama jenis letusan yang pertama kali dijelaskan di lokasi-lokasi tertentu. Berbagai macam jenis letusan, seperti Plinian dan Vesuvian telah dibuat dan keduanya merujuk pada letusan Vesuvius pada tahun 79 Masehi. Karakteristik gaya letusan ini menghasilkan tantangan dalam interpretasi endapan geologi. Pada catatan batuan piroklastik yang lebih tua, terutama yang mewakili fasies distal yang terakumulasi secara terbatas, lapisan-lapisan piroklastik seringkali mewakili kondensasi dari beberapa jenis gaya letusan yang terjadi dalam periode waktu yang relatif singkat. Selain itu, gaya letusan juga dapat bervariasi seiring waktu. Pengamatan gunung berapi aktif menunjukkan bahwa gaya letusan dapat berubah dalam hitungan jam hingga beberapa hari. Karakteristik tephra yang dihasilkan mencerminkan berbagai gaya letusan.

Pada sistem vulkanik yang lebih muda, stratigrafi tephra yang terperinci memungkinkan setiap lapisan tephra diatribusikan pada satu gaya letusan tunggal. Dalam lingkungan geologis yang lebih muda seperti ini, perubahan bahkan yang halus dalam gaya fragmentasi dan penyebaran tephra dalam suatu peristiwa dapat dihubungkan dengan perubahan dinamika letusan. Namun, dalam pengaturan geologis yang lebih tua, di mana hanya sebagian kecil dari urutan tephra yang terjaga dalam setiap lapisan piroklastik.

Interpretasi Endapan Piroklastik Purba dan Kerumitannya

Interpretasi endapan piroklastik yang terjadi karena letusan individu dengan gaya berbeda dapat mencerminkan catatan komposit dari siklus erupsi lengkap atau hanya variasi temporal dalam siklus erupsi satu peristiwa vulkanik tunggal. Oleh karena itu,

interpretasi yang tepat dari endapan piroklastik purba memerlukan analisis sedimentologi yang sangat cermat untuk menentukan kerangka waktu di mana suksesi ini terbentuk. Namun, dalam kasus interpretasi gaya letusan tertentu, perlu diwaspadai terhadap kemungkinan kesalahan. Gunung berapi seperti Hawaii atau Stromboli, misalnya, menghasilkan serangkaian peristiwa erupsi yang jauh lebih kompleks daripada hanya letusan sederhana dari gunung berapi tersebut.

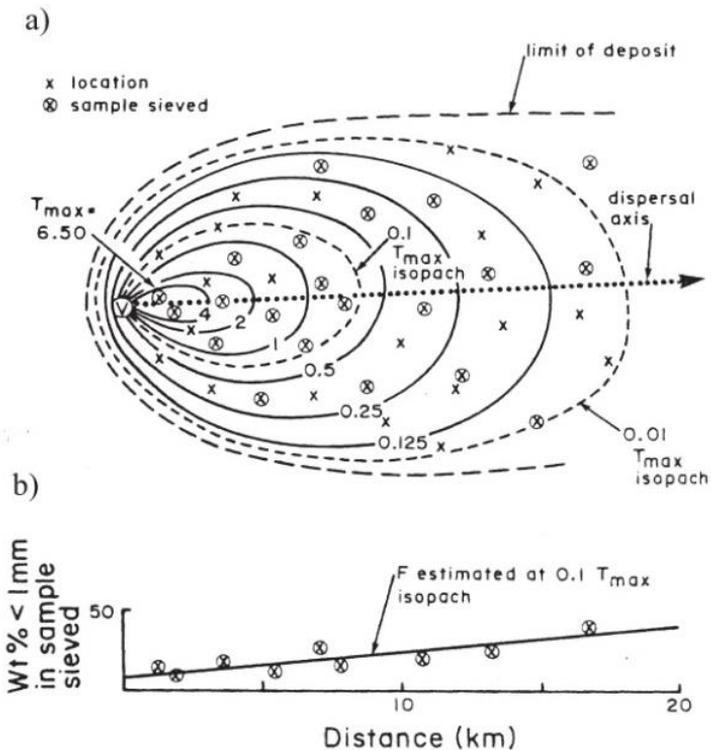
Di Hawaii, interaksi antara magma dan air dari waktu ke waktu dapat memicu letusan phreatomagmatik yang sangat eksplosif, menghasilkan tephra phreatomagmatik seperti Kandakoi (Mcphie dkk., 1990) atau Uwek. Jenis letusan seperti ini secara signifikan berbeda dari letusan gaya Hawaii yang lebih umum. Di Hawaii, letusan *Lava Fountaining*, yang juga dihasilkan oleh letusan gaya Hawaii yang lebih normal, dapat berubah menjadi letusan bergaya strombolian yang lebih energik, didorong oleh gelembung gas yang menghasilkan awan letusan yang lebih tinggi dan penyebaran tephra yang lebih luas.

Pada gunung berapi Stromboli, yang juga sering menghasilkan letusan subplinian (Rosi dkk., 2000; Aiuppa dan Federico, 2004; Francalanci dkk., 2004) dan letusan gaya strombolian yang khas, karakteristik fragmentasi dari suksesi piroklastik yang dilestarikan dalam batuan kuno bisa membatasi tingkat interpretasi yang lebih rinci.

Penggunaan Data Tephra untuk Identifikasi Jenis Letusan

Dalam endapan tephra yang lebih muda, pemetaan yang akurat dari setiap unit tephra tunggal dan analisis granulometri yang terperinci dari tephra dapat memberikan parameter yang terukur untuk menentukan jenis letusan yang membentuk lapisan tephra tersebut (Gambar 2.4). Nilai dispersi empiris (D) dihitung dengan

memasukkan area yang dilingkupi oleh isopach ketebalan maksimum 0,01 TMAX, di mana TMAX adalah ketebalan maksimum dari lapisan tephra yang sedang diteliti. Nilai fragmentasi empiris (F) dapat dihitung dengan menggunakan ayakan saringan yang berbagai ukuran atas tephra yang terkumpul di sepanjang sumbu penyebaran utama tephra, di mana isopach ketebalan 0,1 TMAX memotong garis sumbu penyebaran tephra (Nilai F adalah persentase rata-rata fraksi lebih dari 1 mm dari sampel yang dikumpulkan dan diuji di sepanjang sumbu isopach 0,1 TMAX) (Gambar 2.4).



Gambar 2.2. Diagram yang digunakan untuk mendapatkan penyebaran (D) dan fragmentasi (F). **a)** Tampilan peta distribusi dari jatuhnya unit piroklastik tunggal, **b)** Diagram yang dihasilkan di sepanjang sumbu penyebaran dari unit jatuhnya piroklastik berdasarkan tephra (Cas dan Wright, 1988: hal. 130, gb. 6.1)

Skema klasifikasi jenis erupsi mengelompokkan jenis letusan berdasarkan data dispersi (D) dan fragmentasi (F) (Walker, 1973). Skema ini mencakup berbagai jenis letusan, seperti Hawaii, Strombolia, Subplinian, Plinian, Ultra-Plinian, Vulcanian, Surtseyan, dan Phreato-Plinian. Meskipun diagram D-F Walker (1973) adalah diagram yang cukup berguna, namun penggunaannya terbatas pada endapan tephra muda yang terexpos dengan baik dan dilestarikan dengan baik, yang dapat dipisahkan dengan mudah. Lebih lanjut, pengamatan terbaru pada letusan gunung berapi menunjukkan bahwa estimasi F tidak selalu berkorelasi langsung dengan tingkat fragmentasi. Beberapa peristiwa seperti "awan erupsi kaya gas" (vog) di Hawaii telah menunjukkan bahwa tingkat fragmentasi tidak selalu dapat diukur dengan tepat melalui nilai F.

CIRI-CIRI DAN KARAKTERISTIK TIPE LETUSAN

Tipe Hawaiian dan Strombolian

Jenis letusan gunung berapi bertipe Hawaiian dan Strombolian cukup tipikal untuk magma basaltik. Fragmentasi magma sebagian besar disebabkan oleh gas yang terjebak dalam magma. Letusan ini sering dianggap tidak terlalu eksplosif, meskipun beberapa peneliti menunjukkan bahwa dalam letusan Strombolian Hawaii, ada letusan eksplosif yang terjadi. Sebaliknya, fragmentasi magma dalam letusan strombolian Hawaii terjadi akibat dekompresi yang cepat dari sistem pemberian makan magma, yang menyebabkan pembentukan gelembung gas yang cepat (Head dan Wilson, 1989; Zimanowski, 1998; Wolff dan Sumner, 2000).

Letusan bertipe Hawaii biasanya ditandai oleh magma mafik dengan viskositas rendah, yang menghasilkan air mancur lava (Head dan Wilson, 1989; Wilson, L. dkk., 1995; Wolff dan Sumner, 2000). Selama magma naik ke

permukaan, gelembung gas yang besar terbentuk karena penurunan tekanan di sekitar lubang letusan (Head dan Wilson, 1989; Wilson, L. dkk., 1995). Gelembung gas ini dapat mendorong fragmen magma keluar dari saluran vulkanik, membentuk air mancur lava dengan ketinggian puluhan hingga ratusan meter. Air mancur lava ini dapat membentuk endapan lava yang terdiri dari fragmen magma yang terkoyak dan terjebak dalam lapisan lava (Head dan Wilson, 1989; Thordarson dan Diri, 1993). Di tengah kerucut lava yang terbentuk akibat endapan lava, lava yang kembali terjebak dapat mempertahankan suhu yang tinggi, membentuk lensa magma cair yang lebih kecil (beberapa puluhan meter) yang membentuk danau lava. Letusan gaya Hawaii seperti ini sering beralih antara gaya letusan Strombolian-Hawaiian dan fragmentasi yang lebih signifikan.

Letusan bertipe Strombolian cenderung lebih eksplosif dan menghasilkan pembentukan kerucut skoria (*cinder*) monogenetik. Aktivitas letusan ini didorong oleh kandungan magma yang mudah menguap, yang memicu semburan gelembung gas besar hingga beberapa puluh meter di dalam saluran vulkanik yang terbuka (Blackburn dan Sparks, 1976; Jaupart dan Vergnolle, 1988; Parfitt dan Wilson, 1995; Vergnolle dan Brandeis, 1996; Houghton dkk., 1999; Seyfried dan Freundt, 2000; Slezin, 2003). Sebagian besar material erupsi memiliki ukuran lapili hingga abu kasar (McGetchin dkk., 1974; Self dkk., 1974; Riedel dkk., 2003). Namun, penelitian terbaru menunjukkan bahwa banyak kerucut skoria dan endapan tephra mereka menunjukkan adanya tephra berbutir halus, dan kemungkinan transisi dari tipe Strombolian ke tipe Subplinian dalam aktivitas kerucut skoria yang lebih besar (Martin dan Németh, 2006).

Tipe Vulcanian

Jenis letusan vulcanian dinamai sesuai dengan letusan yang terjadi di Vulcano, Kepulauan Aeolian. Ciri khas dari letusan tipe Vulcanian ini adalah ledakan awal yang keras, mirip suara meriam, yang “membersihkan” saluran vulkanik yang telah tersumbat. Selanjutnya, letusan uap berulang terjadi dalam interval waktu tertentu. Letusan semacam ini terjadi ketika sebagian saluran vulkanik terhalang oleh tephra yang jatuh kembali dan/atau batuan dinding yang runtuh ke dalam saluran yang berisi magma. Tekanan yang terakumulasi dari degassing magma secara terus-menerus akhirnya menjadi cukup besar untuk mengangkat penutupnya, dan letusan baru terjadi. Letusan Vulcanian sering disertai dengan gelombang piroklastik dan aliran piroklastik minor, seperti yang terjadi pada Gunung Asama di Jepang (Yasui dan Koyaguchi, 2004), dan Gunung Colima di Meksiko (Saucedo dkk., 2005). Setelah letusan piroklastik, sering kali terjadi efusi lava. Letusan gaya vulcanian ini sering dikaitkan dengan gaya letusan Hawaii, Strombolian, atau Subplinian, seperti yang terjadi pada Gunung Ngauruhoe di Selandia Baru. Ngauruhoe, yang merupakan gunungapi berbentuk strato, telah mengalami pertumbuhan pesat selama 2.500 tahun terakhir dengan pergantian tipe erupsi mulai dari efusif, Strombolian, Vulcanian, hingga Subplinian. Semuanya berasal dari magma andesitik (Diri, 1975; Nairn, 1976; Nairn dan Self, 1978; Hobden dkk., 2002). Hujan dapat mempengaruhi distribusi ukuran butiran dalam satu unit tephra, sehingga nilai F (tingkat fragmentasi) mungkin tidak selalu berkorelasi dengan fragmentasi magma atau gaya letusan. Ketidakpastian semacam itu dalam mengidentifikasi gaya letusan tertentu dalam sistem vulkanik muda menunjukkan kesulitan dalam menafsirkan deposit piroklastik yang lebih tua, di mana data lapangan sering terbatas pada singkapan fragmen dan lapisan batuan yang teridentifikasi.

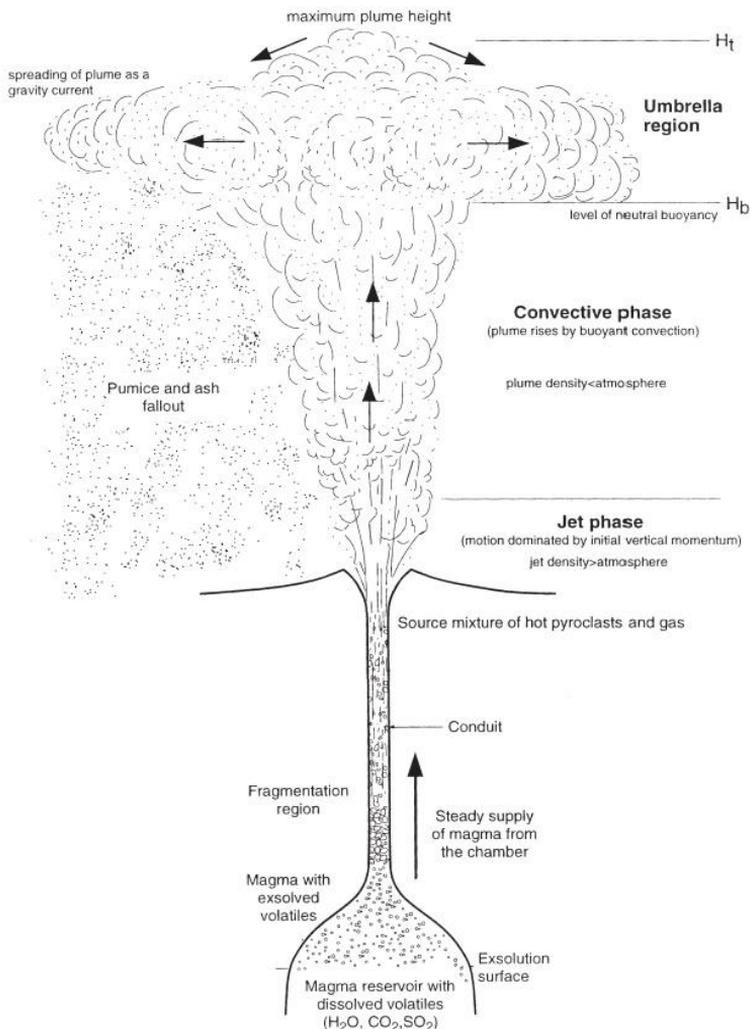
Dalam eksperimen laboratorium, dekompresi cepat, yang mirip dengan ledakan meriam, dapat menghasilkan aliran dua fase (Cagnoli dkk., 2002). Partikel-partikel besar dikeluarkan secara balistik, yang berbeda dengan abu halus yang terbawa oleh awan letusan rendah (Yamagishi dan Feebrey, 1994). Ketika penutup saluran terganggu, partikel-partikel vitrik dan lapili dapat terlempar, bahkan dalam beberapa kasus, blok berukuran besar (>15 cm) dapat terlempar (Formenti dkk., 2003).

Tipe Plinian

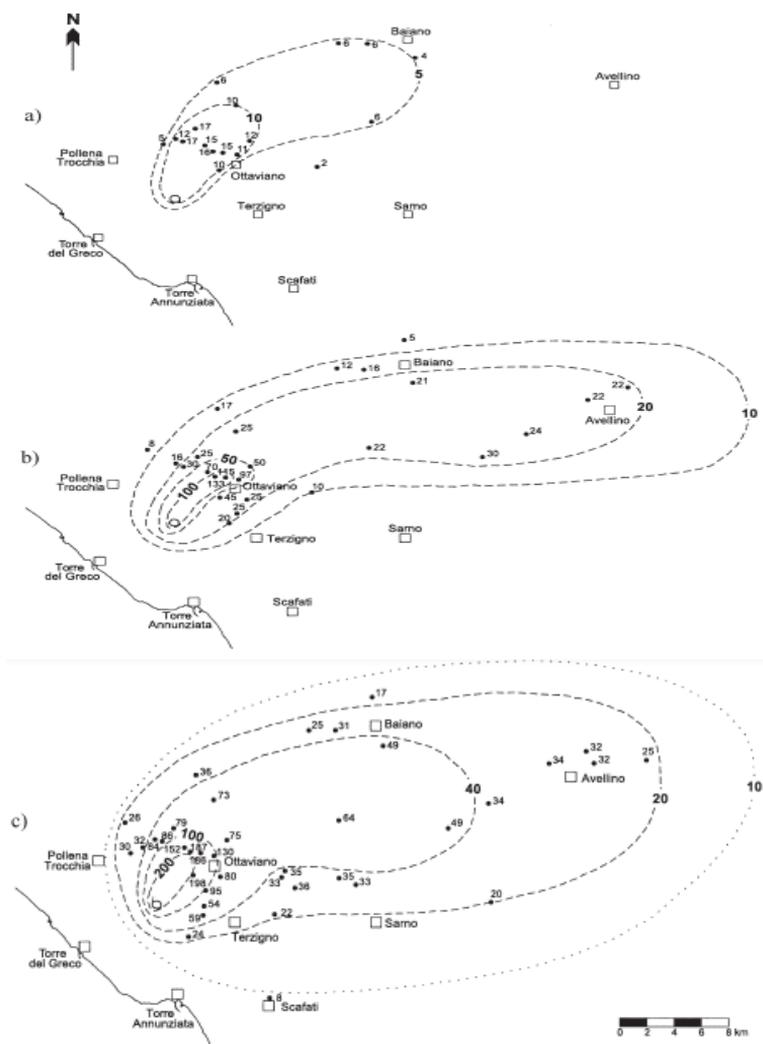
Letusan gaya Plinian dinamakan setelah letusan Vesuvius pada tahun 79 M. Ini dianggap sebagai jenis letusan yang sangat eksplosif, menghasilkan awan letusan yang sangat tinggi (puluhan kilometer) yang disebut awan Plinian, dan tersebarnya tephra secara luas (lihat Gambar 2.5). Profil tephra sangat dipengaruhi oleh arah angin dominan, mengakibatkan pola jatuh tephra yang sangat asimetris (Gambar 2.5). Letusan Plinian biasanya terjadi pada magma yang kaya akan gas volatil dan sangat kental, seperti magma dasit-riolit. Namun, terkadang letusan Plinian juga dapat terjadi pada magma andesitik atau bahkan basaltik. Letusan subplinian biasanya dihasilkan oleh vulkanisme mafik yang eksplosif, dengan tephra yang tersebar lebih sedikit dibandingkan dengan letusan Plinian, meskipun tingkat fragmentasi magma mungkin sebanding dengan magma yang lebih kaya silika.

Kecepatan erupsi mencapai ratusan meter per detik, dan letusan dapat berlangsung selama beberapa hari atau minggu. Namun, letusan sering kali terputus-putus, menghasilkan deposit tephra yang tersebar kurang luas. Percampuran tephra yang terjadi dengan cepat (misalnya oleh erosi hujan) umum terjadi, terutama pada deposit tephra Plinian yang tebal di daerah dekat sumber. Deposit tephra Plinian sering mengandung banyak fragmen

berukuran lapili dan abu dengan komposisi vitrik silikat. Deposit ini cenderung memiliki struktur lembaran dan terpilah dengan baik.



Gambar 2.5 Bagian dari semburan vulkanik yang dihasilkan oleh letusan magma dengan kandungan silika tinggi (Carey dan Bursik 2000: hal. 529, gb. 1).



Gambar 2.3 Peta penyebaran Plinian tephra dari letusan tahun 472 M di gunung berapi Somma, Vesuvio, Italia (Rolandi dkk. 2004: hal. 304, gb. 8). Tiga peta individu (a, b, dan c) menunjukkan pola distribusi yang berbeda dari tiga unit jatuh individu yang terkait dengan letusan ini. Variasi dalam letusan disebabkan oleh perbedaan dan perubahan letusan serta arah angin yang berlaku.

Salah satu letusan Plinian terbesar yang tercatat adalah letusan Gunung Taupo pada tahun 180 M di Selandia Baru, yang menghasilkan deposit tephra Plinian lebih dari 10 meter tebal dan tersebar sekitar 200 kilometer dari sumber. Awan letusan diperkirakan mencapai ketinggian sekitar 50 kilometer (Walker, 1980; Walker dan Wilson, 1983; Wilson dkk., 1995). Ciri-ciri sedimentologi produk letusan tephra Gunung Taupo menunjukkan bahwa setidaknya sebagian letusan terjadi ketika magma yang kaya akan volatil bersentuhan dengan air danau (Wilson dan Walker, 1985). Interaksi antara magma dan air diyakini menjadi penyebab pembentukan awan letusan tinggi dan penyebaran tephra yang sangat luas. Jenis letusan semacam ini disebut freato-Plinian. Deposit tephra freato-Plinian kaya akan abu sangat halus yang memiliki ukuran non-vesikuler yang tinggi. Lapili akresi juga sering ditemukan di perlapisan tephra, bersama dengan balok abu halus.

Tipe Surtseyan

Tipe letusan Surtseyan pertama kali digambarkan berdasarkan letusan tahun 1963 di Pulau Surtsey dekat pantai barat daya Islandia (Thorarinsson, 1967). Secara umum, letusan Surtseyan terjadi ketika fragmentasi magma basaltik terjadi karena interaksi antara magma dan ledakan uap yang dipicu oleh air (Walker, 1973). Meskipun demikian, penggunaan istilah ini memiliki tantangan tersendiri. Ada variasi signifikan dalam jenis endapan piroklastik yang terbentuk tergantung pada apakah letusan terjadi di dalam air (seperti danau atau laut) atau melalui interaksi dengan air tanah (Lorenz, 1974; Kokelaar, 1983; Kokelaar dan Durant, 1983; Verwoerd dan Chevallier, 1987; White, 1996). Perbedaan yang mencolok ini menyiratkan bahwa jenis endapan akan berbeda pula. Misalnya, ketika air permukaan mendominasi, maka endapan akan didominasi oleh piroklast juvenil (Wohletz dan Sheridan, 1983; Verwoerd

dan Chevallier, 1987; Sohn, 1995). Sebaliknya, jika interaksi terjadi dengan air tanah, maka endapan akan lebih kaya dengan fragmen litik yang tidak mengalami fragmentasi (Lorenz, 1985, 1986). Penelitian baru-baru ini juga mengungkapkan bahwa karakteristik endapan yang dihasilkan saat letusan terjadi di dalam massa air yang lebih besar, seperti pada letusan Surtsey, dapat sangat bervariasi berdasarkan kedalaman air di lokasi letusan. Keterbatasan ini menegaskan seberapa kompleksnya menggambarkan jenis letusan ini dengan istilah yang sederhana. Oleh karena itu, interpretasi deposit piroklastik purba menjadi rumit dan membutuhkan studi rinci sebelum interpretasi yang tepat dapat disampaikan.

INDEKS LEDAKAN GUNUNG BERAPI DAN BESARAN LETUSAN

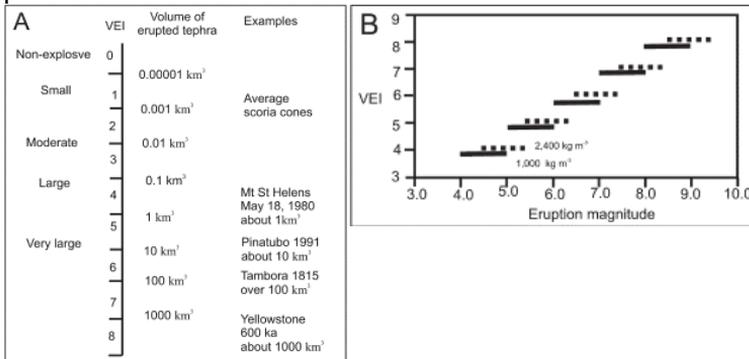
Letusan gunung berapi sering diklasifikasikan berdasarkan indeks ledakannya. Salah satu indeks ukuran vulkanik yang umum digunakan adalah "Indeks Ledakan Vulkanik/ *Volcanic Explosive Index*" (VEI), yang dikembangkan oleh Newhall dan Self (1982). VEI adalah skala semi-kuantitatif berbasis logaritmik yang menggabungkan volume tephra yang meletus dan tinggi semburan letusan. Dalam skala ini, letusan dengan volume tephra melebihi 1.000 km³ dan tinggi semburan yang signifikan digolongkan sebagai letusan tipe 8. Namun, skala ini memiliki beberapa masalah praktis, seperti variasi volume tergantung pada kepadatan endapan. Selain itu, skala ini mengalami kesulitan dalam membedakan antara 'padatan batuan padat' dan 'volume tephra massal,' yang sering disebut dalam literatur.

Pendekatan yang lebih baik adalah menggunakan skala besar letusan berdasarkan massa letusan, yang diukur dalam skala magnitudo (M) (Pyle, 1995). Skala magnitudo menghitung massa letusan dalam kilogram dan memberikan gambaran yang lebih kontinu tentang

ukuran letusan. Ini memungkinkan untuk lebih tepat dalam menilai besarnya dampak letusan gunung berapi.

Ekstrusi Magma dan Tubuh Magmatik Bawah Permukaan

Agar magma mencapai permukaan, dua persyaratan utama harus terpenuhi. Pertama, harus ada celah atau saluran yang cukup terbuka untuk memungkinkan magma naik dari sumbernya ke permukaan. Kedua, harus ada energi yang cukup untuk mendorong magma cair melalui jalur ini. Gaya apung dari magma dapat membantu membuka celah dalam kondisi tektonik yang sesuai dan menciptakan jalur menuju permukaan. Dalam situasi ini, tekanan magma yang melampaui tekanan litostatik atap batuan dapat mendorong magma ke permukaan.



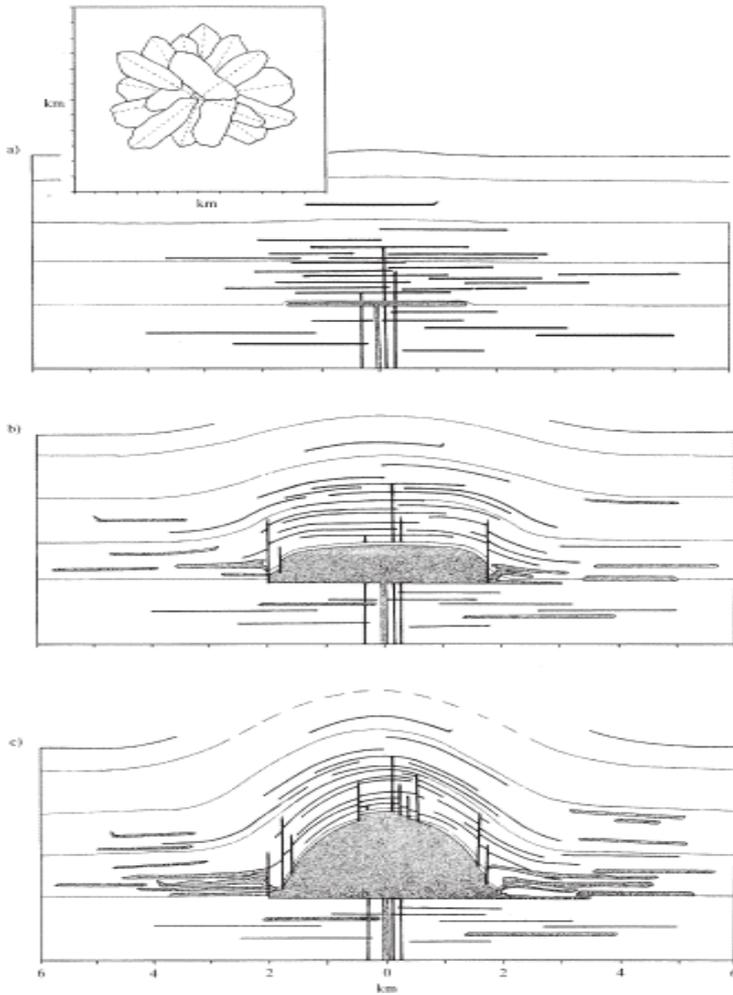
Gambar 2.7. A: Hubungan antara VEI dan volume erupsi tephra. Grafik ini menunjukkan bagaimana VEI meningkat seiring dengan peningkatan volume tephra yang dihasilkan oleh letusan gunung berapi. Semakin besar volume tephra, semakin tinggi VEI-nya. Ini adalah representasi grafik yang mengikuti pendekatan semi-logaritmik, di mana peningkatan VEI yang signifikan sesuai dengan peningkatan volume yang signifikan. **B:** Hubungan antara magnitudo letusan (M) dan VEI untuk endapan dengan dua kepadatan curah yang berbeda: 1.000 kg/m³ dan 2.400 kg/m³. Data ini menggambarkan bagaimana magnitudo letusan dapat dikaitkan dengan VEI, yang menggambarkan seberapa kuat dan besar letusan tersebut. Grafik ini memberikan perbandingan antara dua jenis kepadatan curah,

menunjukkan bagaimana VEI-nya dapat bervariasi tergantung pada kepadatan endapan vulkanik.

Ada dua mekanisme utama yang memungkinkan magma mencapai permukaan:

1. **Melalui propagasi retakan vertikal:** Magma dapat menyebabkan pembentukan retakan vertikal karena perluasan dan peningkatan tekanan di bawah permukaan. Retakan ini kemudian dapat menjadi jalur bagi magma untuk mencapai permukaan (Watanabe dkk., 1999).
2. **Melalui inversi tektonik:** Dalam situasi ini, magma terperangkap di bawah massa batuan yang membatasinya, dan tekanan fluida yang meningkat, karena peningkatan massa jenis magma, mendorong magma ke permukaan melalui saluran yang ada.

Mekanisme ini memainkan peran penting dalam membentuk berbagai jenis letusan gunung berapi dan juga dapat memengaruhi seberapa eksplosifnya letusan tersebut.



Gambar 2.8 Arsitektur dan pertumbuhan *laccolith* yang dimodelkan berdasarkan *laccolith* dari Henry Mountains, Utah (dalam Jackson dan Pollard tahun 1988). Terdapat tiga gambar terpisah (a, b, dan c) yang menunjukkan evolusi bertahap dari tahap pembentukan *laccolith*.

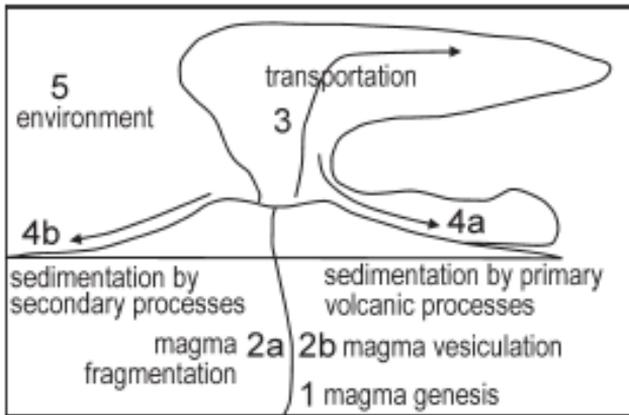
BAB III

PIROKLASTIK

SEBAGAI INTERPRETASI SUATU LETUSAN

Batuan piroklastik merupakan jenis batuan yang terbentuk akibat letusan gunung berapi yang “sangat meledak”. Istilah "piroklast" mengacu pada fragmen yang dihasilkan dari letusan tersebut, yang dikeluarkan dari lubang vulkanik oleh berbagai proses letusan (Fisher dan Schmincke, 1984, 1994). Batuan piroklastik bisa terbentuk saat sedimen baru terendapkan melalui proses diagenesis. Meskipun demikian, istilah "vulkaniklastik" lebih umum digunakan dan merujuk pada segala jenis batuan klastik yang berisi fragmen asal vulkanik. Istilah ini cenderung kurang memberikan informasi tentang bagaimana batuan itu terbentuk, tapi sering digunakan untuk merujuk kepada sedimen piroklastik yang telah mengalami perubahan. Terkadang, istilah ini juga digunakan untuk menggambarkan batuan atau endapan yang memiliki asal sekunder yang belum diketahui atau dicurigai. Secara umum, istilah ini digunakan untuk menggambarkan jenis batuan "autoklastik," yang terdiri dari fragmen yang dihasilkan oleh fragmentasi tubuh magmatik yang padat (Fisher dan Schmincke, 1984; Mcphie dkk., 1993). Autobreksiasi biasanya terbentuk di dasar dan permukaan aliran lava (Fisher dan Schmincke, 1984; Cas dan Wright, 1988; Mcphie dkk., 1993). Batuan vulkaniklastik adalah jenis batuan vulkanik yang banyak ditemukan dan memiliki peran penting dalam catatan geologi. Kajian mendalam tentang jenis batuan ini dapat memberikan informasi berharga tentang fragmentasi magma dan pembentukan vesikula, baik melalui analisis komponen partikel vulkanik maupun karakteristik keseluruhan, seperti struktur sedimen, distribusi ukuran butiran, kontak, geometri, dan sebagainya (lihat Gambar 3.1).

Untuk membentuk jenis batuan piroklastik yang beragam, diawali dari fragmentasi magma yang naik dan kemudian meletus. Proses fragmentasi "magmatik" yang khas terjadi saat lelehan magma yang koheren naik ke permukaan terganggu oleh pelepasan dan ekspansi gas, terutama gas seperti H₂O dan CO₂, yang sebelumnya terlarut dalam magma (Cashman dkk., 2000). Sementara itu, fragmentasi "freatomagmatik" melibatkan interaksi antara magma dan air eksternal, baik dalam bentuk tanah maupun air permukaan (Morrissey dkk., 2000). Kandungan gas volatil dalam magma dan viskositas lelehan memainkan peran penting dalam fragmentasi magma (Cashman dkk., 2000). Proses fragmentasi freatomagmatik, di sisi lain, dipengaruhi oleh media pendingin eksternal, seperti air (Zimanowski, 1998; Morrissey dkk., 2000), sedimen berair (White, 1996a), atau sistem hidrotermal (Bertagnini dkk., 1991). Setiap fragmen piroklastik yang dihasilkan dapat bergerak, terendapkan ulang, dan mengalami rekristalisasi, seperti ditunjukkan dalam Gambar 3.1.

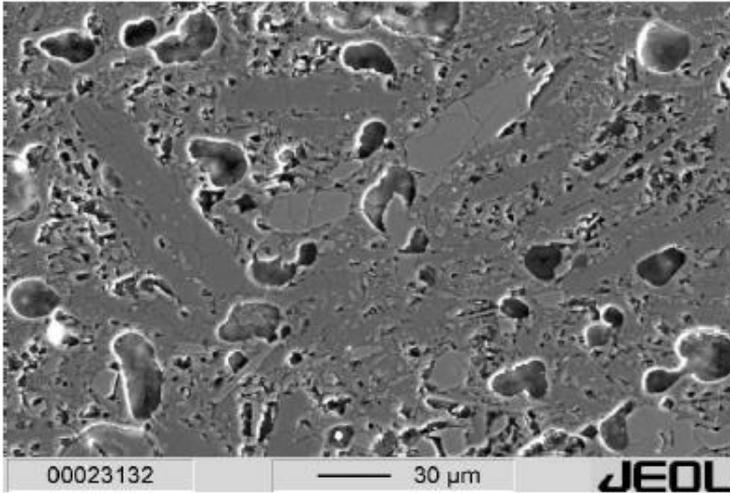


Gambar 3.1 Diagram proses vulkanik dari pembentukan magma hingga redeposisi tephra. Batuan vulkanik yang dihasilkan akan membawa karakteristik terstruktur yang menunjukkan sejarah vulkanik batuan dari magma hingga menjadi batuan.

KARAKTERISTIK DAN TIPE FRAGMENTASI MAGMA

Kajian mikroskopis mengenai fragmen piroklastik dari berbagai jenis batuan vulkanik terfragmentasi berpotensi besar dalam memberikan wawasan mengenai perkembangan lelehan magma secara kimiawi. Penelitian ini membantu memahami bagaimana magma terbentuk dan naik ke permukaan. Pertanyaan yang bisa dijawab meliputi bagaimana magma terbentuk, seberapa cepat magma naik ke permukaan, dan dalam situasi apa magma mencapai permukaan, seperti melalui ventilasi terbuka atau sebagian tertutup (Marsh, 2000; Rutherford dan Gardner, 2000). Di dalam buku teks ini, tidak akan didalami penjelasan secara rinci tentang petrologi vulkanik, tetapi berfokus pada bagaimana fragmen piroklastik dapat memberikan informasi tentang proses fragmentasi magma.

Selain kajian mikroskopis terhadap fragmen piroklastik, analisis sub-mikroskopis menggunakan *Scanning Electron Microscopy* (SEM) terhadap retakan dan struktur fragmen piroklastik juga bermanfaat dalam memahami sejarah fragmentasi dan vesikulasi magma (Heiken, 1972, 1974; Heiken dan Wohletz, 1986, 1991; Dellino dan Liotino, 2002; Zimanowski dkk., 2003) (lihat Gambar 3.2). Gas magmatik keluar dari larutan saat magma mendekati permukaan, menghasilkan pembentukan gelembung dalam lelehan. Vesikulasi bisa terjadi sebelum, selama, atau setelah fragmentasi magma, namun sebagian besar terjadi selama tahap pembentukan, yang bisa mempengaruhi proses pelelehan (Cashman dan Klug, 1995). Memahami waktu terjadinya vesikulasi dibandingkan dengan fragmentasi juga dapat memberikan wawasan penting mengenai kecepatan naiknya magma (Mangan dkk., 1993; Navon dan Lyakhovskiy, 1998).



Gambar 3.2. Kajian SEM terhadap pecahan gelas vulkanik sangat memungkinkan untuk menentukan sejarah fragmentasi dari lelehan tersebut. Pecahan-pecahan gelas adalah tanda khas dari air magmatik yang mendorong fragmentasi secara eksplosif. Gambar SEM berasal dari gelas vulkanik yang berasal dari kerucut tufa Gunung Api Cerro Colorado di Sonora, Meksiko, menampilkan tekstur pecahan, vesikularitas yang rendah, dan kontur sudut visikel dengan tepian tipis berupa palagonite. Semua ciri-ciri ini adalah tanda khas dari fragmentasi freatomagmatik.

Selain itu, analisis tekstur yang cermat pada batuan vulkanik yang terfragmentasi dapat membantu pemahaman tingkat fragmentasi, apakah termasuk fragmentasi yang terjadi dalam sistem saluran terbuka, atau jauh di bawah permukaan selama erupsi (Cioni dkk., 1992; Houghton dkk., 1999; Mastrolorenzo dkk., 2001). Kajian mikroskopis dan makroskopis mengenai fragmen litik yang tidak sengaja terganggu dari batuan pravulkanik juga bisa membantu memahami kedalaman pembentukan magma, terutama selama letusan freatomagmatik (Németh, 2003). Dalam banyak kasus, fragmentasi magmatik dan freatomagmatik terjadi secara bersamaan selama letusan gunung berapi tunggal, dan karakteristik fragmentasi bisa berubah dengan cepat (Self

dkk., 1980; Ort dkk., 2001). Kajian tekstur piroklastik dan klastik pada batuan vulkanik juga dapat memberikan wawasan mengenai mekanisme dan waktu pengendapan serta pembentukan material piroklastik (Fisher dan Schmincke, 1984; Mahood, 1984; Cashman dkk., 2000). Istilah "*auto-brecciation*" mengacu pada proses fragmentasi sendiri yang terjadi di bawah aliran lava (Cas dan Wright, 1988). Biasanya, "*auto-brecciation*" terjadi ketika lelehan lava yang padat merayap melalui saluran atau saluran berbentuk corong (Cas dan Wright, 1988; Klug dan Cashman, 1994). Ketika aliran lava yang padat merayap melalui saluran yang memadat, tekanan internal dan perubahan bentuk dapat menyebabkan pecahnya permukaan aliran lava. Selain itu, ketika aliran lava meresap ke dalam aliran piroklastik yang telah terbentuk sebelumnya, fragmen piroklastik bisa terendapkan di dalam aliran lava yang padat, menghasilkan batuan yang terfragmentasi. Inti-inti atau riwayat tumbukan fragmen piroklastik juga bisa mengungkapkan informasi mengenai mekanisme pembentukan batuan piroklastik tersebut. Dalam banyak kasus, fragmen inti dikelilingi oleh fragmen *rim* atau material piroklastik yang berbeda, menunjukkan bahwa fragmen inti telah mengalami tumbukan sebelum penyatuan akhir (Stasiuk dan White, 1992; Miwa dkk., 1997; Druitt dkk., 1999; Dellino dkk., 2003).

Pada kondisi tertentu, batuan piroklastik dapat mengendap di dasar aliran, membentuk unit lapisan dalam batuan. Deposit semacam ini sering mengandung fragmen litik, fragmentasi freatomagmatik, dan vesikular (White, 1980; 1981). Deposit ini tidak hanya memberikan informasi mengenai lingkungan piroklastik, tetapi juga kondisi selama aliran piroklastik tersebut terbentuk (Eichelberger, 1978; White, 1980; 1981). Lapisan ini biasanya terjadi ketika aliran piroklastik sangat kental sehingga memiliki viskositas yang lebih tinggi daripada

kebanyakan aliran piroklastik lainnya. Viskositas yang tinggi ini bisa menghambat fragmentasi, sehingga memungkinkan aliran piroklastik membentuk unit lapisan yang mengandung fragmen yang lebih besar dari biasanya (White, 1980; 1981).

Ada dua tipe dasar ketidakstabilan fisik yang mungkin terjadi antara magma dan air (atau sedimen yang jenuh dengan air) (Wohletz dan Mcqueen 1984a, Wohletz 1986):

1. **Ketidakstabilan Kelvin-Helmholtz:** Ini terjadi karena adanya tegangan geser sepanjang antarmuka antara magma dan air. Ketika tegangan ini terlampaui, terjadilah fragmentasi.
2. **Ketidakstabilan Rayleigh-Taylor:** Ini disebabkan oleh perbedaan kepadatan antara dua fluida yang bergerak secara independen. Ketika fluida yang lebih ringan naik melawan yang lebih berat, terjadilah fragmentasi.

Dalam kedua kasus ini, fragmentasi terjadi ketika gaya tegangan permukaan antara fase-fase ini tidak dapat lagi menahan tekanan. Ketika air bersentuhan dengan magma, dapat berubah menjadi uap atau campuran dua fase tergantung pada seberapa banyak air yang ada. Proses ini memiliki rentang aktivitas yang luas, mulai dari pendinginan pasif hingga fragmentasi eksplosif besar. Ada empat tahapan utama dalam fragmentasi freatomagmatik yang terjadi dalam waktu mili-detik (Wohletz, 1986):

1. **Tahap 1:** Kontak awal dan pencampuran kasar antara magma dan air di bawah film uap yang stabil (efek Leidenfrost).
2. **Tahap 2:** Runtuhan film uap sepenuhnya.
3. **Tahap 3:** Peningkatan episodik dalam perpindahan panas antara magma dan air, menyebabkan fragmentasi halus dan menghasilkan air super panas dan bertekanan. Ini juga menciptakan tekanan yang

dapat melepaskan energi seismik secara eksplosif saat tekanan ini dilepaskan.

4. **Tahap 4:** Ekspansi volumetrik campuran bahan bakar dan pendingin, yang mencakup transformasi air super panas menjadi uap jenuh.

Umumnya, dianggap bahwa semua letusan gunung berapi freatomagmatik, baik yang bersifat eksplosif maupun tidak, dimulai dengan tahap 1. Letusan gunung berapi freatomagmatik yang tidak bersifat eksplosif biasanya berakhir pada tahap 1 atau 2. Kecepatan dan tingkat fragmentasi selama tahap 2 dan 3 mempengaruhi sejauh mana letusan menjadi eksplosif. Ciri-ciri utama dari endapan hasil letusan gunung berapi freatomagmatik adalah: material klastik berbentuk blok, bola, dan seperti pelat. Analisis bentuk partikel piroklastik dari letusan gunung berapi freatomagmatik yang sebenarnya juga menunjukkan kemiripan dengan eksperimen yang dilakukan di laboratorium.

Faktor-faktor yang mengendalikan fragmentasi freatomagmatik melibatkan beberapa parameter kunci yang berpengaruh pada hasil letusan. Berikut adalah parameter-parameter pengendali fragmentasi freatomagmatik (Wohletz, 1986):

1. **Viskositas Magma:** Viskositas magma, atau seberapa kental magma tersebut, merupakan faktor penting. Magma yang lebih kental akan menghambat pencampuran dengan air, sehingga fragmentasi lebih efektif pada magma yang memiliki viskositas lebih rendah.
2. **Suhu Magma:** Suhu leleh magma memiliki dampak besar. Magma dengan suhu yang lebih tinggi memiliki lebih banyak energi panas yang dapat diubah menjadi energi mekanik selama fragmentasi.
3. **Tekanan Magma:** Tekanan di dalam magma juga mempengaruhi fragmentasi. Tekanan yang lebih

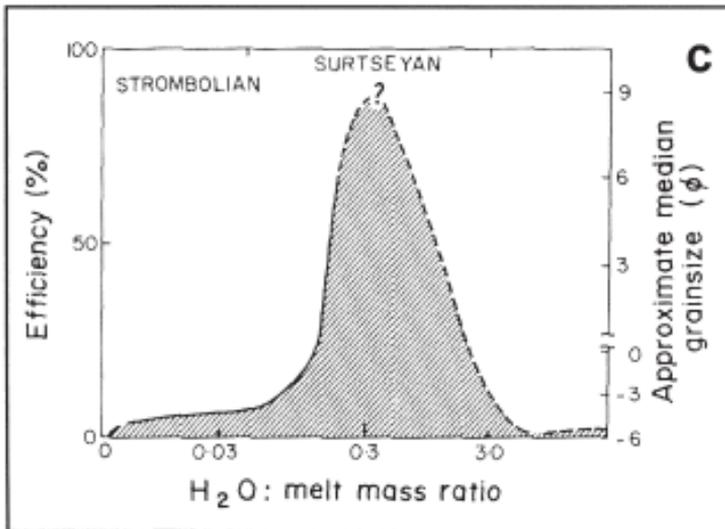
tinggi dapat meningkatkan efek fragmentasi saat terjadi kontak dengan air.

4. **Kandungan Air:** Kandungan air dalam magma dan sekitarnya berperan penting dalam fragmentasi. Jumlah air relatif terhadap magma yang terlibat dalam fragmentasi akan menentukan kondisi termodinamika selama letusan freatomagmatik.
5. **Suhu Air:** Suhu air sebelum terjadi interaksi dengan magma juga penting. Semakin tinggi perbedaan suhu antara magma dan air, semakin banyak energi yang tersedia untuk bekerja sebagai energi mekanis selama pencampuran.
6. **Laju Suplai Magma dan Air Eksternal:** Laju suplai magma dan air eksternal ke dalam sistem, yang ditentukan oleh kondisi hidrologi dan ventilasi sekitar serta keadaan saluran, juga memainkan peran penting dalam fragmentasi freatomagmatik.

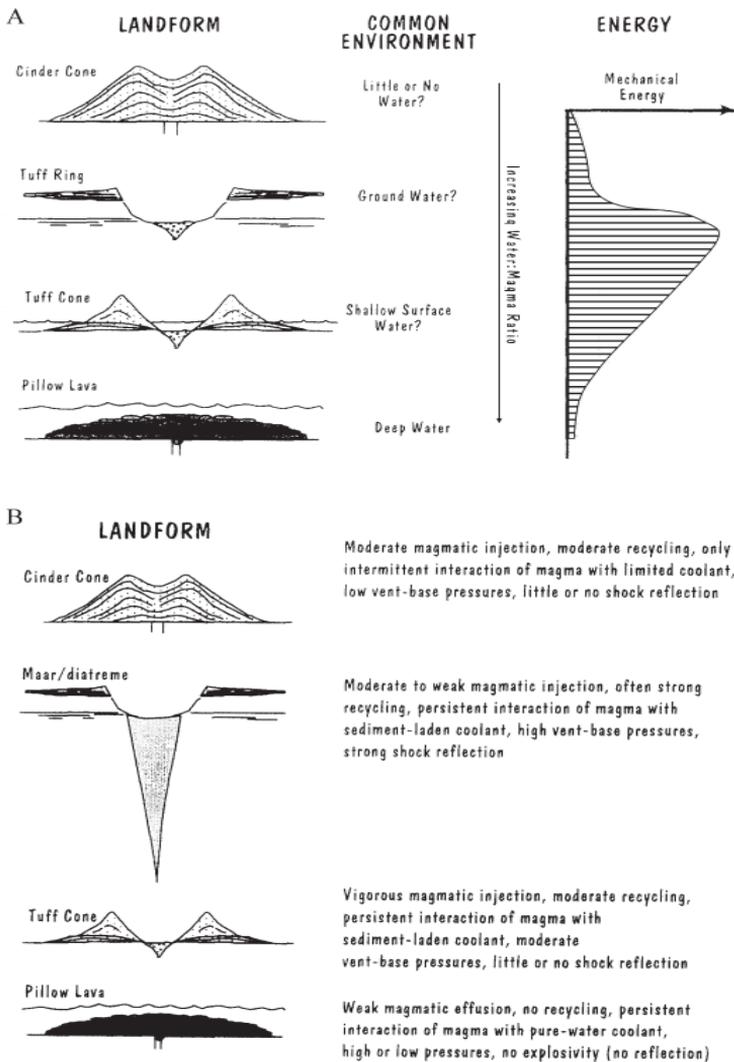
Semua parameter ini bekerja bersama-sama dan dapat mempengaruhi sejauh mana fragmentasi terjadi selama letusan freatomagmatik.

Singkatnya, tingkat fragmentasi magma dalam letusan gunung berapi freatomagmatik dipengaruhi oleh ketersediaan air dan kondisi suhu-tekanan (Sheridan dan Wohletz, 1983). Ketika air sangat sedikit, hanya sebagian kecil magma yang terfragmentasi, terlepas dari suhu dan tekanannya yang tinggi. Di sisi lain, ketika air sangat melimpah, sistem mungkin tidak pernah mencapai energi panas yang cukup untuk fragmentasi. Efisiensi fragmentasi tertinggi dicapai dalam kondisi di mana ada penyesuaian yang optimal antara rasio massa air terhadap massa magma. Ini berarti bahwa dalam kondisi yang mendekati keseimbangan, fragmentasi magma menjadi paling efisien atau lengkap (lihat Gambar 3.3). Secara umum, efisiensi fragmentasi tertinggi dapat dicapai ketika rasio massa magma terhadap massa pendingin, seperti air yang bercampur dengan sedimen, adalah sekitar 3

banding 10 (Wohletz dan Heiken, 1992). Namun, penelitian terbaru dan pertimbangan teoritis menunjukkan bahwa rasio antara magma dan material pendingin, seperti air yang terikat dalam sedimen atau kondisi berlumpur dalam situasi nyata juga penting (lihat Gambar 3.4). Implikasinya adalah bahwa kondisi selama letusan gunung berapi yang terjadi dekat permukaan, termasuk saturasi air dari ventilasi yang mengisi material piroklastik dan kondisi ventilasi yang terbuka, mungkin memiliki peran yang lebih besar dalam fragmentasi daripada rasio antara magma dan air.



Gambar 3.2 Diagram hubungan antara rasio massa magma-air dan efisiensi fragmentasi (Wohletz dan Sheridan 1983: hal, 385-413).



Gambar 3.4. Diagram Perbandingan Energi Mekanik Magma Terhadap Air dan Bentuk Alam Akibat Pendinginan Murni (Air) dan Pendinginan Tidak Murni (Lumpur) Sebagai Media Interaktif Magma (White, 1996).

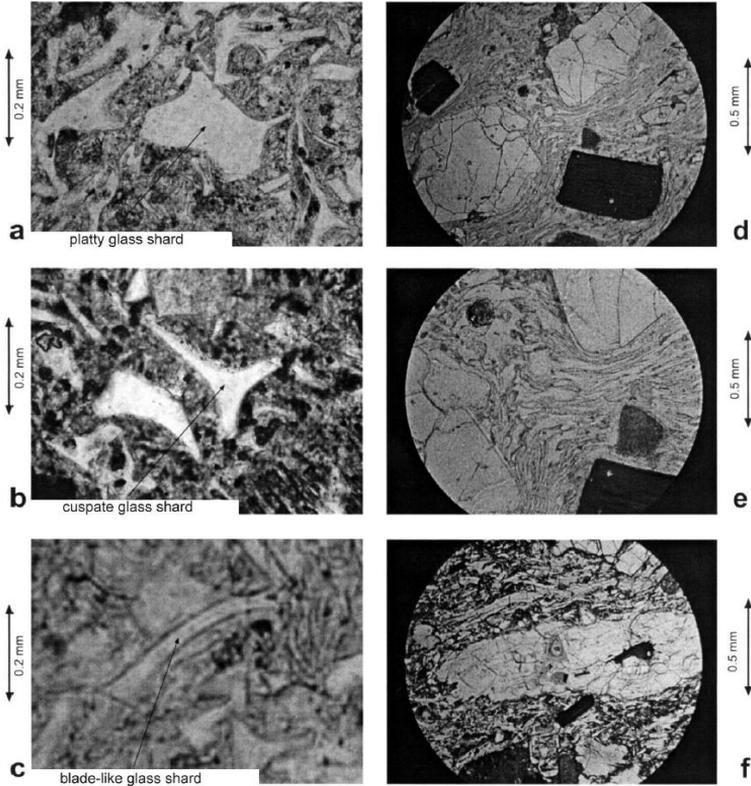
MIKRO-TEKSTUR DAN HUBUNGANNYA DENGAN FRAGMENTASI MAGMA, VESIKULASI, DAN KEDALAMAN

Ketika magma mulai mengandung banyak gas volatil, maka gelembung gas akan mulai terbentuk di dalam magma (Sparks, 1978). Pertumbuhan gelembung ini dipengaruhi oleh dua hal utama: pertama, oleh adanya gas volatil yang larut dalam magma yang berdifusi masuk ke dalam gelembung, dan kedua, oleh penurunan tekanan yang terjadi ketika gelembung atau magma naik ke atas (Sparks, 1978). Laju pertumbuhan gelembung karena difusi ini tergantung pada beberapa faktor, seperti komposisi magma, kelarutan gas volatil, konsentrasi gas, dan seberapa jauh kandungan gas melebihi kelarutan dalam magma (Sparks, 1978). Laju pertumbuhan gelembung karena penurunan tekanan (dekompresi), terutama di dekat ventilasi, terkait dengan kecepatan naik magma, laju pelepasan magma ke permukaan di ventilasi, serta munculnya gelembung di dalam magma (Sparks, 1978). Namun, pertumbuhan gelembung mungkin terbatas, karena gas yang mudah menguap dapat membuat resistensi terhadap pertumbuhan gelembung menjadi lebih tinggi secara cepat (Mcbirney, 1973; Sparks, 1978; Wilson dkk., 1980). Meskipun demikian, gelembung tidak akan meledak karena tekanan di sepanjang dinding gelembung yang berdekatan tidak memiliki perbedaan tekanan yang cukup besar untuk meledakkan gelembung tersebut (Mcbirney, 1973, Sparks, 1978). Dalam kondisi ini, volatil akan terus berdifusi ke dalam gelembung hingga kesetimbangan tercapai antara tekanan gas dalam gelembung dan tekanan uap gas volatil yang masih terlarut dalam magma (Sparks, 1978).

Umumnya diterima bahwa magma akan pecah menjadi potongan-potongan kecil di permukaan ventilasi, di mana ada perbedaan tekanan yang signifikan antara magma yang bergelembung dan atmosfer (Sparks, 1978). Sparks (1978) memodelkan fragmentasi magma dalam empat tahap; pertama, terjadi nukleasi dan pertumbuhan gelembung awal secara bebas, kedua, pertumbuhan gelembung berlanjut tetapi gelembung yang lebih besar mulai mengganggu gelembung yang baru terbentuk, ketiga, busa magma terbentuk di atas kolom magma di dalam saluran, dan pertumbuhan gelembung kemungkinan melambat atau berhenti, dan keempat, fragmentasi cepat terjadi di atas busa magma dan fragmentasi tersebut bergerak ke bawah, menghasilkan semburan gelembung (Sparks, 1978).

Fragmentasi magma sering kali dipicu oleh pencampuran magma, terutama saat magma panas baru masuk (biasanya magma yang lebih mafik) ke dalam bagian dangkal bawah permukaan (Sparks dkk., 1977; Woerner dan Wright, 1984; Koyaguchi dan Blake 1989). Pencampuran ini dapat memicu fragmentasi karena pertama, magma panas yang baru masuk menambah volume magma dan meningkatkan kandungan cairan dalam magma, kedua, magma mafik panas dapat memicu aliran konvektif yang cepat dalam magma, ketiga, magma mafik panas biasanya memiliki banyak gas volatil, yang dilepaskan saat magma naik dan campur tangan dalam magma yang lebih kaya silika, menyebabkan peningkatan tekanan dalam magma dan fragmentasi eksplosif, keempat, kontak antara magma panas dan magma dingin dapat menyebabkan magma panas tersebut cepat membeku, sehingga sisa cairan basa dapat membangkitkan tekanan dalam magma (Sparks dkk.,

1977; Woerner dan Wright, 1984; Koyaguchi dan Blake, 1989).



Gambar 3.3 *Glass shards* silikat merupakan pecahan dari endapan aliran piroklastik *pumice*.

Dalam kasus fragmentasi magma yang umum terjadi, fragmen piroklastik biasanya memiliki banyak gelembung gas dan dalam magma mafik, fragmen ini tampak tidak transparan di bawah mikroskop. Abu silikat yang berasal dari letusan eksplosif di permukaan beragam, mulai dari abu halus hingga blok batu apung besar. Batu apung berukuran besar bisa berbentuk berkelompok atau bulat, tetapi juga ada batu apung dengan bentuk seperti serat

kayu, terutama yang ditemukan di gunung berapi komposit berukuran sedang (andesitik hingga dasitik) di zona busur kepulauan. Abu riolitik umumnya memiliki bentuk seperti lembaran karena fragmentasi abu tipis yang berdinging tipis. Fragmen gelas *cusplate* yang memiliki bentuk seperti y juga lazim ditemukan, biasanya bersamaan dengan pecahan gelas berbentuk bilah (lihat Gambar 3.5).

Pada endapan tephra freatomagmatik, fragmen gelas vulkanik yang transparan, yang juga dikenal sebagai *sideromelane* yang mendominasi komposisi. Jenis gelas ini cenderung berbentuk blok, memiliki sudut tajam, dan ukurannya sedang atau tanpa gelembung. Ukuran fragmen gelas ini bervariasi mulai dari partikel abu halus hingga lapili kecil. Dalam konteks tephra freatomagmatik, rasio fragmen litik tidak teratur terhadap total volume sampel dapat memberikan informasi tentang tingkat fragmentasi yang terjadi, misalnya seberapa dalam mekanisme ledakan tersebut terjadi.

Dalam situasi di mana fragmentasi freatomagmatik terjadi di dekat permukaan atau di dalam saluran vulkanik yang cukup terbuka, komposisi tephra cenderung didominasi oleh fragmen gelas vesikuler yang berukuran sedang atau lebih kecil. Namun, jika proses fragmentasi terjadi jauh di bawah permukaan, gelombang kejut yang dihasilkan oleh interaksi magma dan udara akan merusak area sekitar pusat letusan dan membentuk beragam ukuran fragmen batuan. Kehadiran variasi ukuran ini bisa membantu dalam rekonstruksi stratigrafi lokal dan bahkan memberikan perkiraan tentang kedalaman fragmentasi (Németh, 2003).

Melalui analisis vesikularitas dari fragmen piroklastik yang dihasilkan, dapat diperoleh informasi tentang kandungan gas volatil dalam magma, kondisi eksolusi gas, dan tekanan dalam magma sebelum proses fragmentasi terjadi (Houghton dan Wilson, 1989). Jika derajat vesikularitas (kandungan gelembung gas) merata di seluruh massa magma, maka karakteristik piroklastik dari lapisan tephra tunggal akan cenderung seragam. Namun, jika melihat variasi besar dalam populasi fragmen piroklastik, terindikasi bahwa kondisi magma mengalami perubahan yang signifikan selama proses vesikulasi. Perubahan ini bisa termasuk kondisi yang bervariasi: fluktuasi dalam laju peningkatan magma, tingkat kristalisasi yang berbeda, serta perubahan dalam kandungan gas yang terlarut dalam magma cair (Houghton dan Schmincke, 1989; Houghton dkk., 1996, 1999).

Karakteristik tekstur piroklastik, terutama tingkat kristalinitasnya, dapat memberikan informasi yang berharga tentang bagaimana lelehan magma mendingin sebelum mengalami fragmentasi. Proses pendinginan ini seringkali kompleks, dengan kombinasi periode pendinginan cepat dan lambat yang terkait dengan variasi tekanan. Jika pendinginan terjadi dengan cepat pada lelehan panas, maka dalam piroklast akan terdapat mikrolit kecil yang mengindikasikan bahwa kristalisasi telah dimulai. Selain itu, mikrofenokris kecil dan fenokris yang terbentuk dalam kondisi di bawah permukaan juga bisa hadir. Situasi ini khususnya berlaku selama proses interaksi antara magma dan udara dalam konteks piroklast freatomagmatik. Di sisi lain, jika pendinginan terjadi lebih lambat, tetesan lelehan yang terfragmentasi

akan mengalami peningkatan dalam kristal mikro yang lebih padat.

Ini khususnya terjadi dalam lelehan mafik hingga intermediet, di mana tetesan lelehan yang sudah terfragmentasi mengalami fragmentasi lebih lanjut karena pergerakan magma. Saat piroklast bergerak melalui udara, dalam kondisi ini, mereka dapat mengandung muatan magnetit dan membentuk struktur gelap yang disebut *tachylite*. Di sisi lain, piroklast sideromelane memiliki penampilan yang lebih terang. Perubahan antara *tachylite* gelap dan *sideromelane* terang dapat membentuk lapisan berulang dalam endapan piroklastik yang sama, mengindikasikan bahwa kondisi "basah" dan "kering" dalam fragmentasi berlangsung bergantian (Martin, 2002). Ini bisa disebabkan oleh pembasahan yang tidak sempurna pada seluruh massa magma yang meletus, atau oleh periode di mana air menghilang dari bagian magma (Houghton dan Smith 1993; Houghton dkk., 1999). Karena itu, rasio antara *tachylite* dan *sideromelane* dapat memberikan wawasan tentang karakteristik fragmentasi yang terjadi selama berbagai fase letusan.

CIRI-CIRI ENDAPAN PIROKLASTIK YANG TERBENTUK AKIBAT FRAGMENTASI FREATOMAGMATIK

Dalam suatu fragmen batuan yang dikumpulkan selama kegiatan pemetaan lapangan, bentuk, variasi ukuran gelembung, serta ciri pengerutan (kandungan gelas vs mikrolit) dapat mengungkapkan proses fragmentasi freatomagmatik dari lelehan magma (Heiken dan Wohletz, 1986). Namun demikian, penelitian pada skala singkapan umumnya lebih akurat dalam memahaminya. Saat terjadi interaksi freatomagmatik, gelombang kejut

yang energik sering mendorong piroklast menjauh dari sumbernya. Pemandangan oleh agen pengangkutan seperti ini umumnya membentuk konsentrasi partikel yang relatif rendah, yang menghasilkan aliran piroklastik horizontal dengan kepadatan yang lebih rendah, mirip dengan lonjakan dasar (Moore, 1967; Fisher dan Waters 1970; Waters dan Fisher 1971). Bentuk ini mudah dikenali di lapangan (Fisher dan Waters, 1970), terlihat sebagai saluran halus dan/atau bukit pasir, dan memiliki sortiran yang kurang baik (Fisher dan Waters, 1970). Di dalamnya terkandung komponen abu yang lebih kaya matriks dan berbentuk lapisan tuf lapili yang telah terkonsolidasi serta lapisan tuf. Kehadiran hamparan bukit pasir juga menjadi ciri khas. Pola bentuk tersebut sering mengindikasikan penumpukan oleh aliran yang memiliki energi tinggi, termasuk struktur seperti antidune, dengan lapisan abu kasar dan lapili yang mengumpul di permukaan lapisan curam menghadap sumbernya (Schmincke dkk., 1973). Endapan lonjakan dasar di dekat ventilasi sering kali memperlihatkan jejak-jejak aliran dan kontak dengan bahan di bagian dasar.

Dalam letusan yang kuat, akibat fragmentasi gelombang kejut, seringkali menghasilkan piroklast yang memiliki sudut tajam dalam berbagai ukuran, yang dipengaruhi oleh kekuatan dan sifat sambungan batuan. Dalam lapisan yang lebih lembut, seperti sedimen sungai atau pasir laut dan lumpur, endapan piroklastik yang terbentuk seringkali mengandung fragmen-fragmen ini dalam kisaran ukuran partikel yang paling cocok. Dalam kondisi ekstrem, endapan tersebut bahkan dapat terdiri lebih dari 90% volum fragmen tak disengaja dalam berbagai ukuran (Sohn dan Park, 2005; Auer dkk., 2006). Endapan semacam ini umum ditemui di daerah vulkanik freatomagmatik di

wilayah barat Hongaria pada era Mio/Pliosen, dan mungkin sering kali menjadi tantangan untuk dibedakan dari sedimen siliklastik lainnya.

Lapili Akresi

Lapili akresi, juga dikenal sebagai *pisolith* atau *chalazoidite*, adalah partikel berbentuk bola yang terdiri dari agregat abu halus yang saling terikat (Schumacher dan Schmincke, 1991, 1995; Gilbert dan Lane, 1994). Studi empiris terhadap berbagai lapili akresi mengklasifikasikannya menjadi dua tipe utama (Schumacher dan Schmincke, 1991, 1995): (1) Tipe inti, yang memiliki inti berukuran lebih kasar, lapili, atau klas dengan ukuran yang bervariasi dan dikelilingi oleh lapisan abu halus, dan (2) Tipe tanpa inti, yang tidak memiliki inti dan umumnya terdiri dari abu berbutir lebih besar. Ada juga lapili yang disebut lapili inti (Lorenz dan Zimanowski, 1984), di mana semua jenis lapili dilapisi oleh inti berbutir halus yang homogen, kadang-kadang mencapai ketebalan hingga beberapa sentimeter. Fitur tambahan seperti gumpalan lumpur atau bola lumpur juga sering ditemukan pada endapan dari letusan freatomagmatik.

Terbentuknya lapili akresi berasal dari penggabungan partikel-partikel abu halus dalam awan letusan yang kaya kelembaban. Oleh karena itu, lapili akresi juga dapat terjebak dalam aliran piroklastik yang bergerak (Rosi, 1992; Gilbert dan Lane, 1994; Schumacher dan Schmincke, 1995). Agregasi partikel-partikel abu yang sangat halus terjadi akibat tarikan elektrostatis (James dkk. 2003). Setelah proses agregasi awal, kelembapan dari awan letusan membantu membentuk lapisan tipis berulang di sekitar agregat. Lapili akresi sering kali digunakan untuk

menunjukkan interaksi antara magma dan udara (Wohletz dan Mcqueen, 1984b). Namun, lapili akresi juga bisa terbentuk dari semua jenis partikel halus yang terangkut oleh awan yang bergerak melalui area lembap di atmosfer dan/atau terkena hujan selama letusan (Carey dan Sigurdsson, 1982; Veitch dan Woods, 2001; Scolamacchia dkk., 2005; Textor dkk., 2006). Dalam situasi ini, lapisan lapili akresi sering terputus-putus, dan partikel-partikel lapili akresi terkumpul dalam kelompok seperti hujan piroklast. Mereka sering kali terkait dengan letusan gaya plinian, di mana ukuran awan letusan besar dan memiliki kemampuan untuk bersentuhan dengan awan lainnya (Carey dan Sigurdsson, 1982), terutama dalam iklim tropis di mana awan hujan sering terbentuk dengan cepat karena tingkat kelembapan yang tinggi. Lapili akresi umumnya ditemukan dalam lapisan piroklastik yang terkait dengan erupsi freatomagmatik seperti cincin tuf, kerucut, atau maar.

Contoh besar lapili akresi terbentuk dari kolom letusan yang melewati danau kaldera. Dalam situasi seperti ini, lapisan lapili akresi dapat mencapai ketebalan hingga beberapa desimeter dan dapat teramati dalam jarak yang jauh (ratusan kilometer). Di tempat lain, akresi lapili juga sering dikaitkan dengan tanggul klastik atau pipa segregasi (Boulter, 1986). Lapisan lapili akresi menunjukkan pola distribusi khas di sekitar gunung berapi freatomagmatik dengan volume kecil. Awan letusan biasanya mencapai suhu sekitar 100 derajat Celsius di dekat mulut kawah, tetapi suhu ini cepat turun saat awan bergerak menjauh, yang mengakibatkan kondensasi air dari awan. Proses ini menyebabkan penggumpalan abu di sekitar 500–700 meter dari sumbernya, dan karena itu, lapisan lapili akresi sering kali

muncul secara tiba-tiba pada titik ini. Gumpalan lumpur halus dan kerikil juga bisa terbentuk dengan mudah akibat dari percampuran partikel lumpur di sekitar area ventilasi. Proses ini terjadi ketika letusan plinian dimulai di dalam danau kaldera. Materi seperti ini dapat bergerak bersama sebagai gumpalan lumpur dalam jarak yang jauh, dan menciptakan pola tekstur yang mirip dengan akresi. Partikel-partikel ini juga sering ditemukan selama letusan gunung berapi dengan volume kecil di lingkungan cekungan sungai-danau (White 1996b, 2001).

Karena alasan tersebut, lapisan lumpur semacam itu sering kali muncul dalam konteks suksesi freatomagmatik di lapangan vulkanik freatomagmatik pada era Mio/Pliosen di bagian barat Hongaria (Martin dan Németh, 2004). Pembentukan ulang lapili akresi masih belum sepenuhnya dipahami. Umumnya, identifikasi lapisan lapili akresi yang kontinu digunakan untuk mengindikasikan bahwa perlapisan tersebut merupakan hasil utama dan terbentuk secara subaerial. Namun, terdapat bukti lapili akresi yang terputus-putus dan terkelupas pada suksesi vulkaniklastik yang dihasilkan oleh letusan plinian dengan volume besar dan dalam lingkungan bawah air (Self dan Sparks, 1979; Boulter, 1987; Jones dan Anhaeusser, 1993). Meskipun contoh-contoh ini, lapili akresi hampir tidak dapat bertahan dalam perjalanan jarak jauh, kecuali jika pergerakannya lembut dan pengendapan berikutnya cukup cepat untuk mencegahnya dari mengalami gangguan mekanis.

Gelas Vulkanik

Gelas vulkanik terbentuk dari pendinginan magma yang cepat dan dapat dianggap sebagai wujud cairan yang sangat dingin. Oleh karena itu, pecahan gelas dapat secara

langsung terhubung dengan komposisi asli fragmen lelehan melalui berbagai proses. Jumlah pecahan gelas vulkanik, terutama dalam endapan piroklastik berkomposisi mafik, dapat memberikan indikasi adanya interaksi antara magma dan udara. Bentuk dan morfologi pecahan gelas vulkanik sering digunakan untuk melihat sejarah fragmentasi dan deposisi piroklastik (McPhie dkk., 1993). Pada fragmentasi akibat ledakan magmatik, terutama dalam magma silikat, terdapat tiga jenis pecahan gelas yang utama (McPhie dkk., 1993): (1) pecahan *cusped*, yang membentuk bentuk x atau y di titik pertemuan vesikel fragmen gelas yang lebih besar; (2) pecahan *platy*, yang berbentuk lengkung dan biasanya memiliki vesikula rendah; dan (3) pecahan batu apung yang bertekstur vesikuler. Ketiga jenis pecahan gelas ini bisa terjadi bersamaan, dan perbandingan relatif di antara mereka dapat memberikan wawasan tentang kondisi selama fragmentasi, transportasi, dan pengendapan. Tekstur piroklastik (seperti abu) selama fragmentasi magma tergantung pada faktor seperti komposisi magma, suhu, dan kandungan gas (Heiken dan Wohletz, 1986, 1991; Cashman dan Bergantz 1991; Cashman dan Mangan 1994b; Cashman dkk., 2000). Faktor-faktor ini mempengaruhi viskositas dan tegangan permukaan, yang membentuk bentuk piroklastik.

Pada letusan tipe Hawaii, di mana magma memiliki viskositas rendah, gelas memiliki permukaan halus dan dapat berbentuk seperti bola, air mata, dan *ovoid* (Heiken dan Wohletz, 1986; Mangan dkk., 1993; Mangan dan Cashman, 1996). Piroklastik berbentuk bola memiliki permukaan halus, sering memiliki vesikula yang berbentuk bulat hingga memanjang, dan kadang-kadang memiliki kulit tipis yang pecah akibat tumbukan. Struktur

seperti rambut (*pele*) biasanya memanjang beberapa sentimeter dan terbentuk dari lapisan tipis gelas yang menyerupai rambut. Struktur ini sering melekat dan berbentuk seperti tetesan air. Pada letusan tipe Strombolian, di mana magma memiliki viskositas rendah, tephra yang kaya akan abu gelas dapat terbentuk. Tephra ini terdiri dari piroklast yang berbentuk tidak teratur hingga bongkahan *tachylite*. Perubahan dari tetesan *sideromelane* bening menjadi butiran mikrokristalin *tachylite* biasanya mencerminkan derajat pendinginan dan kristalisasi dari lelehan (Heiken dan Wohletz, 1986).

Tekstur piroklast seperti gelas dari magma yang lebih kental (seperti andesit hingga riolit) terutama dipengaruhi oleh viskositas yang lebih tinggi dan kandungan gas yang lebih besar dari lelehan induk. Pada magma dengan viskositas tinggi, tetesan lelehan tidak bisa membentuk bentuk tertentu, dan oleh karena itu bentuk piroklast berbentuk gelas terbentuk berdasarkan bentuk vesikula dan fragmen yang terpecah saat fragmentasi (Heiken dan Wohletz, 1986). Proses fragmentasi magma selama letusan plinian didasarkan pada asumsi tentang waktu dan mekanisme fragmentasi sebagai parameter penting dalam berbagai model letusan. Mayoritas model mengasumsikan bahwa fragmentasi terjadi saat vesikularitas mencapai ambang tertentu (misalnya, persentase volume vesikel) sekitar 75-83% lelehan (Heiken dan Wohletz, 1986). Namun, penelitian terbaru menunjukkan bahwa seberapa jauh magma terpecah juga dipengaruhi oleh faktor-faktor yang mengontrol pertumbuhan gelembung, seperti viskositas magma, suhu, distribusi ukuran gelembung, bentuk gelembung, dan waktu (Klug dan Cashman, 1996; Klug dkk., 2002). Pertumbuhan gelembung dalam magma vesikuler

menciptakan permeabilitas yang diperlukan untuk menghubungkan fase gas terdispersi. Ketika permeabilitas berkembang, gas terlarut dapat keluar melalui gelembung, menjaga wilayah magma vesikuler sebagai klas batu apung daripada memecahnya menjadi abu. Karena itu, fragmen batu apung menyimpan informasi tentang bagaimana permeabilitas berkembang dan permeabilitas kritis yang diperlukan untuk mempertahankan klas. Perkembangan permeabilitas melalui penipisan dinding gelembung dan pelepasan gas melalui gelembung yang permeabel membutuhkan waktu, sesuai dengan observasi bahwa tingkat fragmentasi (jumlah abu) meningkat dengan laju letusan yang lebih tinggi (Klug dan Cashman, 1996; Klug dkk., 2002).

Fragmen batu apung biasanya mengandung berbagai jumlah mikrolit. Keberadaan mikrolit tidak hanya dapat meningkatkan viskositas magma dan vesikularitas efektif, tetapi tampaknya juga dapat membantu nukleasi gelembung dan oleh karena itu menghambat ekspansi dan penggabungan gelembung (Klug dan Cashman, 1994). Oleh karena itu, magma dengan mikrolit dapat terfragmentasi pada viskositas curah yang lebih rendah daripada yang tanpa mikrolit. Klas yang mengandung mikrolit terfragmentasi juga cenderung berkembang lebih sedikit setelah fragmentasi dan oleh karena itu lebih dekat menjaga distribusi gelembung dan struktur pada saat fragmentasi magma (Klug dan Cashman, 1994).

Seperti yang telah disebutkan sebelumnya, pecahan gelas vulkanik freatomagmatik berbentuk kotak, vesikuler dengan bentuk tidak beraturan, dan biasanya hanya mengandung sedikit mikrolit. Dalam kondisi ventilasi dan

saluran yang tidak stabil, perubahan fragmentasi freatomagmatik dan magmatik dapat terjadi dengan cepat, dan lapisan tephra yang terbentuk akan berisi pecahan gelas yang merekam perubahan ini. Pecahan gelas silikat memiliki variasi yang lebih luas, dan karena warnanya yang lebih terang, sering kali sulit untuk mengidentifikasi fragmentasi *quench* (seperti interaksi magma-udara) dari penampilan dasar gelas. Dalam beberapa kasus yang jarang terjadi, pecahan gelas silikat besar dapat menjadi obsidian yang terbentuk secara langsung dari pendinginan lava silikat. Obsidian ini umumnya berwarna hitam, coklat, atau merah, dan memiliki tekstur aliran berpita-pita. Fragmen obsidian sering ditemukan dalam endapan yang terbentuk akibat runtuhnya kubah lava silikat, di mana fragmen ini dapat mendominasi endapan autoklastik (Mcphie dkk., 1993).

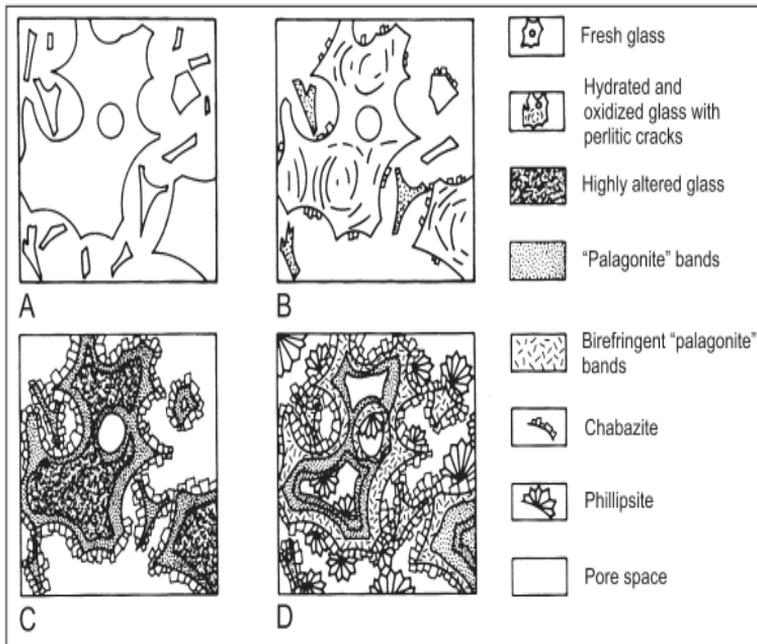
Salah satu jenis endapan gelas yang sangat penting adalah hialoklastit, yang terbentuk akibat fragmentasi *quench* dari aliran lava yang tidak meledak (Pichler, 1965; Furnes dan Fridleifsson, 1974; Furnes dan Sturt, 1976; Honnorez dan Kirst, 1976; Batiza dkk., 1984; Smith dan Batiza, 1989; Mcphie dkk., 1993; Schmincke dkk., 1997; Scutter dkk., 1998; Martin, 2002). Ada juga teori yang menyimpulkan bahwa hialoklastit bawah laut terbentuk akibat fragmentasi eksplosif rendah energi dari aliran lava (Maicher, 1999), yang menciptakan cangkang limu (Maicher dkk., 2000; Maicher dan White, 2001). Hialoklastit kaya akan pecahan gelas berbentuk blok dan bermacam-macam, yang umumnya lemah hingga tidak vesikuler, dan biasanya memiliki bentuk sudut dengan bukti adanya retakan pada teksturnya. Bentuk asal hialoklastit juga dapat terbentuk akibat interaksi antara magma dan es, dan merupakan bagian utama dari bentuk

topografi "meja" di lingkungan ini (Smellie dkk., 1993; Skilling, 1994; Werner dkk., 1996; Gudmundsson dkk., 1997; Werner dan Schmincke, 1999; Helgason dan Duncan, 2001; Stevenson dkk., 2006).

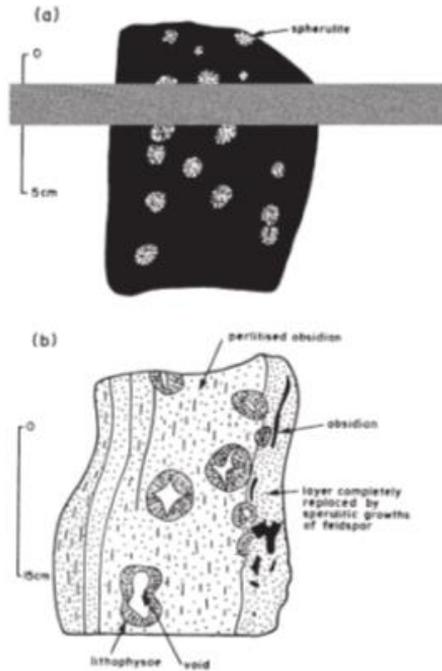
PERUBAHAN DAN PERUBAHAN TEKSTUR GELAS VULKANIK

Karena gelas vulkanik bersifat metastabil, ia dengan cepat mengalami perubahan selama pengendapan dan terkadang selama transportasi. Pecahan gelas basaltik dari letusan freatomagmatik sering kali mengembangkan pinggiran tipis palagonit selama proses transportasi, dan mengalami proses palagonitisasi yang signifikan segera setelah pengendapan, terutama akibat hidrasi dan perubahan suhu yang rendah. Palagonit adalah mineral tanah liat berwarna kuning hingga coklat yang terbentuk dari reaksi air, besi, magnesium, dan alkali dalam gelas (Peacock dan Fuller, 1928; Farrand dan Singer, 1992; Schiffman dan Southard, 1996; Techer dkk., 2001; Stroncik dan Schmincke, 2002; Drief dan Schiffman, 2004). Nama "palagonit" berasal dari Palagonia di Sisilia, di mana lapisan tebal endapan piroklastik palagonitik muncul terkait dengan vulkanisme subak hingga muncul di pegunungan Hyblean pada Pliosen (Schmincke dkk., 1997). Palagonit sering ditemukan di dalam kerucut tufa, di mana endapan piroklastik didominasi oleh lapili dan abu seperti gelas (Wohletz dan Sheridan, 1983; Verwoerd dan Chevallier, 1987; Farrand dan Singer, 1991; Sohn dan Chough, 1992; Sohn, 1995; Martin, 2002). Proses palagonitisasi yang kuat juga terjadi di pegunungan, di mana formasi hialoklastit berukuran besar umum ditemukan (Skilling, 1994). Palagonit juga dapat dengan cepat berubah menjadi mineral seperti smektit, oksida besi, zeolit, dan klorit (lihat Gambar 3.6). Dalam sayatan

tipis petrografi, perubahan ini dapat dilacak dari setiap fragmen, baik dalam bentuk lapisan yang teridentifikasi (misalnya akibat perubahan kondisi air tanah atau tingkat kejenuhan), atau dalam bentuk yang tidak merata. Meskipun demikian, tidak ada hubungan langsung yang diketahui antara pembentukan palagonit dan posisi permukaan air sebelumnya (seperti posisi permukaan air saat letusan).



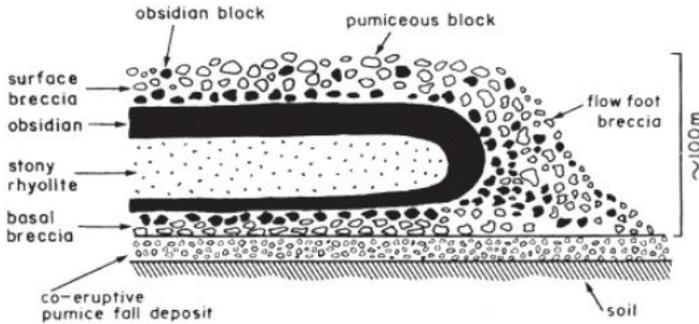
Gambar 3.4 Tahapan palagonitisasi pecahan gelas vulkanik (Fisher dan Schmincke, 1984)



Gambar 3.5 Perkembangan tekstur aliran lava obsidian dari perkembangan spherulite ke lithophysae (Cas dan Wright, 1988)

Proses hidrotermal dan perbedaan antara lapisan piroklastik tertentu dapat memicu pembentukan jalur efisien bagi cairan hidrotermal yang hangat, yang pada gilirannya dapat memfasilitasi berbagai tingkat palagonitisasi di tempat tertentu dalam tumpukan endapan. Kaca dengan kandungan silika tinggi juga dapat mengalami perubahan dengan cepat melalui proses devitrifikasi (Lofgren, 1971). Selama proses ini, mineral gelas secara perlahan digantikan oleh mineral seperti zeolit, filosilikat, dan palagonit (Mandeville, 1970; Scott, 1971; Stimac dkk., 1996). Tahap berikutnya melibatkan nukleasi dan pertumbuhan kristal yang terjadi pada suhu subsolidus (biasanya setelah endapan piroklast terbentuk). Sferulit (lihat Gambar 3.7) dan *lithophysae*

adalah struktur yang umum terbentuk selama devitrifikasi gelas vulkanik pada suhu yang relatif tinggi (Mcphie dkk., 1993). Karena proses ini bersifat bertahap, pada tahap awal muncul spherulites kecil yang kemudian berkembang menjadi spherulites yang lebih dominan (Davis dan Mcphie, 1996; Smith dkk., 2001; Orth dan Mcphie, 2003). Kecepatan dan kemajuan pembentukan struktur sferulitik dipengaruhi oleh suhu yang dipertahankan (misalnya tufa yang memiliki retensi panas yang cukup), serta keberadaan cairan alkali pada suhu yang tinggi. Sferulit yang terbentuk memiliki ukuran yang beragam dan dapat membentuk zona kaya mikrolit dengan serat-serat, mirip bintang, dalam matriks gelas. Lithophysae memiliki rongga pusat yang pada akhirnya dapat diisi oleh fasa mineral sekunder lainnya. Pembentukan lithophysae dimulai oleh pertumbuhan spherulite saat lelehan masih dalam kondisi panas dan mengandung zat volatil. Seiring dengan proses eksonefis volatil yang mudah menguap, rongga di dalam lithophysae membesar dan dengan pendinginan, larutan mineral yang terdposisi di dalamnya menjadi padat, dan zat volatil yang menguap akan membentuk fenokris yang berkembang cepat (biasanya kuarsa). Devitrifikasi cenderung menghasilkan tekstur mikropoisilitik, di mana mineral tunggal seperti kuarsa membungkus mikrolit-mikrolit kecil dari fasa mineral lain dalam pola yang menyerupai butiran salju. Sferulit dengan diameter antara milimeter hingga sentimeter umum ditemukan dalam lava riolitik yang membentuk aliran yang kohesif, serta dalam breksi hasil runtuhnya kubah gunung di Pegunungan Tokaj, Hongaria (lihat Gambar 3.8). Tekstur mikropoisilitik juga umum pada batuan riolitik yang koheren, serta pada endapan piroklastik yang telah mengalami pengelasan (*welded*).



Gambar 3.6 Penampang aliran lava riolit (Cas dan Wright, 1988).

Pada batuan vulkanik yang mengandung gelas silikat, tekstur perlitik juga umum ditemukan. Retakan perlitik adalah retakan mikro seperti rambut yang memotong tubuh gelas (Ross dan Smith, 1955; Friedman dkk., 1966). Retakan perlitik berkembang sebagai respons langsung terhadap hidrasi gelas (Friedman dan Long, 1976). Selama hidrasi, gelas mengembang dan menjadi rapuh serta pecah. Pembentukan retakan dapat bersifat acak atau mengikuti pola dari tekstur berpita asli (biasanya terlihat dalam aliran lava). Riolit perlitik tersebar luas di Pegunungan Tokaj, Hongaria timur laut, dan terkait dengan kubah lava subakua dan urutan hialoklastit terkait. Dalam lingkungan ini, baik perlit biasa maupun perlit berpita dalam aliran lava umum terjadi.

TRANSPORTASI PIROKLAST DAN GAYA PENGENDAPAN

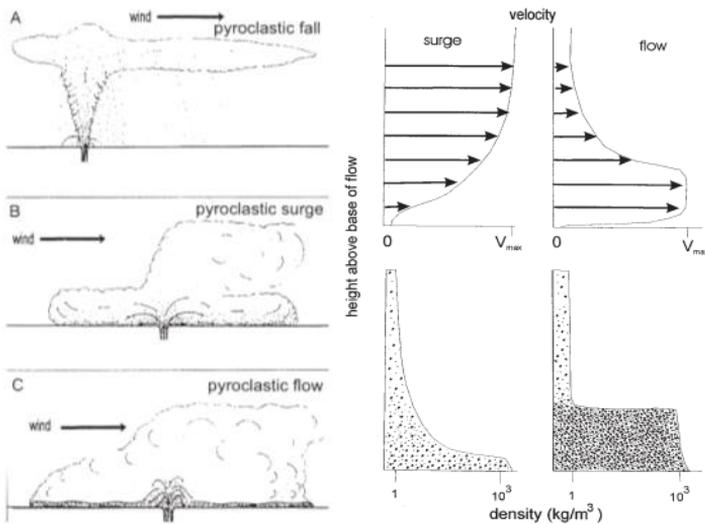
Transportasi piroklast diatur oleh aturan fisik yang sama terlepas dari proses fragmentasi yang mungkin membentuknya (McPhie dkk., 1993). Studi skala singkapan dari catatan batuan vulkanik diperlukan untuk mengidentifikasi lingkungan transportasi dan pengendapan. Partikel dapat terbawa dengan cara yang lebih langsung atau lebih tidak langsung dari lokasi

awalnya ke tempat di mana mereka mengendap, seperti selama letusan, atau piroklast mungkin mengalami berhenti dan mulai bergerak melalui proses pengulangan berulang yang mengarahkannya ke tujuan akhirnya (Mcphie dkk., 1993). Dalam kasus kedua, proses transportasi sering terjadi dalam lingkungan sedimen non-vulkanik.

Beberapa proses utama yang terlibat dalam transportasi piroklast termasuk (Mcphie dkk., 1993):

1. **Aliran massa:** Ini melibatkan pergerakan kelompok beragam jenis fragmen klas serta fluida interstisial yang mengikuti aliran massa. Karakteristik aliran massa dapat bervariasi dalam hal konsentrasi partikel dan reologi.
2. **Transpor traksi:** Partikel diangkut oleh fluida interstisial dan dapat bergerak bebas di dalam cairan. Partikel ini cenderung tertahan dalam fluida.
3. **Transpor suspensi:** Partikel sepenuhnya tersuspensi dalam fluida interstisial. Dalam kondisi ini, partikel mengapung dalam cairan dan diangkut oleh aliran.

Cara lain untuk memahami mekanisme transportasi adalah dengan mempertimbangkan faktor-faktor seperti konsentrasi partikel, lintasan partikel (vertikal versus horizontal), kekuatan kohesi (kandungan tanah liat atau material halus), dan stabilitas aliran atau arus (lihat Gambar 3.9) (Wilson dan Houghton, 2000). Studi lebih lanjut pada lingkungan dan kondisi spesifik diperlukan untuk memahami bagaimana transportasi piroklast terjadi dan bagaimana gaya pengendapan memengaruhi akumulasi akhir fragmen klas.



Gambar 3.7 (kiri). Piroklastik jatuhan, aliran, pembentukan gelombang dan awan letusan terkait (Wilson dan Houghton 2000: hal. 547, gb. 1). **Gambar 3.10 (kanan).** Profil kerapatan arus densitas piroklastik encer dan pekat (Wilson dan Houghton 2000: hal. 548, gb. 2)

Dalam skema klasifikasi jatuh piroklastik, karakteristiknya akan ditentukan oleh konsentrasi partikel yang rendah dan partikel yang bergerak dalam lintasan vertikal. Sementara itu, gelombang piroklastik memiliki konsentrasi partikel yang juga rendah, tetapi partikel-partikel tersebut bergerak dalam lintasan horizontal (Burgisser dan Bergantz, 2002). Di sisi lain, aliran piroklastik diangkut secara horizontal dengan konsentrasi partikel yang tinggi (Burgisser dan Bergantz, 2002). Perbedaan antara aliran, transportasi, dan deposisi piroklastik juga dapat tercermin dalam profil konsentrasi partikel dalam aliran tersebut (kepadatan partikel) (lihat Gambar 3.10) (Wilson dan Houghton, 2000). Aliran piroklastik memiliki dasar aliran dengan konsentrasi partikel yang tinggi, namun memiliki penurunan

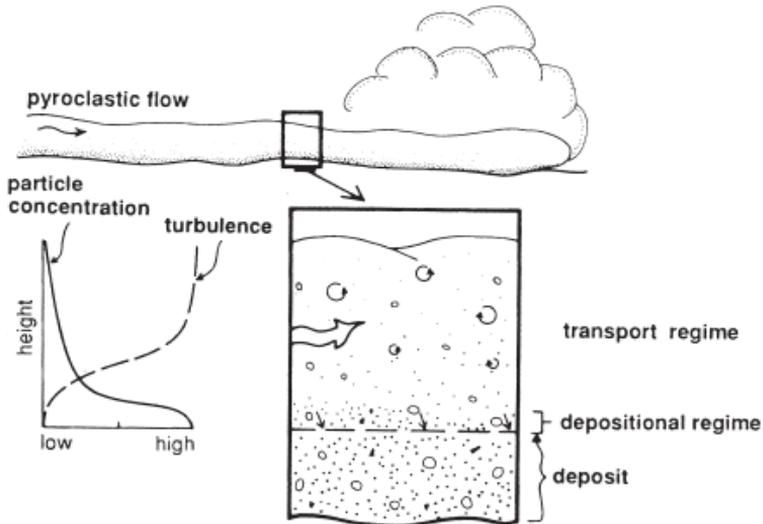
konsentrasi yang tajam di atas dasar aliran (lihat Gambar 3.10).

Sementara itu, gelombang piroklastik memiliki konsentrasi partikel yang lebih rendah di bagian arus, namun konsentrasi tersebut turun lebih perlahan ke atas dalam arus (lihat Gambar 3.10). Kohesi partikel memainkan peran penting dalam mengontrol gaya akumulasi partikel, misalnya dengan kohesi rendah, partikel cenderung terkelupas dan membentuk lereng butiran, sedangkan dengan kohesi tinggi, partikel lebih cenderung saling menempel membentuk struktur bedform yang curam (Wilson dan Houghton, 2000). Letusan aliran piroklastik yang berlangsung secara berkelanjutan dapat menghasilkan akumulasi lapisan yang tebal, menunjukkan variasi konsentrasi partikel yang signifikan. Jika fase individu dalam letusan ini memiliki karakteristik yang berbeda, maka sukseksi piroklastik yang dihasilkan akan memiliki lapisan yang jelas dengan kontak yang tajam (Wilson dan Houghton, 2000).

Endapan aliran massa dapat langsung terbentuk selama letusan gunung berapi dan juga mengalami resedimentasi. Endapan vulkaniklastik dapat terbentuk melalui berbagai jenis aliran massa, termasuk aliran kekeruhan, aliran puing, aliran lumpur, aliran butiran, aliran butiran yang mengalami modifikasi berdasarkan kepadatan, atau melalui proses jatuh dari udara atau longsoran puing.

Sementara itu, transportasi yang didominasi oleh traksi terjadi selama gelombang piroklastik. Jenis arus transportasi yang sama juga terjadi dalam sistem sungai atau bawah air. Endapan piroklastik yang berkaitan dengan suspensi termasuk dalam kategori air terjun piroklastik, yang bisa terbentuk melalui pengendapan

udara atau air. Jenis pengendapan yang sama, namun telah mengalami proses pengulangan, juga bisa menjadi bagian dari berbagai jenis pengendapan suspensi, seperti pengendapan hemipelagik.



Gambar 3.8 Model agradasi progresif untuk evolusi aliran piroklastik menurut Branney dan Kokelaar (1992) dan Druitt (1992)

KARAKTERISTIK PERLAPISAN

Dalam skema klasifikasi aliran piroklastik, karakteristik per lapisannya dapat dilihat melalui pengamatan suksesi vulkaniklastik dalam skala eksposur batuan. Namun, keragaman karakteristik per lapisan yang ditemukan di lapangan tidak selalu memberikan informasi yang jelas mengenai agen pengangkut. Sebagai contoh, saat ini masih ada kebingungan mengenai hubungan antara karakteristik fisik deposit dan aliran dalam sistem aliran piroklastik (lihat Gambar 3.11) (Branney dan Kokelaar, 1992a; Druitt, 1998). Terdapat dua gagasan utama yang bersaing dalam menjelaskan fenomena ini: (1) aggradasi progresif melalui sedimentasi dari dasar aliran aktif yang

terjadi sepanjang aliran, mirip dengan mekanisme arus turbiditas kepadatan tinggi (Fisher, 1966; Branney dan Kokelaar, 1992b; Kneller dan Branney, 1995); atau (2) "pembekuan massal" dari seluruh aliran atau margin aliran secara bersamaan (Wright dan Walker, 1981). Meskipun banyak bukti lapangan dan eksperimen telah mendukung mekanisme pertama (Kokelaar dan Branney, 1996; Sumner dan Branney, 2002; Brown dan Branney, 2004a, 2004b; Carrasco-nunez dan Branney, 2005), hipotesis aggradasi progresif ini masih belum sepenuhnya diterima (Branney dan Kokelaar, 1992a, 1994).

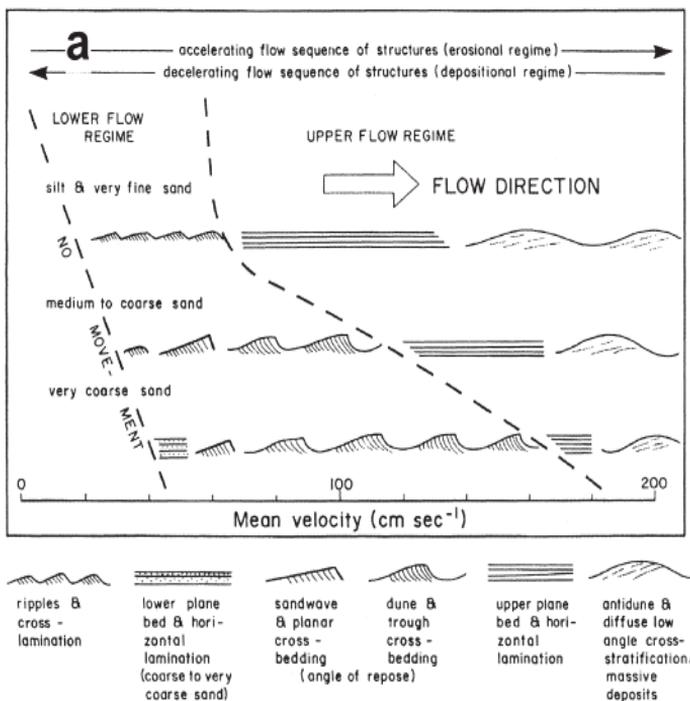
Arus kerapatan piroklastik merupakan jenis aliran dengan berbagai fase, di mana volume, fluks massa, ukuran butiran, konsentrasi partikel, dan kerapatan curahnya dapat bervariasi dalam rentang besar (Druitt, 1998; Branney dan Kokelaar, 2002). Deskripsi fisik mengenai kondisi aliran ini mencakup aliran granular yang padat, di mana gas juga memainkan peran, serta aliran gas yang terfluidisasi, di mana gas menjadi komponen penting (Sparks, 1976; Sparks, dkk., 1978; Wilson, 1980, 1984; Wilson dan Houghton, 2000; Roche dkk., 2004, 2005). Ada pula aliran yang tergolong dalam kondisi turbulen yang sangat cair, di mana fase gas mendominasi dan partikel-partikel terbawa dalam suspensi turbulen (Druitt, 1998; Freundt dan Bursik, 1998; Huppert, 1998; Branney dan Kokelaar, 2002).

Deskripsi lapangan mengenai endapan aliran piroklastik sering digunakan untuk mengartikan variasi dalam kemampatan aliran utama, gradien konsentrasi partikel (seperti teori aliran bertingkat), serta variasi vertikal atau horizontal dalam kondisi aliran (Valentine, 1987; Palladino dan Valentine, 1995; Baer dkk., 1997; Freundt, 1998; Valentine, 1998; Freundt, 1999). Salah satu jenis aliran piroklastik yang sering ditemui adalah yang

mewakili akhir dari aliran granular berenergi rendah, seperti aliran blok dan abu yang berasal dari aliran kerapatan piroklastik (Schwarzkopf dkk., 2005), biasanya terbentuk akibat keruntuhan gravitasi dari kubah lava aktif (Saucedo dkk., 2002, 2004), letusan tipe vulcanian (Nairn dan Self, 1978; Lube dkk., 2007), atau pembekuan yang tidak stabil dan lava autobreccias (Rodriguez-Elizarraras dkk., 1991). Gelombang piroklastik, termasuk gelombang dasar, juga memiliki rezim transpor horizontal (Valentine dan Fisher, 2000; White dan Houghton, 2000). Gelombang dasar adalah jenis aliran kerapatan piroklastik turbulen yang memancar dari pusat letusan freatomagmatik (Moore, 1967; Fisher dan Waters, 1970; Swanson dan Christiansen, 1973; Valentine dan Fisher, 2000; Naranjo dan Haller, 2002).

Pada endapan gelombang dasar, berbagai jenis fitur seperti riak, bukit pasir, antidunes, atau bentuk tabel dapat terbentuk. Endapan ini seringkali membentuk sebagian besar dari volume letusan vulkano freatomagmatik dengan ukuran yang lebih kecil (Schmincke dkk., 1973; Wohletz dan Sheridan, 1983; Sohn, 1996; Stoppa, 1996; Valentine dan Fisher, 2000; Vespermann dan Schmincke, 2000). Identifikasi endapan gelombang dasar bisa menjadi sulit karena karakteristiknya mungkin menyerupai tekstur endapan sungai (Bull dan Cas, 2000). Setiap suksesi piroklastik yang mengandung endapan gelombang dasar memiliki serangkaian perlapisan yang memiliki ciri khas sendiri, yang dapat dibedakan berdasarkan warna, struktur, tekstur, komponen, dan posisi relatif satu sama lain (Vazquez dan Ort, 2006). Endapan gelombang dasar dapat dibedakan menjadi "basah" atau "kering" tergantung pada kandungan air bebasnya (Dellino dkk., 1990; Capaccioni

dan Coniglio, 1995; Allen dkk., 1996). Kandungan kelembapan dalam awan letusan mengendalikan kohesi partikel selama proses transportasi dan deposisi. Endapan gelombang basah umumnya terjadi pada suhu rendah, yang memungkinkan adanya air bebas dan aliran tiga fase. Sementara itu, endapan gelombang kering terjadi pada suhu yang lebih tinggi dan umumnya dilihat sebagai sistem dua fase yang didominasi oleh gas.



Gambar 3.9 Hubungan antara rezim aliran dan bentuk dasar yang dihasilkan dalam arus sedimen yang bergerak horizontal (Cas dan Wright, 1988)

Endapan lonjakan piroklastik biasanya diidentifikasi oleh adanya lapisan-lapisan melintang yang berkembang dengan tekstur khusus, seperti lapisan sangat halus atau lapisan dengan sudut yang rendah. Selain itu, endapan ini seringkali memiliki pola keseluruhan ketebalan lapisan

yang bergelombang. Namun, karakteristik ini dapat bervariasi, dan dalam kasus ekstrem, endapan aliran ini dapat menghasilkan lapisan-lapisan planar yang sangat tipis, yang sulit dibedakan dari unit jatuh piroklastik. Biasanya, adanya penyortiran yang buruk membedakan endapan lonjakan dari endapan jatuh. Terdapat berbagai jenis cross-bed yang berbeda, yang menjadi karakteristik untuk berbagai rentang kondisi aliran dalam endapan (lihat Gambar 3.12).

Riak dan bukit pasir kecil (dengan amplitudo rendah dan panjang gelombang panjang) umumnya terbentuk pada daerah aliran "rendah" di lokasi yang lebih jauh atau pada gelombang piroklastik yang memiliki energi rendah (lihat Gambar 3.12). Untuk mempertahankan keberadaan bedform individu, diperlukan proses deposisi yang cepat, karena jika tidak, aliran energi tinggi yang dominan (yang berada pada lapisan "atas") dapat menghancurkan bedform sebelumnya melalui erosi. Transisi dari aliran bawah ke aliran atas selama suksesi letusan dapat menghasilkan permukaan dasar yang terus menerus terkikis pada satu lokasi, menciptakan suksesi lapisan-lapisan yang paralel (Valentine dan Fisher, 2000).

Banyak penulis telah mengidentifikasi variasi dalam fasies di antara berbagai jenis set perlapisan, yang dihasilkan dari perubahan kondisi aliran dari daerah dekat ke daerah yang lebih jauh (Wohletz dan Sheridan, 1983). Variasi fasies yang paling umum adalah peralihan dari aliran konsentrasi tinggi di daerah proksimal menjadi aliran yang lebih encer di daerah distal, dan aliran yang lebih rendah energinya cenderung menghasilkan perubahan dalam fasies deposisi dari unit dengan dasar gelombang pasir, ke unit yang lebih besar, dan akhirnya menuju lapisan planar (Wohletz dan Sheridan, 1979, 1983; Lajoie dkk., 1992). Dari pulau Jeju, Korea, juga telah

diidentifikasi transformasi lateral dalam kondisi fasies (Chough dan Sohn, 1990, 1996). Di daerah proksimal, lapisan-lapisan yang masif dan tidak beraturan ditemukan, yang kemudian mentransisi menjadi lapisan-lapisan gelombang pasir, dan akhirnya menjadi lapisan planar dengan amplitudo rendah di lokasi yang paling jauh (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990). Konsentrasi partikel yang tinggi di daerah proksimal dan aliran turbulen dengan energi tinggi diyakini ada di dekat lokasi ventilasi. Seiring pergerakan gelombang ke luar, alirannya menjadi lebih encer, beban tersuspensi berkurang, yang membuka jalan bagi proses traksi untuk mendominasi transportasi. Variasi fasies vertikal juga dapat terlihat dalam endapan gelombang atau aliran piroklastik, yang biasanya terkait dengan variasi dalam pelepasan energi selama letusan yang terjadi (Sohn dan Chough, 1989).

Variasi fasies selama mekanisme transportasi horisontal juga dapat dikontrol oleh topografi, untuk menghasilkan yang sangat kontras zona fasies lembah mengisi bersama-sama dengan baik lateral, fasies bank berlebihan, atau disebut *ignimbrit facies er veen-* (Fisher dkk., 1983; Bogaard dan Schmincke, 1984; Freundt dan Schmincke, 1985; Németh dan Martin, 1999).

Lonjakan piroklastik biasanya dikaitkan dengan aliran piroklastik, baik sebagai gelombang tanah yang dihasilkan di depan aliran piroklastik, maupun gelombang abu-awan yang dihasilkan dari elutriasi halus dengan gas panas naik di atas aliran. Pada aliran piroklastik skala kecil, seperti aliran blok-dan-abu dari kubah, penghalang topografi, dan lompatan hidrolik, dapat menghasilkan gelombang abu-awan (Edgar dkk., 2002); Selain itu, ketika aliran piroklastik memasuki air

laut, sekunder ledakan dapat menghasilkan lonjakan encer (Edmonds dan Herd, 2005).

TRANSPORTASI BALISTIK KLAS

Klas balistik secara langsung didorong dari lubang *vent* dan mengikuti lintasan yang mirip dengan tembakan meriam (*balistik*) (Mcgetchin dkk., 1972; Chouet dkk., 1973, 1974). Proses ini penting selama letusan gaya vulcanian dan strombolian (Yamagishi dan Feebrey, 1994; Woods, 1995). Bom balistik dan balok umumnya (tetapi tidak eksklusif) diasosiasikan dengan vulkanisme freatomagmatik, terutama ketika interaksi magma-air terjadi dalam suksesi batuan pra-vulkanik. Balistik balok dapat melakukan perjalanan jauh dari sumbernya (hingga 10 km) dalam kondisi ekstrim letusan plinian, namun biasanya dibatasi dalam 1-3 km dari ventilasi (Pfeiffer, 2001). Karena kepadatannya yang biasanya tinggi, bahan ini dapat merusak bangunan yang berlokasi dekat dengan sumbernya (Artunduaga dan Jimenez, 1997). Selama letusan freatik, klas balistik dapat membentuk sebagian besar material yang meletus (misalnya ledakan hidrotermal), meskipun distribusinya biasanya sangat terbatas dalam radius puluhan hingga ratusan meter (Marini dkk., 1993). Blok dan bom balistik sering kali menyebabkan kawah tubrukan langsung di permukaan dasar lapisan.

Pemetaan orientasi kawah tumbukan (*impact sags*) dapat membantu untuk menentukan lokasi sumber pada eksposur geologi dimana geomorfologi permukaan tidak tersedia (Bogaard dan Schmincke, 1984). Kedalaman dan bentuk *impact sags* juga menunjukkan derajat kejenuhan dan plastisitas lapisan piroklastik yang mendasarinya. Pengakuan klas balistik dalam urutan vulkaniklastik menunjukkan bahwa suksesi sangat mungkin terkait

langsung dengan letusan gunung berapi. Namun, geometri tumbukan melorot, jika sangat simetris, dapat juga disalahartikan dengan proses sedimen lain seperti batu jatuh. Untuk interpretasi yang tepat, analisis fasies skala singkapan 3D diperlukan, bersama dengan analisis komposisi.

CIRI TEKSTUR KARAKTERISTIK SEDIMEN LUNAK DAN TIDAK TERKONSOLIDASI

Deformasi lapisan tephra yang baru diendapkan hanya umum terjadi jika tephra jenuh air, seperti jika tephra berasal dari freatomagmatik. Struktur dan formasi mereka sama seperti di lingkungan sedimen klastik lainnya (Moss dan Howells, 1996; Massari dkk., 2001; Surlyk dan Noenyaard, 2001; Jolly dan Lonergan, 2002). Banyak di antaranya disebabkan oleh kegempaan, (Mohindra dan Bagati, 1996; Mohindra dan Thakur, 1998; Kotlia dan Rawat, 2004) proses umum selama letusan. Bom balistik dengan kepadatan tinggi dan benturan blok juga dapat merusak lapisan plastik. Selain itu, klas-klas dengan kepadatan tinggi yang baru disimpan dapat berperilaku seperti batu jatuh dan tenggelam ke posisi yang lebih dalam di perlapisan setelah diendapkan. Hilangnya air pada tephra densitas rendah dapat menyebabkan terbentuknya lapisan tanah yang keras dengan variasi ketebalan lateral seperti *boudinage*.

Seperti kehilangan air umumnya terkait dengan akumulasi air zona mineral bermuatan kaya, yang dapat meningkatkan perubahan perlapisan spesifik suksesi (Rosi, 1992). Saturasi air dan pelepasan juga dapat menyebabkan api dan struktur *plate*, serta gunung pasir/lumpur kecil, terutama ketika tumpukan tephra menutupi sedimen dengan kepadatan rendah dan jenuh.

Jenis sedimen vulkaniklastik ini umum ditemukan pada banyak suksesi vulkaniklastik freatomagmatik di cekungan bawah laut atau suksesi lakustrin dalam kawah (misalnya endapan danau maar atau danau kaldera). Struktur deformasi sedimen lunak juga umum terjadi di bawah endapan aliran piroklastik dengan kepadatan tinggi atau longsoran puing vulkanik, di mana struktur api panjang dari lumpur halus dapat menyusup ke dalam suksesi vulkaniklastik yang berlebihan. Dalam pengaturan *subaqueous*, struktur *flame* dihubungkan dengan lapisan hialoklastit yang dikerjakan ulang. Tanggul klastik besar sering dikaitkan dengan kompleks kriptodom dan kubah lava *subaqueous*, di mana lumpur sin-erupsi lunak dapat terjepit puluhan meter ke dalam struktur kubah yang sedang tumbuh (Németh dkk., 2005).

BAB IV

ANALISIS FASIES GUNUNGAPI

Tahap proses vulkanisme menyediakan sejumlah besar sedimen vulkanik ke daerah sekitar gunung berapi aktif. Proses ini dapat dikelompokkan menjadi dua jenis, yaitu efusif dan eksplosif. Ketika letusan bersifat efusif, magma berbagai ukuran dapat mencapai permukaan dan membentuk aliran lava. Aliran lava ini menghasilkan banyak puing vulkanik yang kemudian dapat mengalami erosi permukaan. Partikel-partikel vulkanik ini dapat akhirnya membentuk endapan klastik yang besar, mengumpulkan di sekitar daerah di mana letusan efusif mendominasi proses geologis.

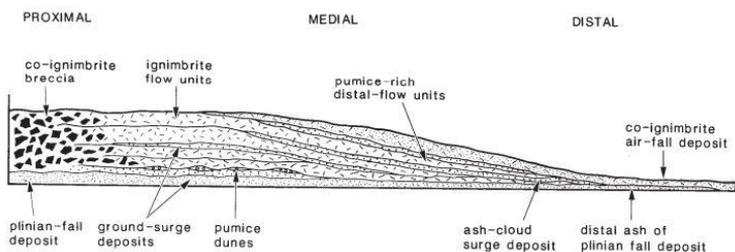
Di sisi lain, letusan gunung berapi yang bersifat eksplosif, yang mungkin dipicu oleh gas magmatik yang terperangkap dalam saluran vulkanik atau interaksi antara magma dan air, dapat menghasilkan tephra dalam jumlah besar. Tephra ini dapat tersebar luas dan kemudian terbawa oleh proses permukaan non-vulkanik. Kedua jenis letusan ini memiliki implikasi penting dalam pemahaman mengenai batuan vulkanik, baik yang tergolong klastik maupun koheren. Pemahaman yang holistik tentang kaitan antara suksepsi vulkanik dan non-vulkanik menjadi penting. Studi semacam ini dapat dilakukan dengan mendalam pada suksepsi gunung berapi dan hubungannya dengan lapisan sedimen sebelum, selama, dan setelah letusan vulkanik. Pendekatan ini dikenal sebagai analisis fasies vulkanik, yang mengadopsi metode serupa dengan analisis fasies pada lingkungan sedimen non-vulkanik umumnya.

FASIES VULKANIK

Fasies pada umumnya adalah kumpulan ciri dari unit geologi yang dapat mengungkapkan asal, sumber, dan lingkungan pengendapan. Konsep fasies adalah istilah yang meluas digunakan dalam dunia geologi. Dalam konteks ini, setiap jenis fasies vulkanik, bahkan setiap unit batuan vulkanik, memiliki ciri-ciri inti yang mendefinisikannya. Dalam sedimentologi, fasies didefinisikan sebagai variasi dalam sifat fisik, kimia, dan biologi suatu tubuh batuan tiga dimensi yang terendapkan selama jangka waktu geologi tertentu (Pettijohn dkk., 1972; 1975). Definisi ini berlaku untuk semua jenis batuan sedimen. Definisi ini juga menjelaskan bahwa fasies (atau fasies vulkanik) adalah unit batuan yang memiliki batasan yang jelas, sering dapat dilokalisasi melalui pemetaan, dan menunjukkan ciri-ciri tekstur, komposisi, serta struktur internal yang serupa. Hal ini mengindikasikan asalnya, metode perpindahannya, dan proses pengendapannya yang khas. Fasies vulkanik memiliki perbedaan dengan fasies non-vulkanik dalam berbagai aspek.

Untuk memahami lebih mendalam bagaimana fasies vulkanik terbentuk, perlu diidentifikasi sejarah fragmentasi dari bahan piroklastik tunggal dari gunung berapi yang baru terbentuk (dalam kasus suksesi piroklastik awal) atau sejarah fragmentasi berbagai kelompok material vulkanik untuk setiap jenis bahan vulkanik yang terawetkan (dalam kasus batuan vulkaniklastik yang mengalami rekristalisasi atau resedimentasi). Ini penting untuk memahami bagaimana bahan-bahan ini akhirnya terkumpul dalam satu unit batuan yang kompleks. Terutama dalam konteks sedimentologi klastik, sering digunakan pengelompokan

yang berguna untuk memisahkan fasies proksimal, medial, dan distal (lihat Gambar 4.1).



Gambar 4.1 Variasi fasies proksimal ke distal sepanjang unit ignimbrit (Wright dkk.,1981).

Pembagian ini memiliki arti penting karena berbagai jenis aliran massa geofisika mengalami perubahan signifikan dalam perilaku transportasi dan pengendapannya saat bergerak (Wright dkk., 1981). Pembagian ini juga sangat berguna dalam konteks fasies vulkanik, terutama yang terkait dengan aliran rapat piroklastik, longsoran puing vulkanik, atau endapan vulkanik lainnya, serta akibat erosi permukaan yang membentuk endapan aliran massa vulkanik (Mathisen dan Mcpherson, 1991) (lihat Gambar 4.2).

Subdivisi dalam endapan aliran massa vulkanik bersifat relatif. Di dalam deposit *base surge*, terjadi penumpukan tuff di sekitar *tuff ring* atau maar, dengan jarak sekitar 1 km antara fasies proksimal dan fasies distal (Waters dan Fisher, 1971; Chough dan Sohn, 1990; Vazquez dan Ort, 2006). Variasi fasies pada jarak pendek juga telah diamati pada gunung berapi kecil yang baru muncul atau di bawah permukaan air, seperti kerucut tufa gaya Surtseyan (Sohn dan Chough, 1992; Mueller dkk., 2000; Martin, 2002). Seringkali, ciri-ciri lapisan tertentu merupakan ciri khas dan terbatas pada jarak tertentu dari sumbernya. Ini telah banyak didokumentasikan untuk tephra Laacher See

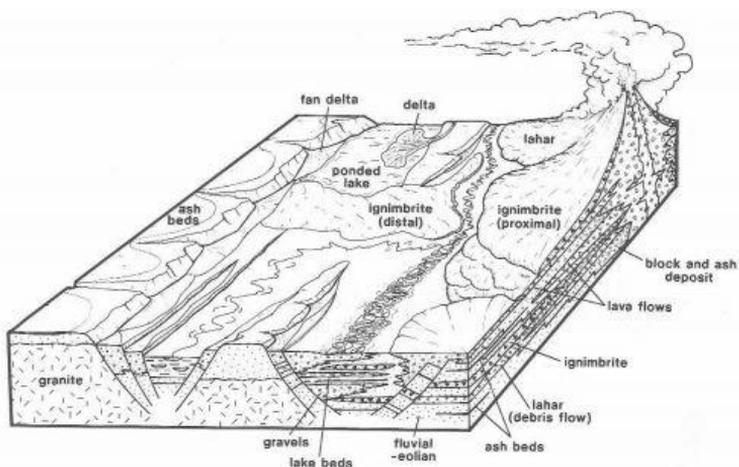
di Jerman (Fisher dan Waters, 1970; Schmincke dkk., 1973). Variasi fasies juga dapat terjadi pada jarak yang lebih jauh dalam kasus letusan dengan volume besar yang membentuk aliran piroklastik. Letusan Gunung St. Helens pada tahun 1980 mengungkapkan perubahan fasies dalam jarak beberapa kilometer dari sumbernya (Carey dan Sigurdsson, 1982; Rowley dkk., 1985; Fisher dkk., 1987; Druitt, 1992; Alidibirov, 1995). Bahkan perubahan fasies terjadi pada kasus yang lebih jauh dari pembentukan peristiwa ignimbrit, seperti ignimbrit Campanian di Italia (Fisher dkk., 1993). Perubahan fasies dari proksimal ke distal bisa terjadi pada skala yang lebih besar lagi, mencapai puluhan kilometer dalam kasus letusan besar dengan volume ignimbrit, seperti yang terjadi di Andes (de Silva, 1989; Ort, 1993; Lindsay dkk., 2001). Pengenalan variasi fasies dari proksimal ke distal juga penting dalam pembentukan stratigrafi yang akurat dari lembaran ignimbrit yang luas. Dalam hal ini, studi geokimia terbukti sangat bermanfaat untuk menunjukkan perubahan fasies dan mengidentifikasi hubungan antara fasies-fasies tersebut. Tantangan utamanya terutama muncul dalam pengaturan geologi yang kuno, di mana arsitektur tiga dimensi dari unit batuan vulkanik yang luas sering kali kurang terbatas dengan baik. Contohnya adalah formasi tuf riolit Miosen di Cekungan Pannonia (Capaccioni dkk., 1995; Póka dkk., 1998; Szakács dkk., 1998; Lukacs dkk., 2004).

Secara umum, dalam lingkungan vulkanik, fasies vulkanik proksimal biasanya mencakup sumber gunung berapi (seperti akumulasi unit batuan gunung berapi dan terbentuk di sekitar lubang sumber). Di daerah vulkanik yang masih muda, di mana bentuk lahan asli masih utuh, hubungan antara fasies vulkanik proksimal dan distal

sering dikaitkan dengan posisi geometris unit batuan yang terawetkan dibandingkan dengan gunung berapi sumbernya yang umumnya terletak sejajar. Namun, dalam suksesi vulkanik yang lebih tua, sumber gunung berapi mungkin telah hilang sepenuhnya atau dipindahkan oleh proses tektonik ke jarak yang lebih jauh, sehingga menghambat identifikasi hubungan antara fasies proksimal dan distal. Fakta penting dalam memahami suksesi vulkanik yang lebih tua adalah bahwa dalam banyak kasus, batuan vulkanik terkumpul dan terawetkan dalam pengaturan bawah. Isi cekungan sering kali tercampur dengan bagian fasies distal dari suksesi vulkanik primer hingga sekunder, dan hanya sejumlah petunjuk dari tekstur, ekstensi, dan geometri endapan vulkanik proksimal yang bisa diperoleh (Smith dkk., 1988; Besly dan Collinson, 1991; Montanari dkk., 1994; Dostal dkk., 2003; Kataoka, 2005). Studi tentang pengisian cekungan suksesi vulkanik primer dapat memberikan wawasan penting mengenai lingkungan pengendapan, seperti subakua versus subaerial (Barcat dkk. 1989, Bull dan Cas 1989, Turbeville, 1991; Yagodzinski dkk., 1996; Schmincke dkk., 1997; Jerram dkk., 1999; Schneider dkk., 2001; Breitzkreuz dkk., 2002, Martin dan Németh, 2005).

Terdapat perubahan fasies yang sangat penting dalam suksesi vulkanik primer dan sekunder. Di daerah yang lebih jauh, suksesi piroklastik primer sering kali berubah secara lateral menjadi suksesi vulkanik sekunder. Perubahan semacam ini biasanya terjadi saat transisi dari endapan daratan ke laut, terutama ketika aliran massa piroklastik primer mengalir ke dalam danau atau laut (Bull dan Cas, 1989; Mueller, 1991; de Rita dkk., 2002). Dengan demikian, suksesi piroklastik primer cenderung

berdampingan dengan delta laut, aliran turbiditas, atau suksesi laut dalam (Cole dan Stanley, 1994; Cousineau, 1994). Pengenalan perubahan fasies ini dan pengembangan hubungan tiga dimensi antara unit-unit batuan individu dapat membantu dalam membangun rekonstruksi lingkungan cekungan secara keseluruhan (Kano, 1991; Mcphie dan Allen, 1992; Macdonald dan Barr, 1993; Fergusson dkk., 1994; Mangano dan Buatois, 1997; Nagy dkk., 1999; Hathway dan Kelley, 2000; Dostal dkk., 2003; Franzese dkk. 2003).



Gambar 4.2 Hubungan fasies gunungapi di sepanjang zona rekahan aktif, kompleks dengan lipatan *intra-fit* dan pengembangan subcekungan.

Letusan gunung berapi, terutama letusan strato-vulkanik di busur vulkanik yang besar, dengan cepat mempengaruhi lingkungan sedimentasi di sekitarnya, dan mampu menyuplai jumlah material vulkaniklastik yang cukup besar ke cekungan sedimen. Dalam hal ini, sistem vulkanik komposit dan berusia panjang secara simultan menghasilkan endapan piroklastik primer

selama letusan serta endapan turunannya yang kemudian dikerjakan ulang dalam periode antara letusan. Sebagai akibatnya, catatan sedimen vulkanik primer dan sekunder yang kompleks dapat terbentuk, seringkali bergantian dengan endapan non-vulkanik. Kompleksitas ini dapat diperparah oleh kenyataan bahwa arus gravitasi vulkanik, baik yang primer maupun sekunder, mengikuti hukum fisika yang mempengaruhi deposisi bahan yang diangkut olehnya. Transformasi dalam sifat fisik arus gravitasi vulkanik menjadi penyebab utama perubahan fasies dalam endapan vulkanik yang terakumulasi (Fisher, 1983).

Perubahan ini mungkin disebabkan oleh beberapa faktor, yaitu: (1) pemisahan partikel yang bervariasi dalam kerapatan di dalam arus gravitasi bermuatan partikel karena proses pengendapan gravitasi (transformasi gravitasi); (2) variasi dalam kecepatan arus akibat perubahan sudut kemiringan tanpa perubahan yang signifikan dalam kandungan cairan interstisial dalam tubuh arus gravitasi (transformasi tubuh); dan (3) pemisahan partikel melalui pencampuran turbulen di antara batas fluida sekitarnya dan permukaan aliran (transformasi permukaan) (Fisher, 1983).

ANALISIS FASIES VULKANIK

Dalam analisis fasies vulkanik, endapan vulkanik (baik yang bersifat padat maupun terfragmentasi) diteliti dengan tujuan untuk membangun hubungan horizontal dan vertikal antar fasies. Tujuan ini membantu memahami proses letusan gunung berapi, pengolahan ulang endapan selanjutnya, serta interaksi dan hubungan antara lingkungan sedimen vulkanik dan non-vulkanik. Melalui analisis fasies vulkanik, dapat diidentifikasi tren umum

dalam tekstur, komposisi, distribusi lateral, fragmentasi magma, dan gaya letusan yang muncul dari sukseksi vulkanik yang sedang diteliti.

Secara umum, studi litofasies fokus pada unit vulkanik yang dapat dibedakan, dipetakan, dan dengan jelas dibatasi di lapangan (misalnya dalam skala singkapan). Untuk mendefinisikan litofasies, fitur-fitur umum yang dapat diidentifikasi seperti struktur, tekstur, geometri, dan komponen harus ditemukan dalam skala singkapan. Satu litofasies vulkanik dapat terdiri dari lebih dari satu lapisan tunggal, dan tidak selalu berasal dari peristiwa gunung berapi yang jelas (misalnya, endapan sukseksi dari satu arus kerapatan piroklastik tunggal). Penemuan litofasies yang teridentifikasi seringkali mengungkap variasi fasies secara vertikal dan lateral yang umum, yang dapat diartikan sebagai perubahan dalam perilaku pengendapan dari aliran pendahulu.

Untuk mendeskripsikan litofasies vulkanik, metode serupa yang digunakan dalam sedimentologi klastik dapat diterapkan. Ukuran butiran dalam unit endapan (batuan) merupakan salah satu parameter kunci dalam membedakan litofasies tertentu. Pola ukuran butir dari suatu endapan (batuan) memiliki hubungan langsung dengan sifat fisik dari aliran yang mengangkut dan mengendapkan material (lihat Gambar 4.3). Parameter tambahan yang berguna untuk membedakan litofasies adalah ukuran grading (gradasi, non-gradasi, gradasi normal atau terbalik, gradasi densitas), serta tekstur unit. Selain itu, stratifikasi dan orientasi internal klast (seperti imbrikasi) juga penting untuk mendefinisikan litofasies tertentu. Dengan mempertimbangkan ketiga parameter utama ini, tabel matriks dapat dibuat, dan setiap unit

batuan yang terdefinisi dengan baik (seperti lapisan atau kelompok lapisan) dapat ditempatkan ke dalam kategori yang ditentukan. Kategori ini bervariasi sesuai dengan kategori litofasies yang umum digunakan dalam penelitian sebelumnya, dan kadang-kadang demi kenyamanan praktis (misalnya, agar tidak kehilangan makna dalam penjelasan yang terlalu rinci). Dalam matriks satuan batuan yang terdefinisi dengan baik, terkadang mungkin ada parameter yang tidak dapat diidentifikasi di lapangan, dan hal ini perlu diperhatikan (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990; Sohn dan Chough, 1992; Sohn, 1995; Németh dkk., 1999; Németh dkk., 2001; Németh dan White, 2003).

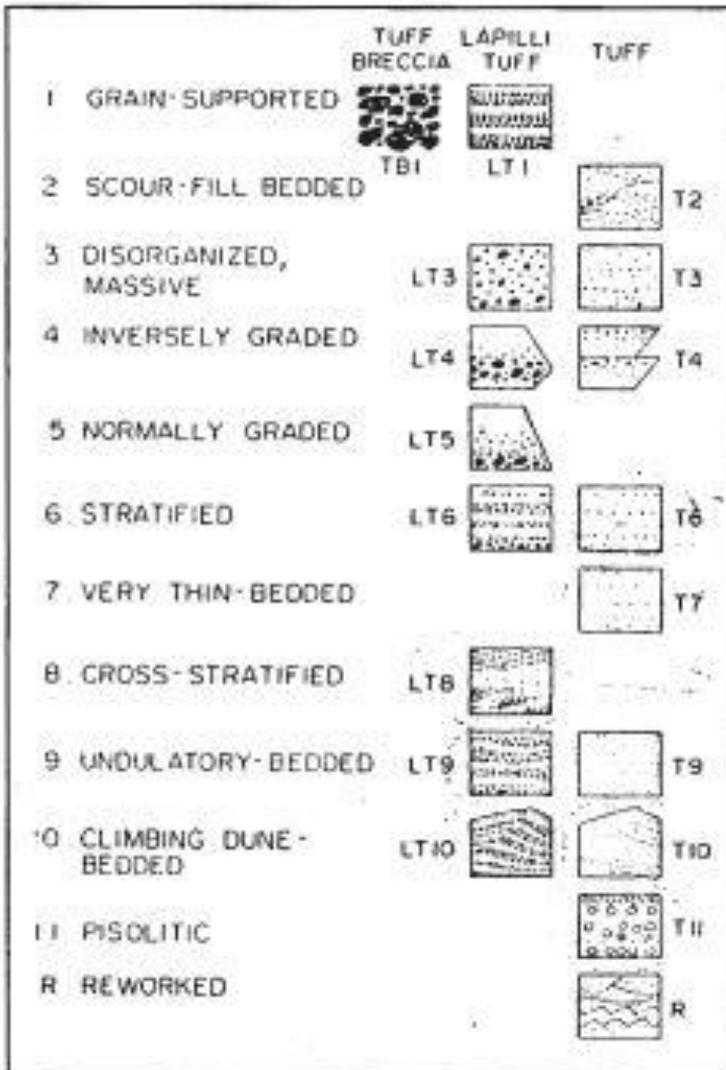
Dalam skema klasifikasi ini, terdapat perbedaan antara volume fragmen litik aksidental dan fragmen juvenil dalam endapan. Pendekatan ini telah digunakan untuk mengembangkan skema klasifikasi yang lebih rinci setelah menjelaskan dan menginterpretasi setiap unit batuan. Dengan cara ini, kelompok litofasies yang sangat detail dapat dibentuk. Di lapangan, siklus tertentu dalam bagian vertikal dan hubungan fasies vertikal tertentu dapat dilacak. Siklus dan/atau hubungan fasies vertikal umum memberikan informasi penting tentang transportasi dan pengendapan arus gravitasi serta sifat fisiknya. Hubungan fasies vertikal ini dapat diidentifikasi dalam distribusi geometris tertentu, yang kemudian memungkinkan pembentukan hubungan fasies horizontal lebih lanjut. Hubungan fasies horizontal ini menggambarkan karakteristik bagian proksimal, medial, atau distal dari suksepsi vulkanik yang terawetkan. Melalui studi mendetail, rekonstruksi proses vulkanik dalam tiga dimensi, variasi lingkungan, dan identifikasi wilayah sumber dapat dilakukan.

Dalam suksesi vulkanik, riwayat fragmentasi seperti klas remaja atau rasio relatif antara fragmen litik yang berhubungan dengan fragmen remaja dapat dijadikan kategori pemisah (lihat Gambar 4.5). Dalam konteks ini, riwayat fragmentasi magmatik dan freatomagmatik pada populasi klas remaja dari sistem piroklastik yang diangkut dengan cara serupa dapat terjadi di dua litofasies yang berbeda (asalkan parameter sedimentologi lainnya tetap sama).

Penerapan fasies yang telah ditetapkan untuk menggambarkan skala singkapan suksesi vulkanik dapat diilustrasikan menggunakan kolom stratigrafi vulkanik Waipiata di Otago, Selandia Baru (Németh dan White, 2003) (lihat Gambar 4.6 dan 4.7). Dalam pemetaan luas lapangan vulkanik, jenis kolom seperti ini dapat membantu membangun hubungan fasies secara vertikal dan lateral yang berguna dalam merekonstruksi lingkungan letusan gunung berapi.

PERBEDAAN ANTARA SEDIMEN VULKANIKLASTIK DAN SEDIMEN NON-VULKANIK

Dari segi metodologi, studi dan interpretasi batuan/sedimen vulkaniklastik tidak berbeda dengan yang dilakukan pada sedimen klastik non-vulkanik. Namun, ada perbedaan karakteristik tertentu yang membuat studi vulkaniklastik menjadi lebih kompleks. Perbedaan-perbedaan ini harus dipertimbangkan ketika mendefinisikan kategori litofasies secara deskriptif. Fitur-fitur khusus dari proses vulkanik harus diperlakukan dengan hati-hati, dan pendekatan deskriptif tidak seharusnya diterapkan secara mekanis saat mengidentifikasi litofasies tertentu.



Gambar 4.3 Diagram klasifikasi litofasies digunakan dalam Sohn dan Chough (1989) untuk menggambarkan satuan vulkanik dari gunung berapi freatomagmatik di pulau Jeju, Korea Selatan. Pada "sumbu" horizontal, ukuran butir (dari breksi tufa sampai tufa) dan di dalam "sumbu" vertikal yang dimiliki fitur lapisan utama telah digunakan untuk mengidentifikasi kategori litofasies kunci

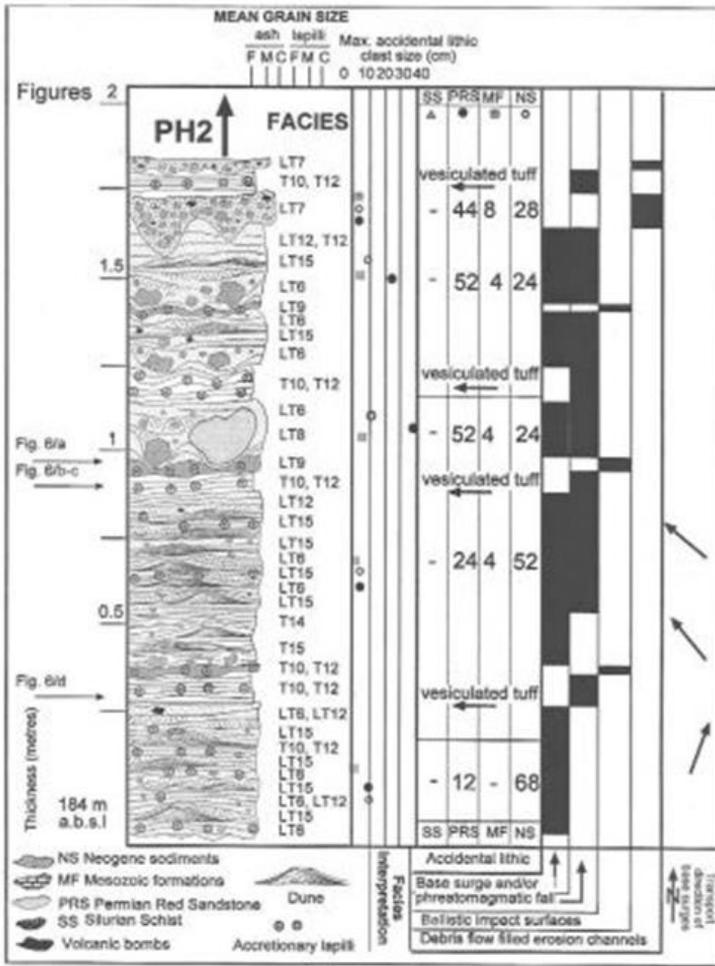
Volcanism related facies	Tuff breccia (TB)	Lapilli tuff (LT)	Tuff (T)	Units	Lithofacies associations	Facies	Interpretation	
Clast-supported				Maar lacustrine ML	ML2	ML2	Maar lake carbonates and hot spring pipes.	
Non-volcanic lithic-rich					ML1	LT20, T20	Maar lake margin Gilbert-type delta fronts with volcanoclastic gravity flow deposition	
1 Massive		LT1		Magmatic explosive M	MSH	TB3, LT4	Hawaiian-style lava fountaining with clastogenic lava flows	
2 Weekly-bedded		LT2			MS	LT4, LT5, LT17	Strombolian fall out deposition	
Scoriaceous					Phreatomagmatic PH	PH4	LT6, LT8, T10, LT12, T12, LT13, LT14, T14, LT15, T15	Shallow locus (?) 'dry' phreatomagmatic explosion-derived dilute pyroclastic density current and co-surge fall out deposition
3 Massive	TB3			PH3		T10, LT12, LT15, LT16, LT17, LT18, LT19, T19	Shallow locus, 'dry' phreatomagmatic explosion-derived dilute pyroclastic density current deposition influenced by simultaneous Strombolian activity	
4 Weekly-bedded		LT4		PH2		LT1, LT2, TB7, LT7, LT8, T8, LT11, LT13, LT15	Deep locus, 'wet' phreatomagmatic explosion-derived high concentrated pyroclastic density current and co-surge fall out.	
5 Well-bedded		LT5		PH1		LT6, LT7, LT8, LT9, T10, LT12, T12, LT14, T14, LT15, T15	Shallow locus, 'wet' phreatomagmatic explosion-derived dilute pyroclastic density current and co-surge fall out.	
Matrix-supported				PHLD		TB8, T8, T14	Phreatomagmatic vent-filling pyroclastic units from fall back of collapsing phreatomagmatic eruption column.	
Non-volcanic lithic-rich								
6 Scour-fill bedded		LT6						
7 Channel-fill massive	TB7	LT7						
8 Unsorted massive	TB8	LT8	T8					
9 Strongly lithified pisolithic massive		LT9						
10 Pisolithic			T10					
11 Diffusely stratified		LT11						
12 Thinly bedded		LT12	T12					
13 Cross-stratified		LT13						
14 Undulatory-bedded		LT14	T14					
15 Dune-bedded		LT15	T15					
Scoriaceous								
16 Scour-fill bedded		LT16						
17 Unsorted massive		LT17						
18 Thinly bedded		LT18	T18					
19 Dune-bedded		LT19	T19					
20 Inverse-to-normal graded		LT20	T20					
Maar lake fresh-water carbonate facies	ML2							

Gambar 4.4. Penggambaran unit-unit vulkanik dari gunung berapi phreatomagmatik di Semenanjung Tihany, Hongaria, dengan menggunakan suatu diagram klasifikasi litofasies (Németh dkk., 2001). Dalam diagram ini, mereka mengelompokkan berbagai jenis litofasies yang ada dalam endapan vulkanik tersebut. Ide dasar pengelompokan ini mirip dengan skema litofasies yang digunakan oleh Sohn dan Chough (1989) serta Chough dan Sohn (1990). Dalam upaya untuk membedakan antara endapan hasil letusan eksplosif freatomagmatik dan magmatik, mereka fokus pada karakteristik lapisan serta komposisi fragmen dalam sedimen. Dalam endapan hasil letusan eksplosif freatomagmatik, ditemukan dominasi fragmen batuan padat yang tidak disengaja. Fragmen ini terbentuk akibat pecahan dari batuan yang terlempar selama letusan. Selain itu, terdapat pula partikel scoriaceous yang memiliki ciri khas permukaan berpori dan berongga akibat interaksi antara magma dan air. Pengamatan terhadap ciri-ciri ini membantu peneliti membedakan antara endapan yang berasal dari letusan eksplosif freatomagmatik dan endapan yang berasal dari letusan magmatik.

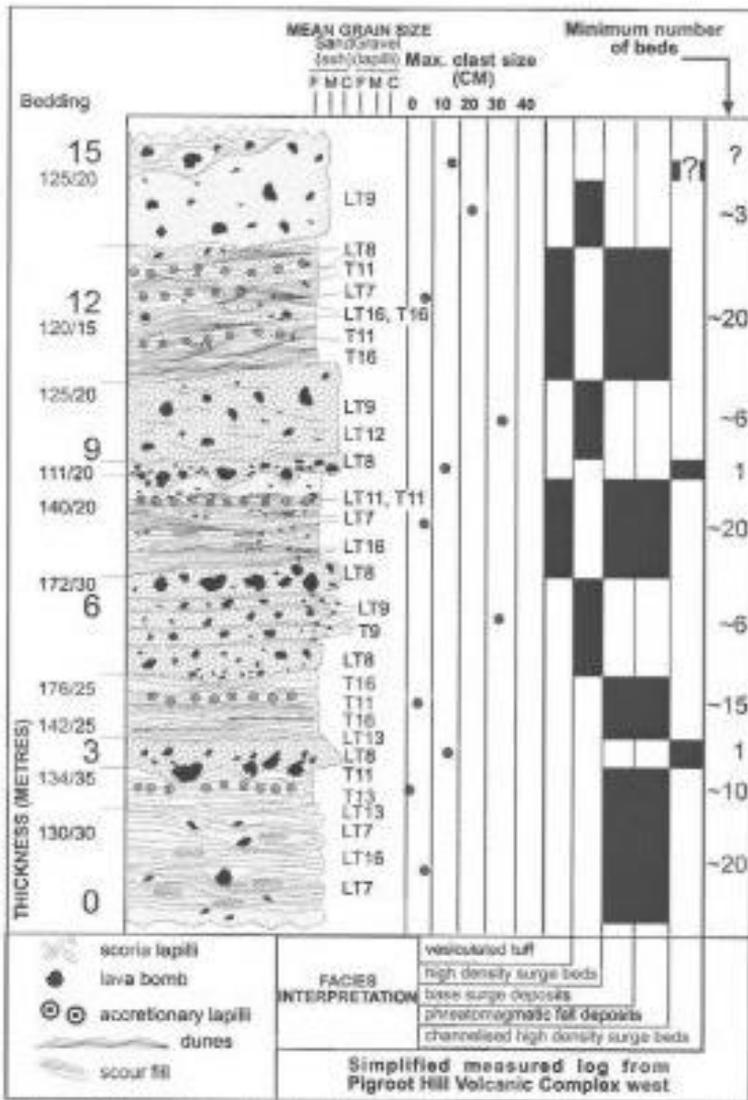
Lithofacies		Lithofacies association	
Volcanism related facies	Tuff breccia (TB)	Lapilli tuff (LT)	Tuff (T)
Clast-supported			
Accidental lithic-rich			
1 Massive	TB1	LT1	
2 Weakly-bedded			
3 Well-bedded			
Juvenile-rich			
4 Massive	TB4a	LT4a, b	
5 Weakly-bedded		LT5a, b	
6 Well-bedded			
Matrix-supported			
Accidental lithic-rich			
7 Scour-fill bedded		LT7	T7
8 Channel-fill massive		LT8	T8
9 Unsorted massive	TB9	LT9	
10 Strongly lithified pisolitic massive			
11 Accretionary lapilli		LT11	T11
12 Diffusely stratified		LT12	
13 Thinly bedded		LT13	T13
14 Cross-stratified		LT14	T14
15 Undulatory-bedded		LT15	T15
16 Dune-bedded		LT16	T16
17 Inverse-to-normal graded			
Juvenile-rich			
18 Scour-fill bedded		LT18a, b	
19 Channel-fill massive			
20 Unsorted massive	TB20a, b	LT20a, b	
21 Strongly lithified pisolitic massive			
22 Accretionary lapilli			
23 Diffusely stratified		LT23a, b	
24 Thinly bedded		LT24b	T24b
25 Cross-stratified			
26 Undulatory-bedded			
27 Dune-bedded			
28 Inverse-to-normal graded			

<p>L1 lithofacies association: accidental lithic-rich, structureless tuff breccia and lapilli tuff</p> <p>TB1, LT1, TB9, LT9</p>
<p>L2 lithofacies association: chilled juvenile-rich, non-to-weakly bedded tuff breccia and lapilli tuff</p> <p>LT4b, LT5b, TB20b, LT20b</p>
<p>L3 lithofacies association: scoriaceous, non-to-weakly bedded tuff breccia and lapilli tuff</p> <p>TB4a, LT4a, TB20a, LT20a, LT23a</p>
<p>L4 lithofacies association: accidental lithic-rich, bedded lapilli tuff and tuff</p> <p>LT7, T7, LT8, T8, LT11, T11, LT12, LT13, T13, LT14, T14, LT15, T15, LT16, T16</p>
<p>L5 lithofacies association: chilled juvenile-rich, bedded lapilli tuff and tuff</p> <p>LT8b, LT24b, T24b</p>

Gambar 4.4 Diagram klasifikasi litofasies yang digunakan dalam Németh dan White (2003) untuk menggambarkan unit vulkanik dari gunung berapi freatomagmatik di Waipiata Volcanic Field, Otago, Selandia Baru. Kategori utama untuk mengidentifikasi tertentu litofasies mirip dengan Sohn dan Chough (1989) dan Chough dan Sohn (1990) skema litofasies.



Gambar 4.5 Log stratigrafi grafis dari suksesi freatomagmatik di Tihany, Hongaria, rinci dengan kategori litofasies yang teridentifikasi (Németh dkk., 2001).



Gambar 4.6 Log stratigrafi grafis dari suksesi freatomagmatik dari gunung berapi freatomagmatik di lapangan.

SKALA WAKTU PENGENDAPAN

Salah satu tantangan terbesar dalam studi mengenai sedimen dan batuan vulkaniklastik adalah memahami berapa lama waktu yang dibutuhkan untuk endapan tersebut terbentuk. Biasanya, dalam lingkungan pengendapan normal, lapisan-lapisan yang terbentuk di dalam endapan menunjukkan adanya jeda waktu yang jelas antara sedimentasi yang memungkinkan terbentuknya lapisan yang berbeda secara fisik di atas lapisan yang sudah ada di bawahnya. Perbedaan seperti ini bisa timbul karena adanya perubahan fisik, kimia, atau komposisi dalam endapan yang kemudian mengalami akumulasi di atas lapisan yang baru terbentuk. Namun, dalam realitasnya, terkadang jeda waktu ini tidak terlalu signifikan. Terutama saat tephra terakumulasi, karakteristik permukaan lapisan bisa berkembang tanpa adanya jeda waktu yang besar antara peristiwa pengendapan yang satu dengan yang lainnya. Perubahan ini sering kali termanifestasi dalam bentuk lapisan-lapisan, bukan dalam bentuk perubahan signifikan dalam proses sedimentasi yang menunjukkan adanya perubahan kondisi letusan. Dalam beberapa kasus, terutama dalam sukseksi vulkaniklastik primer, banyak lapisan bisa terdefinisi dengan baik tetapi tidak selalu merefleksikan adanya gangguan, peremajaan, atau erosi yang mempengaruhi akumulasi tephra. Observasi langsung dari letusan gunung berapi telah mengungkapkan bahwa perubahan karakteristik tephra dapat terjadi selama proses perkembangan awan letusan selama letusan berlangsung.

Dalam letusan Plinian, awan letusan terus menerus membentuk struktur seperti payung. Awan ini awalnya dihasilkan oleh tekanan gas yang naik dan bisa mencapai

ketinggian beberapa puluh kilometer di atas puncak gunung berapi. Namun, seiring berjalannya waktu, kolom awan letusan akan terisi dengan material piroklastik yang terlempar dan akhirnya terjadi keseimbangan antara gaya gravitasi dan tekanan gas. Akibatnya, awan letusan mulai runtuh sebagian dan material piroklastiknya jatuh kembali ke permukaan, membentuk aliran kerapatan yang bergerak horizontal. Dalam situasi seperti ini, akumulasi tephra yang terjadi akan mencerminkan perubahan-perubahan tersebut dan menghasilkan struktur stratigrafi yang lebih kompleks. Terlepas dari perubahan yang dramatis dalam transportasi dan urutan pengendapan tephra yang terakumulasi, keseluruhan suksesi piroklastik yang dihasilkan dari satu peristiwa letusan bisa sangat volumin dan mungkin mencerminkan sejarah selama beberapa jam tanpa adanya jeda waktu yang signifikan. Meskipun demikian, urutan stratigrafi yang dihasilkan akan menjadi sangat kompleks, dengan banyak lapisan yang terdefinisi dengan baik dalam suksesi dengan ketebalan beberapa puluhan meter (Nemeth dkk., 2001).

Secara umum, waktu yang dibutuhkan untuk mengendapkan endapan vulkanik primer umumnya lebih singkat dibandingkan dengan endapan non-vulkanik. Dalam situasi ekstrem, seperti pada letusan eksplosif freatomagmatik atau pembentukan kerucut scoria, lapisan-lapisan piroklastik setebal beberapa puluh meter bisa terbentuk hanya dalam beberapa jam. Meskipun proses akumulasi terjadi dengan sangat cepat dalam peristiwa seperti ini, tetap saja hasil akhirnya bisa memiliki struktur lapisan yang kompleks, meskipun tidak selalu mencerminkan jeda waktu antara peristiwa letusan. Tingkat kompleksitas tersebut pada akhirnya berkaitan

erat dengan dinamika letusan yang kompleks pada letusan freatomagmatik yang eksplosif.

Bahkan peristiwa letusan vulkanik yang mampu memindahkan volume material hingga beberapa km³ dalam satu peristiwa, seperti pada pembentukan longsoran puing-puing vulkanik akibat runtuhnya gunung berapi, diyakini terjadi hanya dalam beberapa hari. Meskipun endapan yang teridentifikasi mungkin memiliki tingkat kompleksitas yang tinggi, studi tentang endapan ini membutuhkan pendekatan yang berbeda dengan studi tentang endapan non-vulkanik.

VOLUME DAN LUAS PENYEBARAN ENDAPAN VULKANIK

Ketika membahas tentang akumulasi material piroklastik yang dilepaskan oleh letusan gunung berapi, perlu diingat bahwa volume dan luas penyebaran endapannya bisa sangat berbeda dengan endapan sedimen non-vulkanik. Misalnya, lapisan ignimbrit yang mencakup wilayah yang luas dapat terbentang hingga ratusan kilometer, dan ketebalannya bisa bervariasi tanpa perubahan yang signifikan dalam jarak yang jauh. Sistem kaldera yang besar, sebagai contoh, sering terkait dengan endapan ignimbrit yang memiliki volume yang besar dan cenderung monoton dari segi tekstur. Namun, volume material yang dilepaskan dari gunung berapi bisa jauh lebih dramatis dalam kasus-kasus tertentu, seperti endapan ignimbrit yang terbentuk di Amerika Selatan, yang sumbernya belum sepenuhnya dipahami.

Ketika berbicara tentang perpanjangan dan volume endapan vulkaniklastik yang secara umum memiliki skala yang besar, perlu diingat bahwa mereka juga bisa

mengandung variasi tekstur internal. Variasi semacam ini mungkin tidak begitu nyata ketika melihat dalam jarak yang dekat, namun dapat sangat terlihat ketika mengamati dari jarak yang lebih jauh, bahkan puluhan kilometer jauhnya. Oleh karena itu, perubahan dalam tekstur dapat terjadi secara perlahan dan hanya dapat diungkapkan melalui analisis fasies yang teliti.

Di sisi lain, ada pula endapan piroklastik yang memiliki cakupan wilayah yang lebih terbatas dan volume yang lebih kecil, tetapi memiliki tingkat kepentingan yang lebih besar dalam hal volume dan penyebarannya. Endapan ini sering terlihat pada endapan piroklastik freatomagmatik yang terkait dengan pembentukan tufa cincin dan maars. Dalam jenis endapan seperti ini, perubahan tekstur yang terjadi di wilayah yang berdekatan bisa sangat mencolok dalam waktu yang sangat singkat, bahkan hanya dalam beberapa ratus meter.

Variasi Penampang

Banyak letusan gunung berapi menghasilkan aliran piroklastik yang bergerak horizontal. Aliran ini bisa menjauh dari sumber letusan dan perlahan-lahan mengendapkan materialnya sepanjang perjalanan sesuai dengan perubahan karakteristik aliran itu sendiri. Namun, karakteristik fisik dari aliran piroklastik tidak hanya berubah dalam arah aliran, tetapi juga secara lateral. Oleh karena itu, zona marginal dan bagian tengah aliran ini dapat dibedakan melalui perbedaan dalam tekstur, lapisan, dan bahkan komposisi yang nyata dalam penampang aliran piroklastik. Aliran piroklastik seringkali mengubah sumbu utama penyebarannya seiring waktu. Perubahan seperti ini bisa menciptakan penampakan yang berbeda antara area pinggiran dan

pusat aliran, yang tercermin dalam variasi tekstur, lapisan, dan komposisi. Prinsip serupa juga berlaku untuk endapan aliran massa vulkanik lainnya, seperti lahar. Identifikasi variasi dalam penampang aliran massa vulkanik ini penting untuk membedakannya dari variasi tekstur lainnya yang mungkin disebabkan oleh perubahan perilaku pengendapan sepanjang aliran.

Variasi Komposisi

Saat terjadi letusan gunung berapi, kondisinya bisa berubah drastis dalam waktu singkat. Ketika air tiba-tiba masuk ke saluran letusan, gas magma yang semula diekstrusi dapat berubah menjadi fragmen magma yang lebih kecil akibat interaksi dengan air (Barberi dkk., 1989). Akibatnya, kolom letusan yang terbentuk akan mengandung campuran fragmen magma dan fragmen dari bahan batuan sekitarnya, yang kemudian akan mengendap dalam bentuk aliran piroklastik yang beragam. Perubahan ini bisa menyebabkan suksesi lapisan vulkanik yang diendapkan dari letusan yang sama, tetapi dengan karakteristik material yang berbeda. Perubahan semacam ini bisa terjadi perlahan tanpa perubahan yang tajam, sehingga lapisan-lapisan tersebut mungkin sulit dibedakan atau diidentifikasi dengan jelas. Selain itu, sistem saluran magma yang mendekati permukaan gunung berapi juga bisa mengalami perubahan signifikan selama letusan. Saluran vulkanik bisa runtuh atau meluas, yang pada gilirannya mengubah cara letusan terjadi. Formasi fragmen litik aksidental yang khas dapat mencerminkan perubahan seperti pembersihan jalur saluran. Tingkat gelembung magma yang meletus juga bisa memengaruhi karakter piroklastik yang terbentuk, dengan tingkat gelembung yang berbeda-

beda. Efek dari proses ini sering kali terlihat pada formasi gunung berapi cinder (Houghton dkk., 1999).

Perubahan secara bertahap dalam zonasi kimiawi dalam ruang magma juga dapat mempengaruhi komposisi fragmen magma dalam suksesi piroklastik yang memiliki tekstur seragam. Perubahan semacam ini mungkin tidak tampak dengan jelas dalam akumulasi suksesi piroklastik, dan hanya analisis geokimia yang cermat dari fragmen magma yang dapat mengungkapkan perbedaannya (Briggs dkk., 1993; Wilson dkk., 1995; Beresford dkk., 2000; Edgar dkk., 2002; Maughan dkk., 2002; Sumner dan Branney, 2002). Di beberapa kasus, zonasi kimiawi dalam suksesi piroklastik juga dapat terjadi secara tiba-tiba sebagai akibat dari pengosongan ruang magma secara bertahap.

Sifat Termal Piroklast

Partikel piroklastik remaja yang terlepas saat gunung berapi meletus cenderung memiliki suhu yang tinggi dan dapat mempertahankan panasnya selama perjalanan. Proses pendinginan yang berlangsung secara bertahap saat partikel ini mengendap dapat mempengaruhi perilaku tephra yang baru saja terdepositkan. Dalam beberapa kasus yang ekstrem, lapisan ignimbrit yang terletak dekat ventilasi letusan bisa mempertahankan panasnya dalam jangka waktu yang cukup lama, bahkan cukup lama untuk membentuk area yang terlasak. Di lokasi yang lebih jauh dari pusat letusan, lapisan ignimbrit masih bisa memiliki suhu yang cukup tinggi untuk menguapkan air yang terperangkap di dalamnya, terutama pada area permukaan yang terbentuk oleh ledakan sekunder di atas deposit (Moyer dan Swanson, 1987). Pola sirkulasi panas semacam itu dapat

menciptakan fitur-fitur tekstur seperti lapisan keras, pipa degassing, atau mineralisasi hidrotermal. Mengidentifikasi fitur-fitur ini sebagai pengendapan primer atau hasil dari aktivitas panas yang terus-menerus dapat menjadi tantangan, dan diperlukan analisis fasies yang cermat dari suksesi gunung berapi yang terawetkan untuk membedakan keduanya.

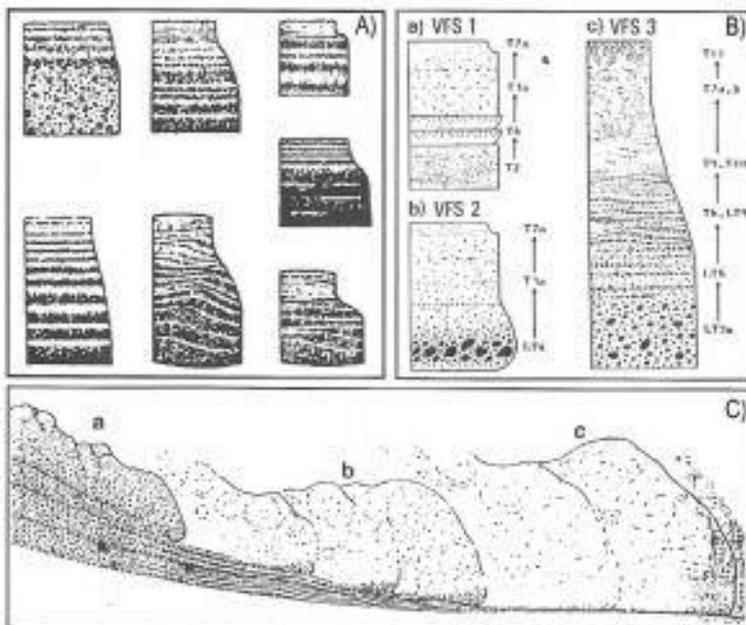
HUBUNGAN FASIES VERTIKAL DAN LATERAL

Selama analisis fasies vulkanik, dapat diuraikan tren tertentu baik secara vertikal maupun longitudinal. Hubungan fasies vertikal memiliki nilai penting dalam memahami skala waktu, pergeseran lokasi ventilasi, atau perubahan gaya letusan selama proses letusan (lihat Gambar 4.8). Di sisi lain, hubungan fasies longitudinal memberikan wawasan penting tentang bagaimana arus gravitasi vulkanik berkembang dari wilayah proksimal hingga distal (lihat Gambar 4.9).

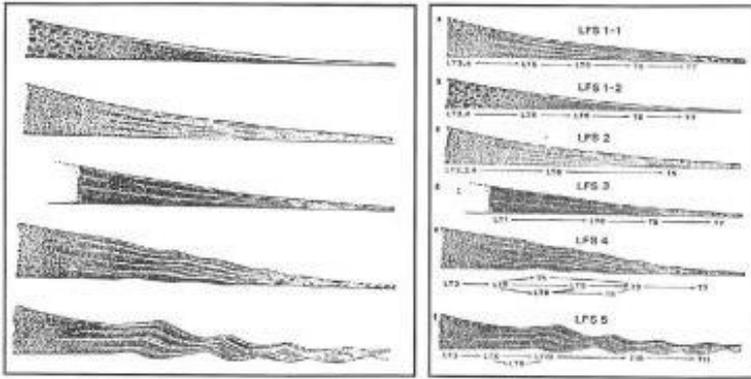
Namun, pengamatan ini berlaku hanya untuk transformasi khusus dari aliran arus gravitasi vulkanik. Selama analisis fasies yang cermat, perubahan yang sangat halus dalam hubungan fasies dapat diidentifikasi. Contohnya, volume kecil gunung berapi eksplosif mafik di Pulau Jeju, Korea Selatan, telah memberikan bukti mengenai perubahan ini (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990; Sohn dan Chough, 1992, 1993, 1995, 1996). Temuan serupa juga terlihat di tempat lain seperti Sonora, Meksiko (Wohletz dan Sheridan, 1979, 1983b), atau Linosa, Italia (Lajoie dkk., 1992). Namun, mengidentifikasi hubungan fasies dan mengaitkannya dengan proses alami yang sesungguhnya bukanlah tugas yang mudah. Hal ini terus menjadi fokus penelitian dalam bidang yang sama, dengan variasi lateral dalam urutan cincin tuf diidentifikasi berdasarkan penelitian pada *tuff rings* dan

maars di Sonora (Wohletz dan Sheridan, 1979; Wohletz dan Sheridan, 1983a). Studi serupa di Linosa, Italia, juga mengungkapkan perubahan tren dalam fasies, dari besar hingga lapisan paralel, kemudian beralih menjadi fasies lapisan bukit pasir yang lebih jauh dari sumber (lihat Gambar 4.10). Penelitian yang lebih rinci di Korea (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990) menunjukkan hubungan fasies yang lebih kompleks (lihat Gambar 4.11), menyoroti pentingnya penelitian mendalam dalam menginterpretasi hubungan ini.

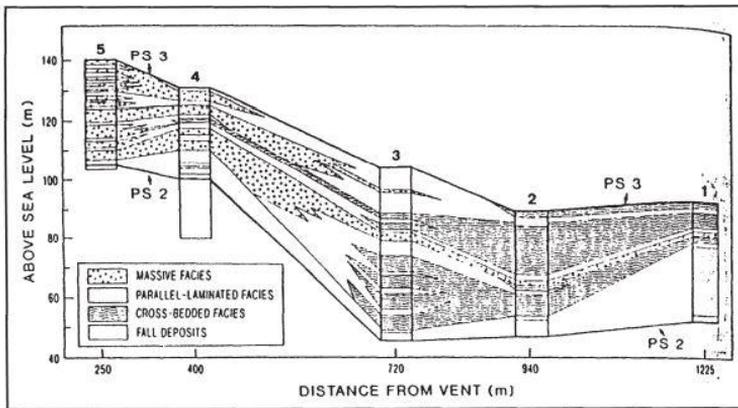
Ketika cakupan diperluas ke dalam sistem vulkanik yang lebih besar, masalah serupa menjadi lebih jelas. Tantangan identifikasi hubungan fasies utama dapat terjadi karena ketersediaan data yang terbatas, serta kesulitan dalam melestarikan dan mengidentifikasi variasi lateral yang signifikan.



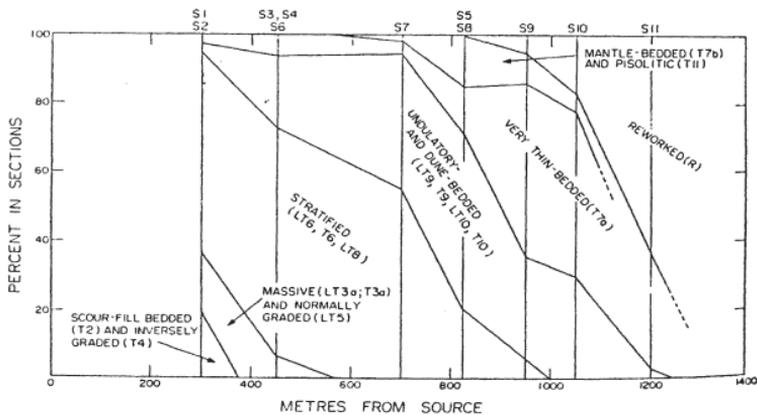
Gambar 4.8. Variasi dalam fasies vertikal dapat diidentifikasi dalam hubungannya dengan evolusi dasar arus gravitasi (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990; Sohn, 1996). A) Representasi grafis tentang jenis hubungan fasies vertikal yang mendominasi yang diidentifikasi dari gunung berapi freatomagmatik di Pulau Jeju, Korea. B) Tiga hubungan fasies vertikal utama dari gunung berapi phreatomagmatik di Pulau Jeju, Korea. Bandingkan kode fasies dengan tabel fasies yang ada pada Gambar 4.3. C) Model untuk menghubungkan variasi fasies yang teridentifikasi secara vertikal dan horizontal dalam gunung berapi freatomagmatik di Pulau Jeju, Korea, dengan evolusi arus gravitasi dasar.



Gambar 4.7 Hubungan fasies lateral (horizontal) yang teridentifikasi dalam endapan lonjakan dasar gunung berapi freatomagmatik di Pulau Jeju (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990). Bandingkan kode fasies dengan tabel fasies pada Gambar 4.3.



Gambar 4.10. Hubungan fasies horizontal yang dapat diidentifikasi mengacu pada perubahan dalam urutan cincin tufa di Pulau Linosa, Italia, seiring bertambahnya jarak dari sumber (Lajoie et al., 1992). Fasies masif secara perlahan mengalami peralihan menjadi lapisan-lapisan bersilang saat menjauh dari sumbernya. Ini menunjukkan bagaimana karakteristik fasies berubah seiring perjalanan dari sumber dan menjadi lebih jauh dari pusat letusan.



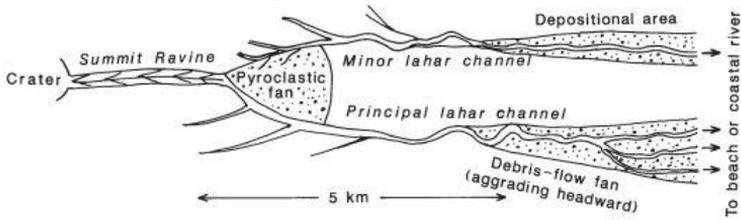
Gambar 4.8 Hubungan fasies horizontal dari fasies yang teridentifikasi dalam hubungan dengan bertambahnya jarak dari sumber dalam urutan cincin tufa di Pulau Jeju, Korea Selatan (Sohn dan Chough, 1989; Chough dan Sohn, 1990). Tingkat fasies secara bertahap memberi tempat pada fasies yang bergelombang dan berdingding bukit pasir dalam peningkatan jarak dari sumber.

APRON VULKANIKLASTIK

Apron vulkaniklastik adalah hasil dari letusan gunung berapi eksplosif berskala besar yang menyebarkan material vulkaniklastik dalam volume besar ke berbagai pengaturan seperti kipas vulkanik, dataran aluvial, lingkungan danau, serta laut. Sedimen vulkaniklastik dapat mengalami distribusi ulang segera setelah letusan melalui berbagai proses, seperti aliran puing, aliran hiperkonsentrasi, aliran banjir fluvial encer, kekeruhan, dan arus badai (Smith, 1987; Scott, 1988). Resedimentasi puing vulkaniklastik di daratan umumnya terjadi ketika lingkungan mengalami perubahan besar dan dramatis akibat masukan besar beban sedimen ke dalam cekungan (Palmer dan Walton, 1990; Mathisen dan Mcpherson, 1991; Smith dan Lowe, 1991). Letusan berskala besar memiliki potensi untuk menyebabkan dampak bencana yang meluas hingga ke wilayah yang jauh. Namun, resedimentasi akibat volume besar (biasanya ratusan km³)

dari letusan yang menyebarkan ignimbrit masih belum teramati secara langsung dan masih menjadi aspek yang kurang dipahami.

Vulkanisme dalam pengaturan daratan dan bawah laut dapat menghasilkan deposit besar seperti apron vulkaniklastik. Kipas piroklastik sering ditemukan di sekitar gunung berapi besar yang sering meletus, dan bisa membentuk unit tebal hingga ribuan meter. Contohnya, Gunung Mayon di Filipina (Rodolfo dan Arguden, 1991), adalah contoh yang terkenal dari kipas vulkaniklastik yang luas dengan campuran unit pengendapan primer dan yang diolah kembali (lihat Gambar 4.12). Jenis kipas vulkaniklastik ini dikenal dengan sebutan "kipas blok dan abu" (Siebe dkk., 1993), dan sering menunjukkan tingkat kompleksitas yang tinggi. Kipas vulkaniklastik yang besar juga dapat terbentuk di pengaturan aluvial, terutama di daerah dengan tektonisme aktif dan cekungan yang tengah mengalami penurunan, yang dapat meningkatkan aliran sedimen vulkaniklastik dari gunung berapi di dekatnya. Pengaturan semacam ini umum ditemukan dalam catatan geologi dan memiliki potensi signifikan untuk eksplorasi sumber daya hidrokarbon yang masih belum sepenuhnya tergali (Mathisen dan Mcpherson, 1991).



Gambar 4.12. Model fasies dari sistem lahar Gunung Mayon di Filipina (Rodolfo dan Arguden, 1991) menggambarkan bagaimana aktivitas vulkanik yang berulang dapat membentuk apron vulkanik yang luas serta suksesi pengisian saluran. Dalam sistem ini, proses letusan berulang menghasilkan aliran lahar yang membawa material vulkanik dan piroklastik dari gunung berapi. Material ini kemudian mengendap dan membangun lapisan-lapisan baru yang membentuk apron vulkanik di sekitar gunung berapi. Selain itu, saluran-saluran lahar juga dapat terisi dengan material vulkanik yang kemudian membentuk suksesi pengisian saluran yang mengubah morfologi daerah sekitarnya. Model ini memberikan wawasan tentang bagaimana aktivitas vulkanik yang berkelanjutan dan letusan yang berulang dapat membentuk dan mengubah lanskap vulkanik dalam skala yang luas.

DAFTAR PUSTAKA

- Aiuppa, A., & Federico, C. (2004). Quantitative FTIR analysis of volcanic gas plumes: A review. *Bulletin of Volcanology*, 66(5), 439-456.
- Auer, A., Schmincke, H. U., & van den Bogaard, P. (2006). Evolution of volcanic complexes in the eastern volcanic rift zone of La Palma (Canary Islands): volcanic stratigraphy and geochronology of the Cumbre Nueva and the Cumbre Vieja rift zones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1-3), 271-292.
- Barberi, F., Innocenti, F., & Villari, L. (1989). Evolution of the magma chamber of Vulcano (Aeolian Islands, Italy) in the last 3000 years: Inferences from Sr, Nd and Pb isotope data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(2), 195-211.
- Beresford, S. W., Turner, S. P., & Hawkesworth, C. J. (2000). Pre-eruptive volatile contents in high-Mg basalts from Stromboli volcano, Italy: Evidence from melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(6), 785-794.
- Besly, B. M., & Collinson, J. D. (1991). Facies associations and palaeogeography of a Late Carboniferous lake-basin system, northern England. *Sedimentology*, 38(3), 555-572.
- Blackburn, T., & Sparks, R. S. (1976). The tephra sequence in the Vesuvian area and its relationship to the Campanian Ignimbrite eruption. *Volcanic rocks of Italy*, 59-82.
- Bogaard, P., & Schmincke, H. U. (1984). Formation and development of surge phenomena in the Canary Islands: evidence from the Miocene subaerial landslide structures. *Bulletin of Volcanology*, 47(2), 143-158.
- Boulter, M. C. (1986). Shale - Hosted Manganese and Manganese - Iron Nodules: Distribution and Development in Time and Space. In *Genesis of Sedimentary Rocks* (pp. 53-80). Springer.

- Branney, M. J., & Kokelaar, B. P. (1992a). Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society, London, Memoirs*, 15(1), 147-171.
- Branney, M. J., & Kokelaar, B. P. (2002). Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society, London, Memoirs*, 27(1), 1-143.
- Briggs, R. M., Sparks, R. S. J., & Lanphere, M. A. (1993). Growth and erosion of a lava dome: A case study of the 1968 eruption of La Soufriere, St Vincent. *Geology*, 21(9), 771-774.
- Bull, J. M., & Cas, R. A. (1989). The Erta'Ale volcanic sequence, Ethiopia; stratigraphy, and volcanoclastic sediments. *Bulletin of Volcanology*, 51(4), 305-328.
- Burgisser, A., & Bergantz, G. W. (2002). Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3-4), 405-418.
- Cagnoli, B., Ort, M. H., & Veytia, M. (2002). Two-phase flow in the vulcanian explosion of July 22, 1998 at Colima volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 63(3), 151-165.
- Calder, E. S., et al. (2000). Sediment-charged flash floods on the slopes of Merapi volcano, Java, illustrated by the 1994 event. *Bulletin of Volcanology*, 61(4), 241-262.
- Carey, S., & Sigurdsson, H. (1982). Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B2), 10959-10976.
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1988). *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Allen & Unwin.
- Cas, R. A., & Wright, J. V. (1988). *Volcanic successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products, and successions*. Unwin Hyman.
- Cashman, K. V., & Blundy, J. D. (2000). Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1770), 1487-1513.

- Cashman, K. V., & Klug, C. (1995). Vesiculation of high - viscosity silicic magmas. *Geology*, 23(10), 889-892.
- Cashman, K. V., dan Bergantz, G. W. (1991). Repeated fracture and outgassing of a large magma body: Shoshone lava dome, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(4), 451-467.
- Chouet, B., Magma transport and accumulation beneath Montagne Pelee, Martinique, 1973. *Journal of Geophysical Research*, 78(17), 3063-3077.
- Chough, S. K., & Sohn, Y. K. (1990). Submarine sedimentation processes of a Surtseyan eruption from the Newry Volcanic Group, North Ireland. *Bulletin of Volcanology*, 52(2-3), 147-157.
- Chough, S. K., & Sohn, Y. K. (1990). The volcanoclastic rocks of the U-do Island maar, Korea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42(1-2), 43-66.
- Chough, S. K., & Sohn, Y. K. (1990). Volcanoclastic facies architecture of a large volcanic island caldera: Cheju Island, Korea. *Sedimentary Geology*, 68(3-4), 225-242.
- Cioni, R., Guidobaldi, G., Santacroce, R., & Sbrana, A. (1992). Depositional mechanisms of ash flow beds from phreatomagmatic eruptions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Bulletin of Volcanology*, 54(7), 581-592.
- Cole, J. W., & Stanley, R. G. (1994). Pyroclastic flow deposits of the central Tertiary Coast Range, California, USA: facies and their implications. *Bulletin of Volcanology*, 56(5), 385-398.
- Condit, C. D., & Connor, C. B. (1996). Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, 24(9), 861-864.
- Connor, C. B., & Conway, F. M. (2000). Age, distribution, and tectonic significance of late Cenozoic volcanic centers in the Great Basin of the Western United States. *International Geology Review*, 42(2), 95-130.
- Conway, F. M., Connor, C. B., & Conway, B. J. (1998). Apatite thermochronology of the Fish Canyon Tuff: Implications for the uplift and erosion of the San Juan Mountains,

- Colorado. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3-4), 337-349.
- Cousineau, P. A. (1994). Deep-sea fan reservoir distribution and facies geometry in a sequence stratigraphic framework: Upper Cretaceous Eastern Interior Basin, Canada. *AAPG Bulletin*, 78(3), 357-380.
- Crisp, J. A. (1984). Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3-4), 177-211.
- de Silva, S. L. (1989). Multiple transport mechanisms in the emplacement of a large pyroclastic flow at Tarawera, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(3-4), 285-306.
- Dellino, P., & Liotino, G. (2002). Fragmentation, rheomorphism and deposition of pyroclastic density currents in a small-scale caldera: the Somma-Vesuvius volcano, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 64(4), 242-256.
- Dellino, P., Isaia, R., Veneruso, M., La Volpe, L., & Orsi, G. (2003). The Avelino 1944 catastrophic eruption (Somma-Vesuvius, Italy): sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126(1-2), 69-97.
- Dostal, J., & Keppie, J. D. (2003). A comparative study of igneous rocks associated with rifts of the Appalachian-Ouachita and Caledonide orogens: implications for the Iapetus rift geology. *Tectonophysics*, 365(1-4), 129-157.
- Druitt, T. H. (1992). Emplacement of the 18 May 1980 lateral blast deposit at Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 554-572.
- Druitt, T. H., Bacon, C. R., & Brown, G. (1999). Generation of pyroclastic flows during the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1-2), 1-18.
- Edgar, C. J., Wolff, J. A., & Tait, S. R. (2002). Sedimentology and stratigraphy of deposits formed by the interaction of pyroclastic flows with the sea: an example from the

- Canterbury Ignimbrite eruption, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 64(3-4), 232-249.
- Edgar, C. J., Wolff, J. A., & Wright, J. V. (2002). Volumes and growth rates of pyroclastic flows at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Bulletin of Volcanology*, 64(6), 394-409.
- Edmonds, M., & Herd, R. A. (2005). Pyroclastic flow and explosive eruption dynamics revealed by field measurements of bomb velocities. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1-3), 1-14.
- Eichelberger, J. C. (1978). Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 276(5685), 22-25.
- Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72(9), 1409-1414.
- Fisher, R. V. (1966). Classification of volcanic rocks and deposits. In F. J. G. Poole (Ed.), *Understanding the Earth* (pp. 311-356). Macmillan.
- Fisher, R. V. (1983). Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 271-299.
- Fisher, R. V., & Schmincke, H. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag.
- Fisher, R. V., & Schmincke, H. U. (1994). *Fragmental rocks*. Springer-Verlag.
- Fisher, R. V., & Smith, G. A. (1991). Sedimentation from volcanic gravity flows. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19(1), 41-61.
- Fisher, R. V., & Waters, A. C. (1970). Base surge bed forms. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3533-3536.
- Fisher, R. V., & Waters, A. C. (1971). Base surge deposits of the Taupo eruption, New Zealand. *Nature*, 233(5319), 554-557.
- Fisher, R. V., Waters, A. C., & Smith, A. L. (1970). Sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of America Bulletin*, 81(5), 1409-1424.

- Foshag, W. F., & Gonzales, L. A. (1956). Paricutin, the volcano born in a Mexican cornfield. *American Museum Novitates*, 1821, 1-21.
- Francalanci, L., Lucchi, F., Conticelli, S., Keller, J., & Tranne, C. A. (2004). Volcanology and petrology of the Alban Hills Volcanic District. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132(1), 33-64.
- Freundt, A. (2003). Entrance of hot pyroclastic flows into the sea: Experimental observations. *Bulletin of Volcanology*, 65(5), 340-354.
- Friedman, I., Long, W., & Smith, R. L. (1966). Hydration and thermal expansion of perlite. *The American Mineralogist*, 51(11-12), 1707-1725.
- Gilbert, J. S., & Lane, S. J. (1994). A review of the formation and classification of tephra - pellets. *Bulletin of Volcanology*, 56(4), 293-306.
- Gilbert, J. S., & Lane, S. J. (1994). Accretionary lapilli – a review. *Sedimentary Geology*, 90(3-4), 213-233.
- Gudmundsson, A., Lecoœur, N., Mohajeri, N., dan Thordarson, T. (1997). The Hnappadalur hyaloclastite ridge, south Iceland: An analogue for volcanic rocks among the Hesperian lava plains of Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(1-2), 65-82.
- Hathway, B., & Kelley, S. P. (2000). Timing and rate of Precambrian intracontinental extension in the Caledonide Orogen, northwestern Scotland: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Geological Society of America Bulletin*, 112(5), 758-766.
- Head, J. W., & Wilson, L. (1989). Lava fountain heights, and eruption rates of Hawaiian volcanoes: Chapter 6 in *Characteristics of Hawaiian volcanoes*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 131-164.
- Heiken, G. (1972). Scanning electron microscopy of volcanic ash. *Science*, 175(4020), 417-419.
- Heiken, G. (1974). Particle sizes and shapes in explosive volcanic eruptions. *Geological Society of America Bulletin*, 85(12), 1963-1966.

- Heiken, G., & Wohletz, K. (1986). Pyroclastic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 396-397.
- Heiken, G., & Wohletz, K. (1986). *Volcanic ash*. University of California Press.
- Heiken, G., & Wohletz, K. (1991). Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. *Nature*, 350(6318), 144-147.
- Heiken, G., dan Wohletz, K. (1986). *Volcanic Ash*. University of California Press.
- Houghton, B. F., & Schmincke, H. U. (1986). Kilauea: An explosive volcano in Hawai'i. *Geology*, 14(9), 758-761.
- Houghton, B. F., & Schmincke, H. U. (1989). Vesicularity and explosivity of pyroclastic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(3-4), 205-218.
- Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N. (1989). Vesiculation of mafic magma during eruption. *Nature*, 337(6206), 600-602.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., & Smith, I. E. M. (1999). Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: A case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1-2), 97-120.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., & Smith, R. T. (1999). Shale xenoliths in silicic ignimbrites, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: fragments of the Greywacke Basement or products of shale assimilation? *Bulletin of Volcanology*, 60(4), 259-273.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Smith, R. T., & Stone, J. (1996). Fiamme form in low porosity pyroclastic flows and surges. *Bulletin of Volcanology*, 58(7), 514-528.
- Houghton, B. F., Wilson, C. J., & Smith, I. E. (1999). Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: A case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90(1-2), 69-92.
- James, M. R., Lane, S. J., & Wilson, L. (2003). Experimental investigation of volcanic particle aggregation in the absence of a liquid phase. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10).

- Jolly, R. J. H., & Lonergan, L. (2002). Late Cenozoic soft-sediment deformation and volcanism in northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 35(2), 263-285.
- Jones, M. T., & Anhaeusser, C. R. (1993). Pumice and lapilli in Late Precambrian shales of the Pretoria Group, South Africa. *Journal of the Geological Society*, 150(3), 579-586.
- Klug, C., & Cashman, K. V. (1994). Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bulletin of Volcanology*, 56(5), 346-362.
- Klug, C., dan Cashman, K. V. (1996). Permeability development in vesiculating magmas: Implications for fragmentation. *Bulletin of Volcanology*, 58(2-3), 87-100.
- Kokelaar, B. P. (1983). The mechanism of Surtseyan volcanism. *Nature*, 305(5932), 221-225.
- Kotlia, B. S., & Rawat, M. S. (2004). Soft-sediment deformation structures in fluvio-lacustrine sediments of the Siwalik Group, northwestern Himalaya: their utility in understanding the neotectonism and seismicity of the Himalayan foothills. *Sedimentary Geology*, 163(1-2), 49-68.
- Koyaguchi, T., & Blake, S. (1989). A theoretical study of the fluid dynamics of continuous, stratified magma-conduit flow and its implications for the growth of lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(4), 261-278.
- Lajoie, K. R., Schmincke, H. U., & Sumita, M. (1992). Neogene stratigraphy and sedimentology of Linosa Island, Italy: Marine and volcanoclastic deposits in a magmatic arc setting. *Sedimentology*, 39(6), 1053-1077.
- Lorenz, V. (1973). On the grain size of pyroclastic deposits. *Bulletin Volcanologique*, 37(1), 66-80.
- Lorenz, V. (1974). Mechanics of phreatomagmatic explosions. I. Theory and application. *Bulletin Volcanologique*, 38(2), 752-767.
- Lorenz, V. (1986). On the explosivity of Surtseyan eruptions. *Bulletin Volcanologique*, 48(4), 277-286.
- Lorenz, V., & Zimanowski, B. (1984). Experiments on the origin of volcanic "lapilli". *Bulletin of Volcanology*, 47(2), 199-210.

- Luhr, J. F., & Simkin, T. (1993). Paricutin: The volcano born in a Mexican cornfield. *Geology Today*, 9(6), 218-223.
- Lukacs, R., Magyari, E. K., Braun, M., Panaiotu, C., & Veres, D. (2004). New paleoecological and paleoclimatic data from the Late Glacial Tihany Maar, Hungary. *Journal of Paleolimnology*, 32(1), 33-45.
- Maicher, D. (1999). Hyaloclastite ridge formation and the interaction between volcanism and glaciation in the Southern Alps of New Zealand. *Sedimentary Geology*, 123(1-2), 149-172.
- Mandeville, C. W. (1970). Devitrification of natural glasses. *Geology*, 7(9), 436-440.
- Manville, V., & White, J. D. L. (2003). The 25 September 2003 eruption of Ruapehu volcano, New Zealand: Direct observations of an explosive eruption fed by a new magma intrusion. *Bulletin of Volcanology*, 66(3), 230-241.
- Marini, L., Pioli, L., & Carlevaris, L. (1993). Origin of volcanic balls from the Laacher See, Germany. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56(3-4), 249-267.
- Marsh, B. D. (2000). The transition from effusive to explosive phases in silicic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 62(8), 548-562.
- Martin, D. M., et al. (2007). Volcaniclastic sediments formed by lahar - density current transformation, transportation, deposition and reworking: A review. *Sedimentology*, 54(4), 789-815.
- Martin, U. (2002). Polybaric eruption history and magma evolution of the Western Canary Islands: constraints from the volcanic stratigraphy of La Palma and El Hierro. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 139-166.
- Martin, U. (2002). Subaqueous hyaloclastite volcanism – Pillow and piston geometries, Lobster Bay, New Zealand. *Marine Geology*, 186(3-4), 457-476.
- Martin, U., & Németh, K. (2004). Lithofacies, texture and depositional environment of Late Miocene lacustrine and

- phreatomagmatic deposits, western Hungary. *International Journal of Earth Sciences*, 93(2), 234-253.
- Martin, U., & Németh, K. (2006). Enigmatic volcanic cones in northern Hidalgo, eastern central Mexico: Geology, mineralogy, chemistry, and genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151(1-3), 303-318.
- Martin, U., & Németh, K. (2006). Textural and microanalytical studies of transitional explosive eruptions at NW Mecsek Mountains, Hungary: new insights into the eruptive mechanisms of "small-volume" phreatomagmatic events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2), 1-18.
- Massari, F., Nalin, R., & Zanzucchi, G. (2001). Soft-sediment deformation in the Upper Triassic of the Lombardian Alps: a complex interplay of tectonics, sea-level changes and volcanism. *Sedimentary Geology*, 140(1-2), 39-58.
- Mastrolorenzo, G., Pappalardo, L., & Panizza, A. (2001). Lava flow hazard at Mount Vesuvius: stratigraphic constraints from the AD 79 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(1-2), 103-128.
- Mathisen, M. E., & McPherson, J. G. (1991). A volcanoclastic apron: Depositional facies and implications for sedimentation in a continental margin basin. *Geology*, 19(6), 572-575.
- Maughan, L. L., Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., & Swanson, D. A. (2002). Substrate controls on the variation in eruption style at Kilauea Volcano, Hawai'i. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2), 79-104.
- McBirney, A. R. (1973). Progressive Metamorphism of Silicic Ash Flows: A Progress Report. *Geological Society of America Bulletin*, 84(9), 2869-2882.
- McGetchin, T. R., Wood, J. A., & Head, J. W. (1972). Ballistic eruption clouds on the Moon: Origin of the graben and winding rilles. *Science*, 175(4017), 391-393.
- McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R. (1990). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania.

- McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R. (1993). *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. University of Tasmania.
- McPhie, J., Doyle, M., dan Allen, R. (1993). *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. CODES Key Centre, University of Tasmania.
- Miwa, T., Suto, S., & Hayashi, S. (1997). Pumice fragment shapes, vesicularity and velocity of pyroclastic flows during the 1991 eruption of Unzen Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 59(6), 443-459.
- Montanari, A., & Odin, G. S. (1994). Radiolarian stratigraphy: problems and prospects. In *Radiolaria* (pp. 169-194). Springer.
- Moore, I. D. (1967). Depositional features of the Trout Creek Formation, Lower Miocene of Southeastern Oregon. *Journal of Geology*, 75(2), 151-166.
- Moore, J. G. (1974). Water/magma interaction - some theory and experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(1), 1-13.
- Morrissey, M. M., Mastin, L. G., & Thornber, C. R. (2000). Mechanisms for the transition from magmatic to phreatomagmatic fragmentation. *Bulletin of Volcanology*, 62(3), 180-194.
- Moss, S. J., & Howells, M. F. (1996). Soft-sediment deformation structures within sediments of the 1980 Mount St. Helens deposits. *Geological Society of America Bulletin*, 108(7), 828-838.
- Moyer, C. L., & Swanson, D. A. (1987). Thermal aspects of fallout from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33(1-3), 159-170.
- Mueller, D. S. (1991). Sedimentology and stratigraphy of Pliocene pyroclastic deposits in the Idaho-Wyoming- Utah thrust belt. *Sedimentology*, 38(4), 689-710.
- Nagy, J., Varga, G., Fodor, L., & Konrád, G. Y. (1999). Cenozoic tectonics of the Pannonian basin: an overview. *Acta Geologica Hungarica*, 42(1), 5-24.

- Németh, K. (2003). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *Geological Society of America Special Papers*, 375, 43-64.
- Németh, K., Martin, U., & Harangi, S. (2004). Time-transgressive catastrophic emplacement of the Late Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern-central Europe. *Geology*, 32(5), 385-388.
- Németh, K., Martin, U., & Risso, C. (2005). Complex structural development and facies architecture of a multiple vent monogenetic volcanic field in the Pali Aike Volcanic Field, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(1-2), 72-90.
- Németh, K., Martin, U., Cronin, S. J., White, J. D. L., & Reay, A. (2001). Magma discharge variations from a small caldera volcano: Ruapehu 1945-1998. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(3-4), 183-196.
- Németh, K., Risso, C., Kereszturi, G., & Cronin, S. (2001). Lithofacies and physical properties of pyroclastic surge and fall deposits of the 232 AD eruption, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 141-142, 199-225.
- Németh, K., White, J. D., & Reay, A. (1999). Subaqueous facies analysis of a Late Quaternary volcano-sedimentary system: Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 124(1-4), 185-206.
- Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C2), 1231-1238.
- Ort, M. H. (1993). Stratigraphy of the Cretaceous Cerro Galan and Toconquis Group, Puna Plateau, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55(1-2), 119-147.
- Ort, M. H. (1994). Eruptive history, eruptive mechanisms, and chemical evolution of Mount St. Helens. *Geological Society of America Bulletin*, 106(11), 1404-1412.
- Ort, M. H. (1994). Volcaniclastic sedimentation in the lower part of the Saddleback Formation, southwestern California:

- Implications for provenance and tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 106(2), 204-217.
- Ort, M. H., Elsworth, D., Voight, B., Miralles-Wilhelm, F., & Hidayat, D. (2001). Refined edifice and magma body geometry of Mount St. Helens, Washington, using a 3-D gravity inversion. *Bulletin of Volcanology*, 63(2-3), 106-120.
- Orth, K., & McPhie, J. (2003). Textural variations in spherulites and lithophysae in obsidian flow-banded rhyolite, Myall Lakes region, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50(5), 755-766.
- Palmer, A. N., & Walton, A. W. (1990). Alluvial and volcanoclastic resedimentation of tuff in rift valley lakes: Pleistocene Lake Turkana, Kenya. *Geology*, 18(2), 109-112.
- Peacock, M. A., & Fuller, M. L. (1928). Palagonite—a new hydrated volcanic glass. *Journal of Geology*, 36(7), 590-597.
- Pfeiffer, T. (2001). Characteristics of ballistic volcanic bomb crater pits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1-4), 65-82.
- Pirrung, M., et al. (2001). Maar-diatreme volcanoes and their products: A review. *Bulletin of Volcanology*, 63(1), 1-21.
- Póka, T., Csillag, G., & Márton, E. (1998). The Tihany Maar complex: a geophysical study of a basaltic maar structure in the western part of the Pannonian Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 143(1), 167-189.
- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51(1), 1-15.
- Pyle, D. M. (1995). Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(3-4), 379-382.
- Rodolfo, K. S., & Arguden, A. T. (1991). Lahars of Mayon Volcano, Philippines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46(3-4), 157-182.
- Rosi, M. (1992). Mechanisms of phreatomagmatic explosions in the geothermal area of Tuscany, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 54(1), 48-61.
- Rosi, M., & Principe, C. (1992). Sedimentology and depositional mechanisms of ash-flow beds: the example of the Sarno

- 1906 eruption (southern Italy). *Bulletin of Volcanology*, 54(4), 329-343.
- Rosi, M., Bertagnini, A., Harris, A. J. L., & Pioli, L. (2000). Strombolian explosions. I. A simple model of gas-driven eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 62(5), 323-344.
- Ross, C. S., & Smith, R. L. (1955). Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification. US Geological Survey Professional Paper 354-B, 61-74.
- Ross, P. S., & White, J. D. L. (2005). Deposits of fine hyaloclastite and associated volcanoclastic rocks formed in ice-contact and subglacial settings: Examples from the Pleistocene of South-central Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139(3-4), 99-122.
- Rutherford, M. J., & Gardner, J. E. (2000). Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 62(1), 64-78.
- Saucedo, R., Macías, J. L., Bursik, M. I., & Gardner, J. E. (2005). Deposits of dilute pyroclastic density currents from the 1991 and 1998 eruptions of Volcán de Colima, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 67(7), 607-622.
- Schiffman, P., & Southard, R. J. (1996). The origin of palagonite. *Geology*, 24(5), 441-444.
- Schmincke, H. U., Swanson, D. A., dan Kuno, H. (1997). Hialoklastite, di dalam *Encyclopedia of Volcanoes*, 739-750. Academic Press.
- Schumacher, R., & Schmincke, H. U. (1991). Internal structure and occurrence of accretionary lapilli: Evidence from the Upper Laacher See Tephra (12,900 yr BP) and from the Messel oil shale (Eocene) in Germany. *Bulletin of Volcanology*, 53(7), 612-634.
- Schumacher, R., & Schmincke, H. U. (1995). Internal structures of accretionary lapilli—building blocks of volcanic ash layers. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 341-360.
- Schwarzkopf, L. M., Schmincke, H. U., & Sumita, M. (2005). Submarine pyroclastic eruptions: Magma-water interactions and depositional processes in the submarine

- system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(3-4), 271-289.
- Scolamacchia, T., Dellino, P., Mele, D., La Volpe, L., & Braia, G. (2005). Accretionary lapilli: Current understanding and future perspectives. *Sedimentary Geology*, 175(1-4), 139-148.
- Scott, W. E. (1988). Volcaniclastic sedimentation in a deep-sea tuff ring: Site 612, Leg 96, Southwest Pacific Ocean. In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (Vol. 96, pp. 951-968)*.
- Self, S., & Sparks, R. S. (1979). The effects of volatile components on the dynamics of explosive volcanic eruptions. *Geological Society, London, Special Publications*, 10(1), 109-125.
- Self, S., Sparks, R. S., & Walker, G. P. (1980). The stratigraphy and petrology of the 1979 eruptions of Soufriere St. Vincent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(1-2), 39-68.
- Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (1983). Hydrovolcanic explosions I. Theory and experiments. *Geological Society of America Special Papers*, 194, 1-29.
- Siebe, C., Macias, J. L., Aguirre-Diaz, G. J., & Abrams, M. (1993). The volcaniclastic apron of Popocatepetl Volcano: Stratigraphy, morphology, and hazard implications. *Bulletin of Volcanology*, 55(6), 428-440.
- Skilling, I. P. (1994). Growth mechanisms of hyaloclastite ridges, Skagi Peninsula, northern Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 56(4), 317-329.
- Smith, D. B., Bailey, W. R., & Heiken, G. (1988). Volcaniclastic facies models: A review and appraisal. *Bulletin of Volcanology*, 50(3), 193-220.
- Smith, G. A. (1987). Sedimentologic aspects of large-scale volcaniclastic density flows. *Geological Society of America Bulletin*, 98(3), 319-334.
- Sohn, Y. K. (1995). Phreatomagmatic eruptions of the 1982 eruption of El Chichon volcano (Mexico): Phreatomagmatic

- eruptions on land and under water. *Bulletin of Volcanology*, 57(2), 111-131.
- Sohn, Y. K., & Chough, S. K. (1989). Environments of eruption and facies characteristics of the Odo tephra, Jeju Island, Korea. *Sedimentary Geology*, 65(1-2), 121-138.
- Sohn, Y. K., & Chough, S. K. (1990). Depositional processes in the Jeju Island (Korea) phreatomagmatic surge deposits. *Sedimentary Geology*, 68(3-4), 199-218.
- Sohn, Y. K., & Chough, S. K. (1992). Sedimentary facies architecture of a volcanic island caldera: Jeju Island, Korea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(3), 437-449.
- Sohn, Y. K., & Park, K. H. (2005). Depositional characteristics and distribution of tuff rings from the central Yeongnam volcanic province, Korea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(1-2), 127-147.
- Sparks, R. S. J. (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23(2), 147-188.
- Sparks, R. S. J. (1978). Fragmentation of magma during eruption. In R. S. J. Sparks, & C. J. Hawkesworth (Eds.), *Magma mixing: evidence from banded lavas* (pp. 49-75). Geological Society of London.
- Stasiuk, M. V., & White, J. D. (1992). Breccia formation and diagenesis during the phreatomagmatic eruption of 1974 at Taal Volcano, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, 55(4), 261-278.
- Stevenson, J. A., Blake, S., dan Wadge, G. (2006). Implications of mechanical layering for the interpretation of lava dome inflation and over-pressurisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 772-787.
- Sumner, J. M., & Branney, M. J. (2002). Palaeoenvironmental impact of a volcanoclastic debris avalanche deposit: The 3400 BP caldera-forming eruption of Laacher See, Germany. *Sedimentology*, 49(5), 1063-1086.
- Surlyk, F., & Noe-Nygaard, N. (2001). Volcanic ash layers in the Danian (Paleocene) of the Isle of Fur, Denmark:

- sedimentological and taphonomic aspects. *Sedimentary Geology*, 144(1-2), 33-49.
- Textor, C., Graf, H. F., & Herzog, M. (2006). Volcanic particle aggregation in explosive eruption columns, Part I: Parameterization of the microphysics of hydrometeor and ash aggregation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3), 359-377.
- Thorarinsson, S. (1967). The Surtsey eruption. *Scientific American*, 216(6), 31-44.
- Thordarson, T., & Self, S. (1993). The Laki (Skaftár Fires) and Grímsvötn eruptions in 1783-1785. *Bulletin of Volcanology*, 55(3), 166-188.
- Valentine, G. A., & Fisher, R. V. (2000). Density-stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, 62(7-8), 468-484.
- Vass, G., et al. (2000). Maar-diatreme volcanoes and associated pyroclastic deposits: A review. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 25(1-2), 5-52.
- Veitch, S. A., & Woods, A. W. (2001). Accretionary lapilli in volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 63(5), 288-294.
- Walker, G. P. (1973). Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2), 431-446.
- Walker, G. P. (1973). Fragmentation of Hydromagmatic Volcanic Eruptions. *Journal of Geology*, 81(3), 289-314.
- Walker, G. P. (1973). Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 81(6), 741-762.
- Walker, G. P. (1980). The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(3-4), 69-94.
- Walker, G. P. L. (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 65-88.
- Walker, G. P., & Wilson, C. J. (1983). Explosive volcanic eruptions—VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties.

- Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 72(3), 683-704.
- Waters, A. C., & Fisher, R. V. (1971). Base surge deposits of the Huckleberry Ridge Tuff. Geological Society of America Bulletin, 82(7), 1925-1938.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. The Journal of Geology, 30(5), 377-392.
- White, J. D. (1996). Viscosity of andesite magma at volcanic temperature and pressure. Bulletin of Volcanology, 58(2-3), 91-108.
- White, J. D. L. (1996b). Tephra layers in fluvial sediments: sedimentation processes during basaltic eruptions at Ruapehu, New Zealand. Sedimentary Geology, 104(3-4), 207-223.
- White, J. D. L. (2001). Sedimentation from non-wet volcanic ashflows: An overview. In Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites (pp. 307-314). Geological Society of London.
- White, J. D. L., & Houghton, B. F. (2006). Primary volcanoclastic rocks. In: Fisher, R. V., Smith, G. A., & Roobol, M. J. (Eds.), Volcanic Hazards, Risks and Disasters (pp. 51-76). Elsevier.
- Wilson, C. J. N., & Houghton, B. F. (2000). The Waiohine Pumice: a remarkable pyroclastic surge deposit erupted during a large rhyolitic explosive eruption, New Zealand. Bulletin of Volcanology, 61(8), 547-563.
- Wilson, C. J. N., Blake, S., Charlier, B. L. A., & Sutton, A. N. (1995). The 26.5 ka Oruanui eruption, Taupo volcano, New Zealand: Development, characteristics and evacuation of a large rhyolitic magma body. Journal of Petrology, 36(1), 3-30.
- Wilson, C. J., Houghton, B. F., & McWilliams, M. O. (1995). Simulating the size, velocity, and range of volcanic projectiles. Bulletin of Volcanology, 57(7), 433-443.
- Wilson, L., & Houghton, B. F. (2000). Emplacement of the low-grade ignimbrite, Bandelier Tuff, New Mexico, USA, and the roles of thermal buckling, ventilation and collapse. Bulletin of Volcanology, 62(7-8), 490-504.

- Wilson, L., Sparks, R. S. J., & Walker, G. P. L. (1980). Explosive volcanic eruptions - IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63(3), 117-148.
- Woerner, G., & Wright, T. L. (1984). The origins of volcanic block layers in some silicic ash flow tuffs of the southwestern Nevada volcanic field: constraints from TEM analysis. *Bulletin of Volcanology*, 47(3), 621-636.
- Wohletz, K. H. (1986). Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin of Volcanology*, 48(4), 245-264.
- Wohletz, K. H. (1986). Parameters controlling the physics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1), 778-794.
- Wohletz, K. H., & Heiken, G. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press.
- Wohletz, K. H., & McQueen, R. G. (1984). Volcanology applied to coal spontaneous combustion: a perspective. *Bulletin of Volcanology*, 47(2), 149-170.
- Wohletz, K. H., & Sheridan, M. F. (1983). Hydrovolcanic explosions I: Phreatomagmatic explosions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B8), 7361-7379.
- Wohletz, K., & McQueen, R. G. (1984b). Accretionary lapilli in the phreatomagmatic eruptions of Medicine Lake volcano, California. *Geology*, 12(3), 143-146.
- Wohletz, K., & Sheridan, M. F. (1983). Hydrovolcanic explosions: the mechanism of pyroclastic fragmentation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B8), 7421-7436.
- Wolff, J. A., & Sumner, J. M. (2000). Lava fountains and their products: 2. Deposits. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7), 16655-16671.
- Wright, J. V., Heiken, G., & Nelen, J. E. (1981). Diverse and fluidized pyroclastic deposits of the May 18 eruption, Mount St. Helens. *Bulletin of Volcanology*, 44(3), 455-472.

- Yamagishi, H., & Feebrey, K. (1994). Partially fragmented and elongated pumice from the 1991 Pinatubo eruption column. *Bulletin of Volcanology*, 56(5), 361-374.
- Yamagishi, H., & Feebrey, M. (1994). Tephra fallout and ballistic ejecta from the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Bulletin of Volcanology*, 56(6-7), 491-511.
- Yamamoto, T., Nakada, S., & Suzuki-Kamata, K. (1997). Stratigraphy and eruption mechanisms of the 1991-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(3-4), 135-163.
- Yasui, M., & Koyaguchi, T. (2004). Dynamics and thermodynamics of the 1991 climactic eruption of Pinatubo volcano. *Bulletin of Volcanology*, 66(5), 377-387.
- Young, S. R., et al. (2004). Overview of the 1995-1998 eruptions of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, British West Indies. *Geological Society of London, Memoirs*, 21(1), 1-44.
- Young, S. R., Smith, R., & Kilburn, C. R. J. (2004). The eruptive history, magmatic evolution and regrowth of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies: An overview of the 1995-2003 events. In *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat from 1995 to 1999* (pp. 25-46). Geological Society, London.
- Zimanowski, B., Büttner, R., & Lorenz, V. (2003). Experimental investigation of volcanic eruption column formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128(1-3), 19-43.

ISBN 978-623-389-233-9



LPPM UPN "VETERAN" YOGYAKARTA

2 0 2 3





KEMENTERIAN PENDIDIKAN, KEBUDAYAAN, RISET, DAN TEKNOLOGI
UNIVERSITAS PEMBANGUNAN NASIONAL "VETERAN" YOGYAKARTA

FAKULTAS TEKNOLOGI MINERAL

Jl. Padjajaran (SWK) 104 (Lingkar Utara) Condongcatur, Yogyakarta 55283 Telp./Fax (0274) 487813

Jl. Babarsari 2, Tambakbayan, Yogyakarta 55281 Telp. /Fax (0274) 486911

Email: fm@upnyk.ac.id ; Home Page: <http://www.ftmineral.upnyk.ac.id>

SURAT TUGAS

Nomor : B / 291 / UN62.11 / ST / 2023

1. Berdasarkan surat dari Sekretaris Jurusan Teknik Geologi Nomor : 214 / UN62.11.01 / ST / 2023 , tertanggal 27 Desember 2023, Perihal Permohonan Surat Tugas.
2. Dalam rangka melaksanakan Tridharma Perguruan Tinggi, maka staf pengajar dan mahasiswa Fakultas Teknologi Mineral UPN "Veteran" Yogyakarta melakukan kegiatan penulisan buku.
3. Dekan Fakultas Teknologi Mineral, Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta, memberikan tugas kepada Staf Pengajar dan Mahasiswa, Fakultas Teknologi Mineral, UPN "Veteran" Yogyakarta untuk melaksanakan tugas melakukan Penulisan Buku dengan judul "Mendalami Batuan Piroklastik" yang dilaksanakan pada semester gasal TA. 2023/2024, tanggal dan tempat diumumkan untuk pertama kali di Wilayah Indonesia atau diluar wilayah Indonesia, 1 September 2023, di Sleman. (Daftar Staf Pengajar dan Mahasiswa Terlampir).
4. Surat tugas ini dibuat untuk dilaksanakan dengan penuh tanggung jawab.

Yogyakarta, 29 Desember 2023



Dr. Ir. Sutarto, MT

NIP.19650301 199103 1 001

Tembusan Yth.:
Ketua Jurusan Teknik Geologi
Fakultas Teknologi Mineral
UPN "Veteran" Yogyakarta

Lampiran Surat Tugas

Nomor : B / 291 / UN62.11 / ST / 2023

Tanggal : 29 Desember 2023

Staf Pengajar dan Mahasiswa, Fakultas Teknologi Mineral, UPN "Veteran" Yogyakarta
melakukan Penulisan Buku dengan judul "Mendalami Batuan Piroklastik"
pada semester gasal TA. 2023/2024.

No.	Nama	NIP/NIM	Pangkat/Golongan
1.	Dr. Ir. Dwi Fitri Yudiantoro, M.T.	19630225 199003 1 002	Pembina - IV/a
2.	Ir. Achmad Subandrio, M.T.	19590212 198603 1 002	Pembina - IV/a
3.	Agus Bambang Irawan, S.Si., M.Sc.	19760918 202121 1 001	Penata Muda Tk I - III/b
4.	Dr. Ir. Siti Umiyatun Ch, M.T.	19631010 199203 2 001	Pembina - IV/a
5.	Septyo Uji Pratomo, S.T., M.Eng.	19890929 202203 1 006	Penata Muda Tk I - III/b
6.	Intan Paramita Haty, S.T., M.T.	19840225 201903 2 005	Penata Muda Tk I - III/b
7.	Setia Pambudi, S.T., M.Sc., RWTH	19911101 202203 1 003	Penata Muda Tk I - III/b
8.	Afrilita, S.T., M.Eng.	19950429 202203 2 022	Penata Muda Tk I - III/b
9.	Dian Rahma Yoni, S.T., M.T.	19960611 202203 2 019	Penata Muda Tk I - III/b
10.	Rial Dwi Martasari, S.T., M.Si.	19900325 202203 2 006	Penata Muda Tk I - III/b
11.	Iffat Dhiyaa Ulhaq	111200053	Mahasiswa Program Sarjana Teknik Geologi



Dr.Ir. Sutarto, MT

NIP.19650301 199103 1 001