

CV PENERBIT  
*Muhammad*  
Fuhmi Al Azizy

# VULKANOLOGI MODERN

PEMANTAUAN, PRAKIRAAN, DAN MODEL DEFORMASI

Buku ini merupakan sebuah karya yang membahas pemantauan dan prediksi aktivitas gunung berapi dengan menggunakan teknik geodetik, model deformasi, dan pendekatan Bayesian. Buku ini menggabungkan data kuantitatif dan statistik Bayesian untuk memahami perilaku vulkanik, serta mengeksplorasi hubungan antara prekursor geokimia data dan volume letusan gunung berapi. Selain itu, buku ini juga membahas strategi prakiraan temporal terjadinya letusan gunung berapi, serta kaidah-kaidah volcano stratigrafi yang dapat diterapkan dalam pemetaan geologi pada daerah gunung berapi. Dengan demikian, buku ini memberikan wawasan mendalam tentang evolusi vulkanik suatu daerah dan potensi bahaya yang terkait. Melalui pendekatan yang komprehensif dan terperinci, buku ini diharapkan dapat memberikan pemahaman yang mendalam bagi pembaca tentang kompleksitas dan dinamika aktivitas gunung berapi, serta memberikan kontribusi signifikan dalam bidang vulkanologi modern.



BENYAMIN  
DYAH AYU SETYORINI  
2024

BUKU AJAR VULKANOLOGI II PEMANTAUAN, PRAKIRAAN DAN MODEL DEFORMASI

CV PENERBIT  
*Muhammad*  
Fuhmi Al Azizy

# VULKANOLOGI MODERN

PEMANTAUAN, PRAKIRAAN, DAN MODEL DEFORMASI

BENYAMIN  
DYAH AYU SETYORINI  
2024

**BUKU AJAR**

# **VULKANOLOGI MODERN**

**Pantauan, Prakiraan dan Model Deformasi**

**BENYAMIN  
DYAH AYU SETYORINI**

**CV** PENERBIT  
*Muhammad*  
Fahmi Al Azizy

**2024**

# **BUKU AJAR**

# **VULKANOLOGI MODERN**

## **Pantauan, Prakiraan dan Model Deformasi**

Penulis :  
BENYAMIN  
DYAH AYU SETYORINI  
Penerbit :  
CV MUHAMMAD FAHMI AL AZIZY  
Tata Letak :  
Team Penulis  
Desain Sampul :  
Team Penulis

**ISBN : 978-623-8127-64-1**

**Cetakan Pertama Maret 2024**

Alamat :  
Bandung RT 30 No 163 Pendowoharjo, Sewon, Bantul  
Yogyakarta 085725782088

Hak cipta dilindungi Undang-undang  
Dilarang menggandakan, memperbanyak dan atau sejenisnya baik sebagian atau keseluruhan isi buku ini tanpa ijin tertulis dari penerbit dan penulis.

**CV** PENERBIT  
*Muhammad*  
Fahmi Al Azizy

**2024**

## KATA PENGANTAR

Puji syukur kita panjatkan kehadirat Allah SWT, yang telah memberikan rahmat, hidayah, serta karunia-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan pengembangan buku ajar "Vulkanologi Modern: Pemantauan, Prakiraan, dan Model Deformasi". Buku ini merupakan sebuah karya yang membahas pemantauan dan prediksi aktivitas gunung berapi dengan menggunakan teknik geodetik, model deformasi, dan pendekatan Bayesian. Buku ini menggabungkan data kuantitatif dan statistik Bayesian untuk memahami perilaku vulkanik, serta mengeksplorasi hubungan antara prekursor geokimia data dan volume letusan gunung berapi. Selain itu, buku ini juga membahas strategi prakiraan temporal terjadinya letusan gunung berapi, serta kaidah-kaidah volcano stratigrafi yang dapat diterapkan dalam pemetaan geologi pada daerah gunung berapi. Dengan demikian, buku ini memberikan wawasan mendalam tentang evolusi vulkanik suatu daerah dan potensi bahaya yang terkait. Melalui pendekatan yang komprehensif dan terperinci, buku ini diharapkan dapat memberikan pemahaman yang mendalam bagi pembaca tentang kompleksitas dan dinamika aktivitas gunung berapi, serta memberikan kontribusi signifikan dalam bidang vulkanologi modern.

Penulis mengucapkan terima kasih yang tulus kepada rekan dosen Teknik Geologi yang telah berkontribusi dalam diskusi dan berbagi pemikiran, sehingga buku ini dapat menjadi sumber pembelajaran yang lebih baik dan komprehensif. Semoga buku ini dapat memberikan manfaat bagi pembaca, terutama mahasiswa dan dosen, dalam meningkatkan pemahaman dan keahlian di bidang vulkanologi. Akhir kata, penulis menyadari bahwa buku ini masih jauh dari kesempurnaan. Oleh karena itu, saran dan kritik membangun dari pembaca sangat diharapkan guna perbaikan di masa mendatang. Semoga buku ini dapat menjadi kontribusi kecil dalam pengembangan ilmu pengetahuan vulkanologi dan memotivasi pembaca untuk terus menggali pengetahuan di bidang kebumiharian ini. Terima kasih atas perhatian dan dukungan dari semua pihak yang telah turut serta dalam pembuatan buku ini.

Jakarta, 17 Oktober 2023

Penulis

## DAFTAR ISI

DAFTAR ISI.....	ii
DAFTAR TABEL.....	v
DAFTAR GAMBAR.....	vi
BAB I. MONITORING AKTIVITAS GUNUNG API.....	1
1.1 Lokasi Dapur Magma.....	3
1.2 Deformasi Permukaan Tanah.....	6
1.3 Gempa Bumi.....	18
1.4 Monitoring Gas.....	29
RANGKUMAN BAB I.....	36
UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN.....	36
BAHAN DISKUSI.....	37
BAB II. DEFORMASI GUNUNG API.....	38
2.1 Model Numerik dan Analitik.....	41
2.2 Metoda.....	44
2.2.1 Forward Models.....	44
2.2.2 Model Inversi.....	49
2.3 Hasil.....	52
2.3.1 Forward models.....	52
2.3.2 Model Inversi.....	53
2.4 Diskusi.....	55
2.4.1 Finite body effects.....	57
2.4.2 Non-unique $\rho_c$ .....	57
2.4.3 Limitasi.....	59
2.4.4 Model Kilauea: Latar belakang.....	61
2.4.5 Model Kilauea: Metodologi.....	63
2.4.6 Hasil.....	66
2.4.7 Kesimpulan.....	68
RANGKUMAN BAB II.....	72
UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN.....	72
BAHAN DISKUSI.....	73
BAB III. DEPOSIT GUNUNG API.....	74

3.1 Pendahuluan .....	74
3.2 Catatan tephra Gunung Taranaki.....	78
3.3 Pengembangan Model.....	80
3.4 Implementasi Bayesien .....	82
3.5 Memperkirakan nilai parameter untuk tephra Bernama .....	84
3.6 Spesifikasi sebelumdistribusi untuk model parameter .....	87
3.7 Hasil .....	91
3.8 Analisis sensitivitas .....	97
3.9 Diskusi.....	101
3.10 Implikasi terhadap model bahaya.....	105
3.11 Kesimpulan.....	107
<b>RANGKUMAN BAB III.....</b>	<b>110</b>
<b>UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN .....</b>	<b>111</b>
<b>BAHAN DISKUSI.....</b>	<b>111</b>
<b>BAB IV. GAS GUNUNG API.....</b>	<b>112</b>
4.1 Pendahuluan .....	112
4.2 Siklus Erupsi .....	115
4.3 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Komposisi Gas Vulkanik .....	117
4.3.1 Interaksi Hidrotermal.....	123
4.3.2 Variabilitas Meteorologi.....	124
4.4 Gas Vulkanik Sebagai Indikator Erupsi.....	125
4.4.1 Karbondioksida.....	125
4.4.2 Gas Belerang.....	127
4.4.3 Rasio Konsentrasi .....	130
4.4.4 Jejak Elemen Logam .....	133
4.4.5 Komposisi Isotop .....	134
4.5 Kesimpulan.....	135
<b>RANGKUMAN BAB IV.....</b>	<b>136</b>
<b>UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN .....</b>	<b>137</b>
<b>BAHAN DISKUSI.....</b>	<b>137</b>
<b>BAB V. VOLKANO SEISMIK.....</b>	<b>138</b>
5.1 Pendahuluan .....	138

5.2 Jaringan Pemantauan Permanen .....	139
5.3 Sinyal Seismo-Vulkanik dan Infrasonik .....	140
5.4 Getaran Vulkanik .....	141
5.5 Kenampakan LP dan VLP .....	148
5.6 Sinyal Infrasonik .....	156
5.7 Kenampakan Infrasonik .....	157
5.8 Infrasonic Tremor .....	159
5.9 Diskusi dan kesimpulan .....	160
<b>RANGKUMAN BAB V .....</b>	<b>164</b>
<b>UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN .....</b>	<b>165</b>
<b>BAHAN DISKUSI .....</b>	<b>165</b>
<b>BAB VI. VOLKANO STRATIGRAFI .....</b>	<b>166</b>
6.1 Pendahuluan .....	166
6.2 Volkano Stratigrafi vs. Stratigrafi Konvensional .....	168
6.3 Ketidakselarasan Vulkanik .....	172
6.4 Memetakan daerah vulkanik .....	177
6.5 Studi Kasus .....	180
6.5.1 Kaldera Las Cañadas .....	180
6.5.2 Madeira .....	189
6.5.3 Gunung Etna .....	196
6.5.4 Diskusi .....	202
6.5.5 Fasies Vulkanik .....	206
6.5.6 Pembagian Fasies Vulkanik .....	207
6.5.7 Model Facies Untuk Stratovolcano Bersifat Andesitik .....	208
6.5.8 Aplikasi Pada Proyek Panas Bumi .....	210
6.5.9 Stratigrafi Vulkanik di Indonesia .....	215
6.5.10 Aplikasi Volkano Stratigrafi di Indonesia .....	219
<b>RANGKUMAN BAB VI .....</b>	<b>225</b>
<b>UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN .....</b>	<b>227</b>
<b>BAHAN DISKUSI .....</b>	<b>227</b>

## DAFTAR TABEL

Tabel 1.1	Sensor SAR Yang Digunakan Untuk Pemetaan Deformasi (Zhong Lu, 2007).....	17
Tabel 2.1	Parameter yang digunakan dalam model Mogi, McTigue dan FE untuk menghitung deformasi ( forward model) dan menyimpulkan properti sumber magma (model invers) (Jessica.J dkk,2021) .....	46
Tabel 2.2	Nilai kritis $\varepsilon$ , $\varepsilon_c$ , dihitung dari pemodelan maju dan terbalik .....	54
Tabel 2.3	Parameter model untuk dua peristiwa intrusi di Kilauea (Jessica.J dkk,2021).....	61
Tabel 3.1	Rincian lokasi coring ( $j = 1 \dots 6$ ) .....	80
Tabel 3.2	Perkiraan nilai parameter dan kesalahan standar (dalam tanda kurung) untuk tephras bernama ( $i = 1, \dots, 14$ ) .....	86
Tabel 4.1	Parameter gas vulkanik digunakan untuk memprediksi letusan .....	114
Tabel 4.2	Komposisi gas vulkanik dari berbagai lingkungan tektonik dan jenis magma (Sangchul Lee,2018) .....	118
Tabel 6.1	Tabel perbandingan yang menunjukkan berbagai rancangan evolusi stratigrafi Gunung Etna yang dibuat oleh penulis sejak abad kesembilan belas .....	202
Tabel 6.2	Analisis Major dan Trace Element pada Lava Segar dari Wayang Windu (Elemen utama oksida dalam elemen jejak dalam ppm) (Bogie dkk,1998) .....	212
Tabel 6.3	Dating K-Ar (Modifikasi dari Bogie dkk,1998) .....	214
Tabel 6.4	Korelasi Satuan Peta Geologi Gunungapi (Sandi Stratigrafi Indonesia,1998) .....	220

## DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1	Berbagai Teknik Monitoring Aktivitas Gunung Api (USGS, 2021) .....	1
Gambar 1.2	Ancaman Vulkanik dan Dampaknya (USGS,2005).....	2
Gambar 1.3	Pemodelan reservoir magma dengan asumsi reservoir merupakan benda bulat (H. Rymer dr,2000).....	4
Gambar 1.4	Gradien Densitas Pada Perioda Inflasi (H. Rymer dr,2000).....	5
Gambar 1.5	Peta Tiltmeter Permanen dan Jaringan Seismik Yang Beroperasi di Gunung Etna (Salvatore.G dr,2019) .....	8
Gambar 1.6	Peta tiga stasiun kemiringan puncak dengan arah sumbu (a) dan foto terkait fase pemasangan (b, c, d) dan (e) spesifikasi dari Tilt meter (Salvatore.G dr,2019).....	9
Gambar 1.7	Tremor Vulkanik (a) dan Komponen Kemiringan Pada Tiga Stasiun (b) (Salvatore.G dr,2019).....	10
Gambar 1.8	Jaringan pemantauan deformasi gunung berapi di Pulau Augustine (Volker.J, 2002).....	12
Gambar 1.9	Peta Lokasi Beberapa Receivers GPS di Hawaii (Volker.J, 2002).....	13
Gambar 1.10	Peningkatan jarak antara situs NUPM dan KTPM selama peristiwa erupsi 30 Januari,1997 (Volker.J, 2002).....	13
Gambar 1.11	Prototipe stasiun GPS frekuensi tunggal (Slave) di Gunung Papandayan .....	14
Gambar 1.12	Contoh INSAR (Zhong Lu, 2007).....	15
Gambar 1.13	Tangkapan layar perangkat lunak Swarm (Thompson.G,2015) .....	27
Gambar 1.14	Tremor Alarms (Thompson.G,2015) .....	28
Gambar 1.15	Pengambilan Sampel Gas (Alessandro Aiuppa,2015) .....	30
Gambar 1.16	Komposisi gas H <sub>2</sub> O–CO <sub>2</sub> –(SO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S) dari beberapa gunung berapi (Alessandro Aiuppa,2015) .....	31
Gambar 1.17	Pengamatan Gas Vulkanik Secara Langsung (Alessandro Aiuppa,2015) .....	32
Gambar 1.18	Kit Sensor Tunggal (Alessandro Aiuppa,2015) .....	34
Gambar 1.19	Evolusi temporal rasio CO <sub>2</sub> /SO <sub>2</sub> (panel atas) dan fluks CO <sub>2</sub> (panel bawah, garis tipis padat, skala kanan) (Alessandro Aiuppa,2015).....	35
Gambar 2.1	Konfigurasi model Elemen Hingga (Jessica.J dkk,2021) .....	45

Gambar 2.2	Pengaruh radius dan kedalaman sumber yang bervariasi terhadap deformasi.....	48
Gambar 2.3	Korespondensi antara Mogi dan FE, serta model McTigue dan FE .....	49
Gambar 2.4	Pengaruh $\epsilon$ pada lebar profil deformasi.....	53
Gambar 2.5	Korespondensi antara jari-jari sumber dan kedalaman disimpulkan menggunakan model Mogi dan FE, serta McTigue dan FE.....	55
Gambar 2.6	Variasi antara profil perpindahan yang diturunkan secara analitis dan numerik dari model invers.....	56
Gambar 2.7	Kombinasi radius-kedalaman yang paling sesuai untuk tiga model yang menggunakan perpindahan horizontal-radial ( $U_r$ ), vertikal ( $U_z$ ), dan gabungan ( $U_r$ dan $U_z$ ).....	64
Gambar 2.8	Kombinasi radius dan kedalaman sumber yang paling pas untuk model Mogi, McTigue, dan FE.....	70
Gambar 2.9	Vektor perpindahan (horizontal-radial (a) dan vertikal (b)) dihasilkan dalam model Mogi, McTigue dan FE untuk 5% kombinasi kedalaman radius yang, untuk model FE, memiliki ketidakesesuaian terkecil dengan pengamatan .....	71
Gambar 3.1	Peta lokasi Taranaki .....	79
Gambar 3.2	Distribusi ketebalan tephra untuk tephtras bernama .....	87
Gambar 3.3	Distribusi posterior untuk efek spesifik lokasi aj.....	92
Gambar 3.4	Distribusi posterior untuk volume letusan $V_i$ yang diberi nama tephtras ( $i = 1, \dots, 14$ ).....	94
Gambar 3.5	Nilai parameter rata-rata posterior tephra yang tidak disebutkan namanya ( $i = 23, \dots, 270$ ) dipisahkan menurut kemungkinan jumlah lobus penyebaran (Rebecca.M dkk, 2016).....	95
Gambar 3.6	Nilai parameter rata-rata posterior dari tephtras yang tidak disebutkan namanya ( $i = 23, \dots, 270$ ) untuk kemungkinan kasus hanya satu lobus penyebaran .....	96
Gambar 3.7	Perbandingan antara kepadatan sebelumnya dan posterior untuk berbagai macam analisis sensitivitas.....	98
Gambar 3.8	Penyebaran bernama tephtras .....	99

Gambar 3.9	Perbandingan arah angin rata-rata posterior $\phi_{1i}$ dan $\phi_{2i}$ (dalam radian) untuk kasus dua lobus penyebaran untuk yang tidak disebutkan Namanya tefras .....	100
Gambar 3.10	Perbandingan antara perkiraan volume posterior tephra yang tidak disebutkan namanya untuk model dasar dan model peningkatan volume (Rebbeca.M dkk, 2016) .....	103
Gambar 3.11	Perubahan arah angin rata-rata posterior $\phi$ (dalam radian) dari waktu ke waktu dan b volume rata-rata posterior (km <sup>3</sup> ) dari waktu ke waktu untuk tephra yang tidak disebutkan namanya .....	107
Gambar 3.12	Waktu istirahat dan volume letusan berikutnya (pada log skala) untuk acara yang tidak disebutkan namanya .....	108
Gambar 4.1	Siklus letusan gunung berapi Stromboli di Italia untuk tahun 2006-2007 berdasarkan rasio CO <sub>2</sub> /SO <sub>2</sub> vulkanik .....	116
Gambar 4.2	Plot segitiga H <sub>2</sub> O/5-CO <sub>2</sub> -S (a) dan CO <sub>2</sub> -S-HCl + HF (b) di gas vulkanik .....	119
Gambar 4.3	Evolusi gas vulkanik selama periode diam (a) dan periode degassing dan letusan yang sangat pasif (b) .....	120
Gambar 4.4	Simulasi komposisi gas vulkanik (dalam fraksi mol) sebagai fungsi tekanan degassing .....	122
Gambar 4.5	Fluks buangan CO <sub>2</sub> vulkanik dan SO <sub>2</sub> serta rasio CO <sub>2</sub> /SO <sub>2</sub> pada Gunung berapi yang diragukan lagi di Alaska selama bertahun-tahun tahun 2008-2010 .....	126
Gambar 4.6	Fluks SO <sub>2</sub> vulkanik di gunung berapi Etna (a) dan gunung berapi Stromboli (b) .....	129
Gambar 4.7	Rasio vulkanik S/HCl di gunung berapi Shiveluch di Kamchatka .....	132
Gambar 5.1	Model elevasi digital Gunung Etna dengan lokasi stasiun seismik broadband (a) dan stasiun infrasonik (b) .....	140
Gambar 5.2	Helicorder sinyal seismik yang direkam oleh komponen vertikal stasiun EBEL pada 11-12 Mei 2011 .....	141
Gambar 5.3	Helicorder sinyal infrasonik direkam oleh stasiun EBEL pada 11-12 Mei 2011 .....	143

Gambar 5.4	a Tanpa filter dan b dengan filter (0,5–2,5 Hz) jendela berdurasi 1 jam sinyal seismik direkam oleh komponen vertikal 15 stasiun.....	146
Gambar 5.5	Variasi waktu pada lokasi pusat gempa vulkanik dihitung selama periode 11–13 Mei 2008 .....	147
Gambar 5.6	Jendela sinyal seismik berdurasi 15 menit yang direkam oleh komponen vertikal stasiun ECPN dan b selubung RMS yang sesuai dihitung dengan menggunakan jendela bergerak 1 s .....	149
Gambar 5.7	a Nonfiltered and b filtered (2 Hz) waveforms of a LP event recorded by the vertical component of six stations and c maps and sections of Mt. Etna showing the portion of the model containing grid nodes with values of semblance, R2, and semblance ? R2 higher than 95 % of the respective maximum values (see text for details). The concentric lines in the top plots of (c) are altitude contour lines from 2.50 to 3.25 km a.s.l. with spacing of 0.25 km. The black lines in the bottom plots of (c) represent the volcano profile (Andrea Cannata dkk,2013).....	153
Gambar 5.8	a Komponen radial VLP yang tidak difilter dan b difilter (0,4 Hz).....	155
Gambar 5.9	Bentuk gelombang peristiwa infrasonic .....	157
Gambar 5.10	a Bentuk gelombang peristiwa infrasonic .....	158
Gambar 5.11	a Bentuk gelombang jendela getaran infrasonic .....	161
Gambar 5.12	Peta dan bagian Gunung Etna dengan lokasi sumber gunung berapi tremor (permukaan merah), kejadian LP (permukaan biru), kejadian VLP (cyan permukaan), dan peristiwa infrasonik dan getaran (titik kuning), dicatat pada tahun 2011 .....	162
Gambar 6.1	Contoh lapangan dari Tenerife mengenai sukseki stratigrafi yang tersusun dari piroklastik endapan yang berasal dari letusan berbeda atau fase letusan yang sama, didaerah distal (35 km) dalam kaitannya dengan vent sumber .....	169
Gambar 6.2	Sketsa yang mengilustrasikan contoh perubahan fasies lateral pada endapan gunung berapi .....	171
Gambar 6.3	Jenis utama ketidaksesuaian (diskonformitas, ketidaksesuaian, ketidaksesuaian sudut, dan parakonformitas atau diastrem) dalam stratigrafi konvensional.....	173

Gambar 6.4	Jenis utama ketidakselarasan vulkanik.....	175
Gambar 6.5	Contoh ketidaksesuaian besar (garis putih) pada suksesi gunung berapi yang disebabkan oleh pergerakan tektonik, kawasan Erill Castell, Catalan Pyrenees (NE Iberia) .....	177
Gambar 6.6	Peta geologi Tenerife yang disederhanakan.....	181
Gambar 6.7	Stratigrafi gunung berapi Tenerife yang disederhanakan (dimodifikasi dari Marti et al., 1994).....	183
Gambar 6.8	Stratigrafi dinding kaldera Las Cañadas yang disederhanakan (tidak berskala) (dimodifikasi dari Marti et al., 1994) dalam Joan Marti,2018 .....	184
Gambar 6.9	Panorama yang diambil dari selatan Tenerife menunjukkan di latar belakang bangunan Las Cañadas, kaldera Las Cañadas dan gunung berapi Pico Teide, dan di latar depan fasies distal gunung berapi tersebut.....	185
Gambar 6.10	Setting geologi Lapangan Vulkanik La Garrotxa .....	187
Gambar 6.11	Stratigrafi vulkanik sektor utara Lapangan Vulkanik La Garrotxa, dimana seluruh anggota stratigrafi (produk letusan tunggal) ditampilkan dengan warna berbeda (dimodifikasi dari Bolós dkk., 2014) dalam Joan Marti,2018....	189
Gambar 6.12	Peta lokasi Madeira dan disarikan dari Peta Geologi Pulau Madeira, Lembar A skala 1:50.000 (Brum da Silveira et al., 2010a).....	192
Gambar 6.13	Di pantai selatan Madeira, dekat Cabo Girão, tebing laut setinggi 250 m menampilkan rangkaian aliran lava basaltik (menurun ke arah timur) dari Formasi Lombos-Atas Kompleks Vulkanik (CVS 1) yang mencakup rangkaian basaltik horizontal yang tidak selaras dari Formasi Curral das Freiras – Kompleks Vulkanik Menengah (CVM 3).....	194
Gambar 6.14	Di wilayah Curral das Freiras, bagian lereng curam setinggi 550 m menunjukkan ketidakselarasan sudut (permukaan erosi) yang membatasi tiga unit litostratigrafi dan sintemik Kompleks Vulkanik Menengah .....	195
Gambar 6.15	Foto bagian lereng curam setinggi 450 m di wilayah Rabaças .....	195
Gambar 6.16	Pilihan dari peta geologi Gunung Etna (lihat sisipan kiri atas untuk mengetahui lokasinya) yang diterbitkan oleh Branca dkk. (2011).....	196
Gambar 6.17	Seleksi dari skema hubungan stratigrafi peta geologi Gunung Etna.....	197
Gambar 6.18	Pemandangan 3D Gunung Etna dari timur .....	199

Gambar 6.19	Lokasi dan rekonstruksi bangunan vulkanik utama (litosom) yang terbentuk selama Valle del Bove Supersythem.....	201
Gambar 6.20	Empat model fasies dari stratovolcano andesitik yang tidak terganggu secara structural (Modifikasi Bogie & Mc Enzie,2018) .....	209
Gambar 6.21	Peta Geologi Daerah Wayang Windu ( O R Rohayat dkk, ,2018).....	211
Gambar 6.22	Bagian utara dan selatan Lapangan Panas Bumi Wayang Windu memperlihatkan beberapa sumur lintasan, batas formasi, dan area fumarol (dimodifikasi dari Bogie et al., 2008) .....	213
Gambar 6.23	Peta Geologi Gunungapi Gede berdasarkan interpretasi data inderaan jauh. (Fitriani A dkk, 2019).....	221
Gambar 6.24	Modul penampang Peta Geologi Gunungapi Gede (Fitriani A dkk, 2019) .....	223



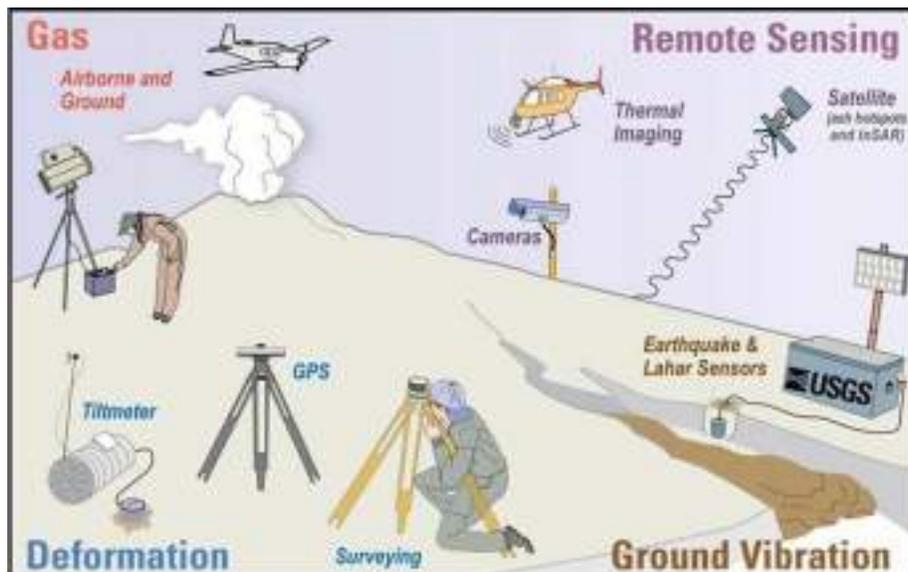
## BAB I. MONITORING AKTIVITAS GUNUNG API

### Capaian Pembelajaran :

Bab ini membantu mahasiswa agar mampu untuk :

1. Memahami pengenalan metoda-metoda geofisika terkait penyelidikan kegunungapian
2. Memahami mana dari metoda tersebut yang memberikan hasil lebih baik dibandingkan dengan metoda yang lain

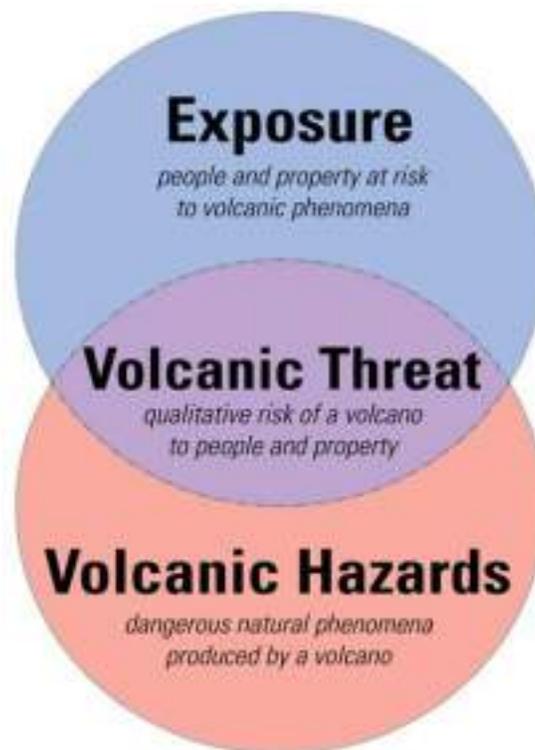
Pemantauan gunung berapi mengharuskan para ilmuwan untuk menggunakan berbagai teknik yang dapat mendengar dan melihat aktivitas di dalam gunung berapi. Program dari institusi yang bertanggung jawab terhadap aktivitas gunung api adalah memantau gunung berapi untuk mendeteksi tanda-tanda perubahan yang memperingatkan kebangkitan gunung berapi. Untuk memahami sepenuhnya perilaku gunung berapi, pemantauan harus mencakup beberapa jenis pengamatan (gempa bumi, pergerakan tanah, gas vulkanik, kimia batuan, kimia air, analisis satelit jarak jauh) secara terus menerus atau mendekati waktu nyata (Gambar 1.1).



Gambar 1. 1 : Berbagai Teknik Monitoring Aktivitas Gunung Api (USGS, 2021)

Para ilmuwan mengumpulkan data dari jaringan instrumen kemudian menganalisisnya untuk mencari sinyal yang tidak biasa. Dengan membandingkan analisis data dengan hasil serupa

dari peristiwa gunung berapi masa lalu, ahli vulkanologi lebih mampu memperkirakan perubahan aktivitas gunung berapi dan menentukan apakah dan kapan gunung berapi akan meletus di masa depan. Sebagian besar data dapat diakses dari kantor kami di observatorium tetapi kunjungan ke gunung berapi, jika memungkinkan, menambah informasi berharga. Kemajuan pesat dalam teknologi membantu para ilmuwan mengembangkan peralatan pemantauan yang efisien dan akurat. Sistem baru ini mampu mengumpulkan dan mengirimkan data real-time yang akurat dari gunung berapi kembali ke kantor Observatorium, yang meningkatkan prakiraan letusan. Adalah penting bahwa instrumen dipasang pada saat tenang ketika gunung berapi tidak aktif sehingga mereka siap untuk mendeteksi sedikit pun gejolak vulkanik. Deteksi dini memberikan jumlah waktu maksimum bagi orang untuk bersiap menghadapi letusan.



Gambar 1. 2 : Ancaman Vulkanik dan Dampaknya (USGS,2005)

Ketika gunung berapi mulai menunjukkan tanda-tanda aktivitas baru atau tidak biasa, data pemantauan membantu menjawab pertanyaan kritis yang diperlukan untuk menilai dan kemudian mengkomunikasikan informasi tepat waktu tentang bahaya gunung berapi. Misalnya, sebelum letusan 2004 di Gunung St. Helens, peralatan pemantau mencatat peningkatan besar aktivitas

gempa. Para ilmuwan dengan cepat memeriksa data pemantauan lainnya termasuk gas, deformasi tanah, dan citra satelit untuk menilai apakah magma atau cairan bergerak menuju permukaan. Berdasarkan sejarah gunung berapi dan analisis data pemantauan, para ilmuwan dapat menentukan jenis magma yang dapat bergerak ke permukaan. Jenis pengetahuan ini membantu para ilmuwan mengetahui kemungkinan jenis aktivitas gunung berapi dan bahaya yang terkait dengan manusia. Mengetahui bahaya membantu pejabat menentukan peringatan waktu nyata mana yang diperlukan untuk mencegah hilangnya nyawa dan harta benda.

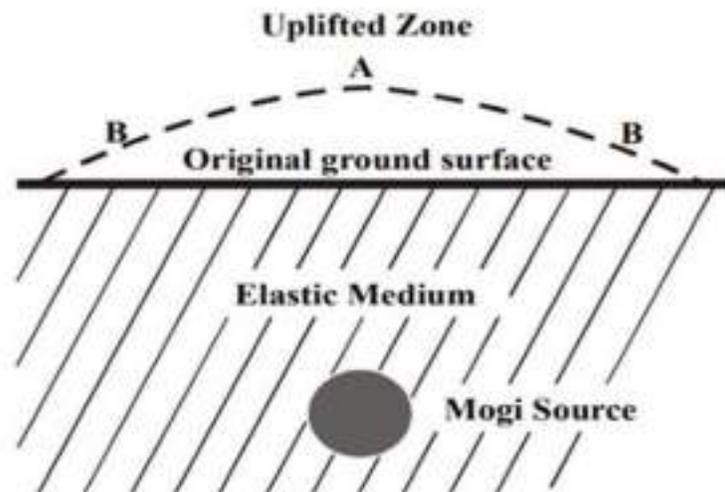
### **1.1 Lokasi Dapur Magma**

Dapur magma adalah kumpulan besar batuan cair di bawah permukaan bumi. Batuan cair, atau magma, di ruang seperti itu kurang padat dibandingkan batuan pedesaan di sekitarnya, yang menghasilkan gaya apung pada magma yang cenderung mendorongnya ke atas. Jika magma menemukan jalan ke permukaan, maka hasilnya adalah letusan gunung berapi; akibatnya, banyak gunung berapi terletak di atas dapur magma. Kamar-kamar ini sulit untuk dideteksi jauh di dalam Bumi, dan oleh karena itu sebagian besar yang diketahui berada dekat dengan permukaan, biasanya antara 1 km dan 10 km ke bawah.

Pemantauan gravitasi mikro konvensional (presisi tinggi) di gunung berapi aktif digunakan untuk mengidentifikasi proses dangkal di dalam saluran pengumpan menggunakan pengukuran  $g$  dan  $h$  berulang pada jaringan stasiun di dalam dan sekitar kawah aktif atau kaldera [Rymer, 1994; Rymer dkk., 1998a,b]. Ada risiko yang jelas terkait dengan praktik ini dan kasus profil tinggi baru-baru ini dari ahli vulkanologi terbunuh menekankan hal ini [Baxter and Gresham, 1997; Fujii dan Nakada, 1999]. Pemantauan gunung berapi dari jarak yang aman dapat menyebabkan berkurangnya sinyal kekuatan dalam data. Pra-kursor letusan lainnya seperti getaran, fluks gas/kimia dan fluktuasi suhu mencerminkan proses yang relatif dangkal yang merupakan sumber noise dalam data  $g/\Delta h$  di wilayah ventilasi aktif. Proses dalam ruang magma, yang terjadi berbulan-bulan atau bertahun-tahun sebelumnya pra-kursor konvensional, diinterpretasikan di sini dari  $g/\Delta h$  data yang mungkin diperoleh pada jarak tertentu dari yang aktif ventilasi, di mana rasio sinyal terhadap noise ditingkatkan. Bahaya mitigasi dengan demikian sangat difasilitasi oleh waktu tambahan yang diberikan.

Pengukuran deformasi tanah telah lama digunakan untuk memantau gunung berapi aktif, deformasi permukaan (perubahan volume bangunan) dapat diperkirakan dari deformasi tanah

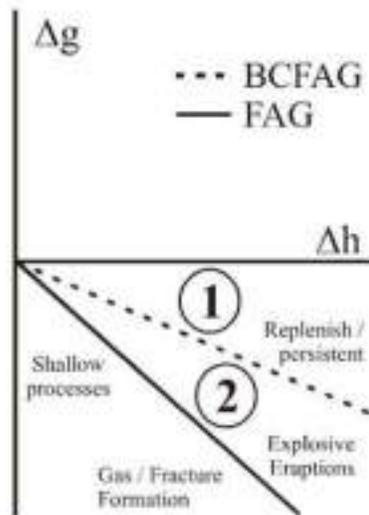
pengukuran hanya dengan mengintegrasikan ketinggian yang diamati perubahan pada daerah deformasi. Model Mogi, 1958 berhubungan dengan perubahan magma bawah permukaan volume ruang dengan asumsi reservoir tersebut berperilaku elastis dan ruang magma berperilaku sebagai sumber tekanan bola yang kedalamannya besar dibandingkan dengan radiusnya (Gambar 1.3).



Gambar 1. 3 : Pemodelan reservoir magma dengan asumsi reservoir merupakan benda bulat (H. Rymer drr,2000)

Gambar 1.3 memperlihatkan pemodelan reservoir magma, Jika kedalamannya besar dibandingkan dengan radiusnya, efek gravitasi adalah sumber titik. Inti dari model Mogi adalah pelebaran sumber titik di ruang setengah elastis menyebabkan deformasi pada permukaan, yang akan tergantung pada jumlah dilatasi dan sifat elastis dari sedang. Dengan memasukkan nilai terukur atau perkiraan untuk sifat elastis batuan di sekitarnya, jumlah tanah deformasi diukur di permukaan dengan teknik seperti GPS, interferometri SAR, altimetri atau levelling, oleh karena itu dapat digunakan untuk memperkirakan perubahan volume reservoir magma bawah permukaan ( $\Delta V_{ch}$ ). Perubahan deformasi tanah terbesar adalah diamati di zona A, tetapi efek terukur juga terlihat di zona distal seperti B. Pengukuran gravitasi juga dapat dilakukan di titik-titik ini dan ketika dikombinasikan dengan pengukuran deformasi tanah, ini adalah metode yang sangat kuat untuk menyelidiki perubahan densitas bawah permukaan. Mengukur besarnya dan laju perubahan ini menyediakan sarana untuk mendeteksi cursor awal letusan di dalam dapur magma, sebelum magma memulai perjalanannya melalui saluran ke permukaan, sehingga memberikan lebih banyak waktu untuk mitigasi dan evakuasi bahaya.

Tanpa informasi lain, deformasi tanah tidak memberikan indikasi proses terjadi di dalam dapur magma. Variasi dalam akselerasi karena gravitasi juga dapat dipantau secara aktif gunung berapi dan dengan mengintegrasikan area variasi, perubahan massa magma bawah permukaan ( $\Delta M_m$ ) dapat diukur [Berrino et al., 1992].



Gambar 1. 4 : Gradien Densitas Pada Periode Inflasi (H. Rymer dr,2000)

Gravitasi dan deformasi simultan pengukuran memberikan perkiraan  $M_m$  dan  $V_{ch}$  begitu perubahan kepadatan rata-rata ruang magma mungkin disimpulkan, memberikan wawasan tentang proses vesikulasi (penurunan densitas) atau kristalisasi (peningkatan densitas). Penyimpangan dari gradien udara bebas (FAG) disebabkan oleh perubahan massa di bawah permukaan (Gambar 1.4).

Gambar 1.4 memperlihatkan Selama periode inflasi, kenaikan elevasi ( $\Delta h$ ) disertai dengan penurunan gravitasi ( $g$  negatif), dijelaskan oleh grafik BCFAG. Untuk model Mogi dan untuk pelat Bouguer tak terhingga, hubungannya linier. Untuk model lain (misalnya, tanggul, ambang dll.), hubungannya tidak linier, tetapi data  $g/\Delta h$  akan berada di antara garis BCFAG untuk kedua model anggota akhir ini. Fenomena tersebut digambarkan oleh adanya gradien aktual dari BCFAG akan tergantung pada kepadatan diasumsikan untuk batuan sekitarnya. Ini berkisar dari -224 Gal  $m^{-1}$  hingga -252 Gal  $m^{-1}$  untuk kerapatan 2000 kg  $m^{-3}$  dan -113 Gal  $m^{-1}$  hingga -233 Gal  $m^{-1}$  untuk kerapatan 2700 kg  $m^{-3}$  untuk pelat dan model bola masing-masing. Gradien udara bebas (FAG) biasanya  $-308.6$  Gal  $m^{-1}$ , tetapi dapat bervariasi sekitar 10% tergantung pada medan lokal dan anomali Bouguer [Rymer, 1994].

Jadi BCFAG bergantung pada model dan FAG harus selalu diukur. Wilayah 1 mewakili kenaikan gravitasi yang sangat besar secara anomali yang menyertai inflasi dan dapat diinterpretasikan dalam hal intrusi magma meningkatkan densitas rata-rata dapur magma.

Data yang masuk ke wilayah 2 mencerminkan penurunan kepadatan dan Zona Terangkat peningkatan massa selama inflasi (dan peningkatan volume) yang kami tafsirkan dalam hal pembentukan gas di dalam dapur magma memicu proses yang paling mungkin untuk erupsi. Data yang mendekati garis  $g$  mencerminkan proses yang dangkal seperti fluktuasi magma dan gas di dalam saluran pengumpan atau bahkan mungkin tidak menjadi kepentingan vulkanologi langsung (misalnya adanya Perubahan muka air tanah).

Ketika densitas ruang magma diperhitungkan, Bouguer mengoreksi gradien udara bebas (BCFAG) dapat dihitung. Nilai dari BCFAG tergantung pada model yang digunakan - sumber bola atau pelat [Berrino et al., 1992; Rymer dkk., 1995]. Data yang diplot di atas BCFAG pada  $g/h$  grafik (Gambar 1.4) mencerminkan kepadatan yang meningkat sedangkan data yang diplot di bawah BCFAG mencerminkan kepadatan berkurang.

Terdapat area yang menarik di antara FAG dan BCFAG dimana selama inflasi ada massa meningkat dan kepadatan menurun dan ini sangat penting untuk memahami fisika proses dapur magma dan deteksi prekursor erupsi.

## **1.2 Deformasi Permukaan Tanah**

Deformasi permukaan tanah merupakan indikator penting untuk mengamati bagaimana dan mengapa gunung berapi berubah bentuk untuk memahami dan menyediakan prekursor letusan. Teknik geodesi yang digunakan untuk tujuan ini dapat diklasifikasikan sebagai kontinu dan diskontinu. Pengukuran terus menerus (misalnya, strainmeter, tiltmeters, GPS) termasuk data sampel pada interval diskrit singkat (dari milidetik ke menit), sedangkan pengukuran diskrit dilakukan sebentar-sebentar setiap beberapa hari, bulan, atau tahun (misalnya, leveling, survei GPS, dan radar interferogram).

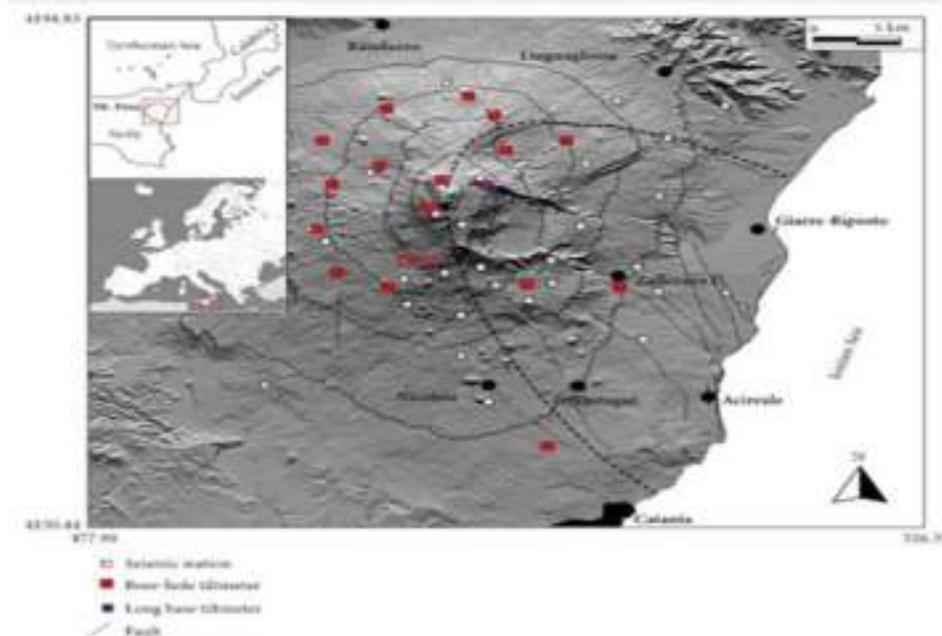
Perubahan permukaan tanah gunung berapi (deformasi gunung berapi) muncul sebagai pembengkakan, tenggelam, atau retak, yang dapat disebabkan oleh magma, gas, atau cairan lain (biasanya air) yang bergerak di bawah tanah atau oleh gerakan di kerak bumi karena gerakan di sepanjang patahan. Seringkali, deformasi ini sangat kecil besarnya beberapa sentimeter (inci)

atau kurang sehingga hanya dapat dideteksi dan dipantau dengan instrumen yang sangat sensitif. Terdapat 3 metoda untuk pengukuran deformasi gunung api yaitu *Leveling*, *GPS* dan *Inсар*.

### ***Leveling Menggunakan Tiltmeter***

Sebuah tiltmeter adalah perangkat apapun yang dapat digunakan untuk mengukur perubahan kemiringan lokal permukaan bumi dan beberapa jenis instrumen memungkinkan memperoleh pengukuran presisi tinggi; mereka dapat dikelompokkan menjadi dua kelas utama: pangkalan pendek dan panjang. Yang pertama menggunakan sensor gelembung atau pendulum untuk menentukan vertikal, yang terakhir permukaan bebas cairan sebagai referensi horizontal. Pengukur kemiringan dasar pendek umumnya portabel dan lebih murah, membuatnya lebih cocok untuk sebagian besar respons terhadap krisis gunung berapi, meskipun pengukur kemiringan dasar panjang dianggap lebih stabil.

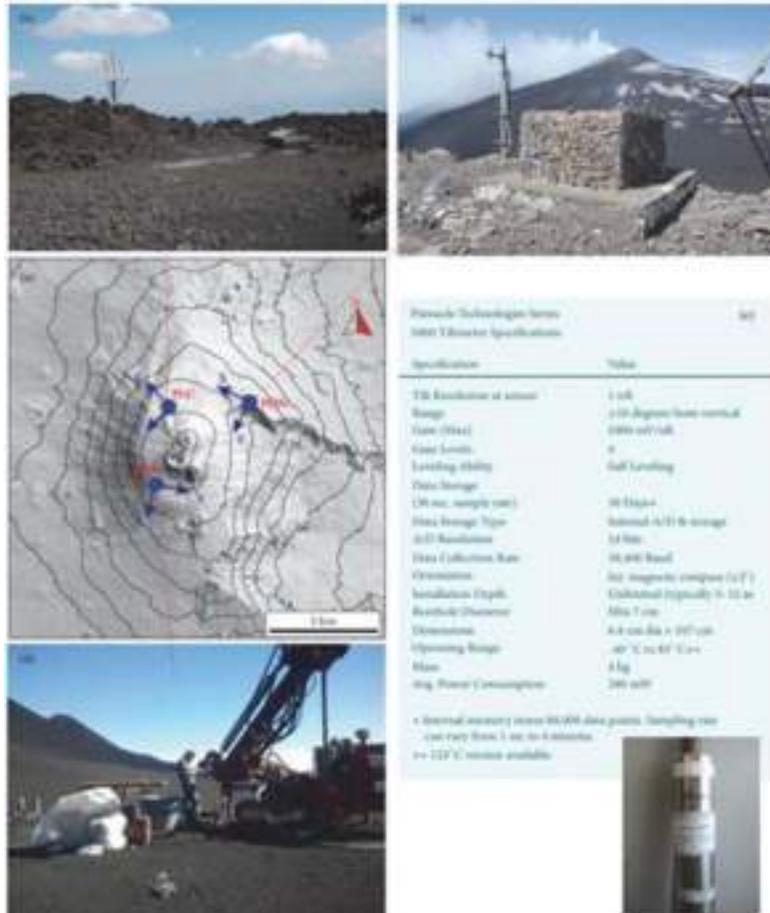
Pengukuran kemiringan terus menerus digunakan untuk pemantauan deformasi tanah di banyak daerah vulkanik aktif di dunia dan biasanya digunakan untuk merekam prekursor letusan jangka menengah-pendek. Variasi kemiringan yang lambat dapat menunjukkan inflasi yang disebabkan oleh naiknya magma sebelum letusan atau deflasi yang terkait dengan pelepasan energi setelah letusan, sedangkan variasi kemiringan yang cepat (dari jam ke hari) terkait dengan kenaikan magma yang cepat dan propagasi tanggul dan celah letusan. Pada gunung berapi, instrumen yang sangat sensitif, instalasi yang akurat dan dalam (10–15 m atau lebih), dan geometri jaringan yang terdiri dari stasiun yang dekat dengan area puncak adalah elemen utama untuk mencapai pemantauan kemiringan gunung berapi yang efektif. Pemantauan sistematis kemiringan telah dilakukan di Etna oleh Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia-Osservatorio Etneo (INGV-OE) dari akhir 1970-an, dengan menggunakan pengukur kemiringan lubang bor gelembung. Hingga awal 2000-an, sinyal dari tiltmeter di lubang dengan kedalaman antara 2 dan 4 meter dipengaruhi oleh kebisingan lingkungan.



Gambar 1. 5 : Peta Tiltmeter Permanen dan Jaringan Seismik Yang Beroperasi di Gunung Etna (Salvatore.G drr,2019)

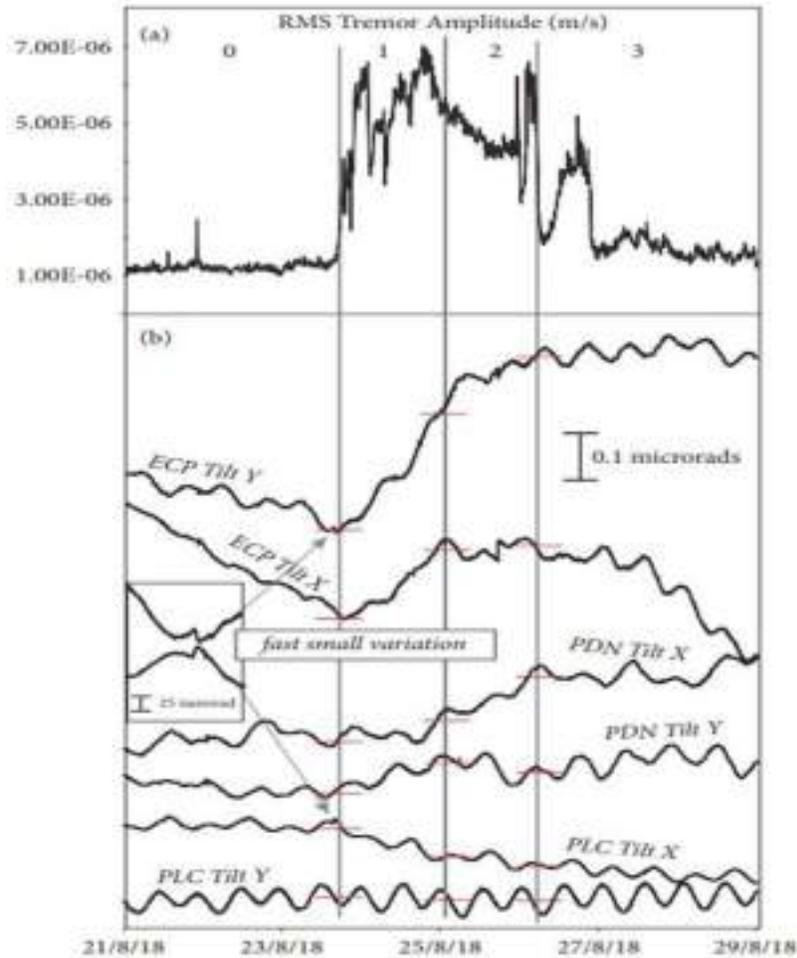
Dalam 10 tahun terakhir, instrumen yang sangat presisi, dilengkapi dengan sistem self-leveling dan kompas magnetik, telah memungkinkan pemasangan pada kedalaman yang lebih dalam dengan relatif sederhana. Instalasi pertama dilakukan pada tahun 2007 pada kedalaman 30 m dan hasil yang diperoleh mendorong renovasi jaringan ke arah ini (Gambar 1.5).

Tiga sensor lain dipasang sedalam 27-30 meter telah dipasang di area puncak gunung berapi (Gambar 1.6) dan sensor yang ada ditempatkan pada kedalaman yang lebih besar dibandingkan yang dipasang sebelumnya. Data presisi tinggi di area puncak memungkinkan perekaman deformasi tanah di area kawah seperti selama aktivitas strombolian atau lava air mancur dimana stasiun yang lebih jauh tidak dapat mendeteksi.



Gambar 1. 6 : Peta tiga stasiun kemiringan puncak dengan arah sumbu (a) dan foto terkait fase pemasangan (b, c, d) dan (e) spesifikasi dari Tilt meter (Salvatore.G drr,2019)

Stasiun juga menangkap vulkanik tremor seperti contoh getaran vulkanik Gunung Etna dengan latar belakang sinyal seismik yang berkelanjutan, biasanya direkam di gunung berapi basaltik dengan aktivitas yang terus-menerus. Penyebab tremor vulkanik biasanya dikaitkan terhadap pergerakan magma di dalam bangunan gunung berapi atau untuk pengadukan yang tidak stabil dalam magma yang kaya gas. Namun, asal mula getaran masih menjadi bahan perdebatan meskipun banyak model dan mekanisme telah dihasilkan tergantung pada gunung berapi yang dipelajari.



Gambar 1. 7 : Tremor Vulkanik (a) dan Komponen Kemiringan Pada Tiga Stasiun (b) (Salvatore.G drr,2019)

Gambar 1.7 memperlihatkan hasil rekaman Tremor vulkanik (a) dan komponen kemiringan pada tiga stasiun (b). Garis merah menandai titik referensi terukur untuk perubahan kemiringan (lihat juga Tabel 2). Angka menunjukkan preaktivitas (0), variasi utama (1), perubahan kecil (2), dan akhir kegiatan (3) fase. Inset melaporkan pembesaran variasi cepat kecil terekam di ECP dan PLC sesaat sebelum aktivitas vulkanik dimulai.

Tremor vulkanik adalah fitur yang memiliki hubungan dekat terhadap aktivitas erupsi dari Gunung Etna yang menunjukkan variasi yang jelas dalam amplitudo, frekuensi, dan lokasi sumber selama aktivitas vulkanik. Dari sinyal yang ditangkap kemudian dilakukan perhitungan perubahan waktu getaran energi, sebagai RMS dari sinyal seismik yang direkam pada komponen vertikal stasiun pada stasiun pengamatan di pita 0,5–2,5 Hz dalam jendela geser sepanjang 10 menit.

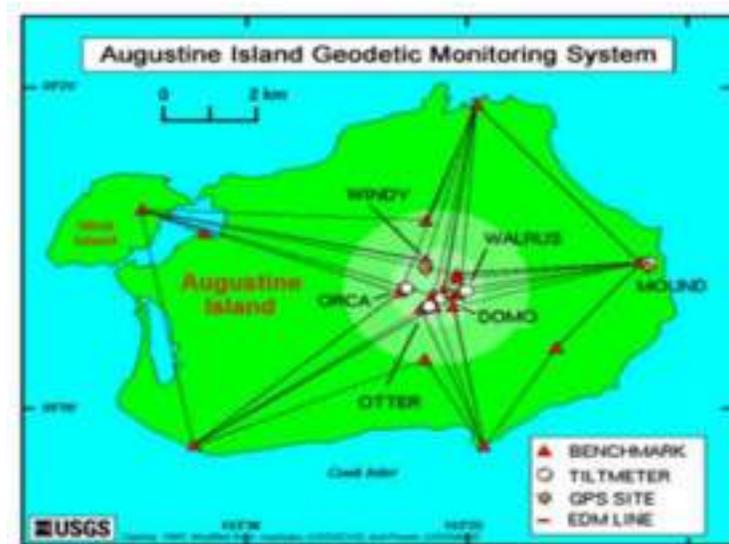
### ***Global Positioning System (GPS)***

Teknologi GPS sangat cocok untuk pemantauan deformasi gunung berapi karena pengukuran GPS dapat memberikan posisi tiga dimensi, berpotensi pada akurasi tingkat sentimeter, tidak tergantung pada kondisi cuaca, 24 jam per hari. Selain itu, tidak ada persyaratan untuk intervisibilitas antar stasiun dalam jaringan GPS, dan pengukuran dapat dilakukan pada jarak yang relatif jauh. Oleh karena itu GPS memiliki banyak keunggulan dibandingkan konvensional teknik geodesi, mengingat sebagian besar gunung berapi di dunia mencapai ketinggian tinggi dan rentan terhadap tutupan awan yang sering terjadi. Selanjutnya, setelah jaringan GPS dipasang, tidak ada kehadiran manusia yang diperlukan di lokasi vulkanik yang berpotensi berbahaya. Dengan berulang kali mengukur vektor garis dasar yang sama hingga akurasi sepadan dengan (dan sebaiknya jauh lebih tinggi dari) komponen dasar yang diharapkan berubah karena deformasi, laju perubahan komponen dasar dapat ditentukan dengan andal.

Mungkin survei GPS pertama yang dilakukan di daerah vulkanik dilakukan di Islandia selama 1986 (Foulger dkk. 1987). Beberapa saat kemudian, Sigmundsson dkk. (1992) mendeteksi deformasi tanah yang terkait dengan letusan celah di gunung berapi Hekla di Islandia. Marshall dkk. (1997) mengamati inflasi tanah yang disebabkan oleh tanggul pembukaan di Kaldera Long Valley, California dari lima kampanye GPS tahunan antara tahun 1990 dan 1994.

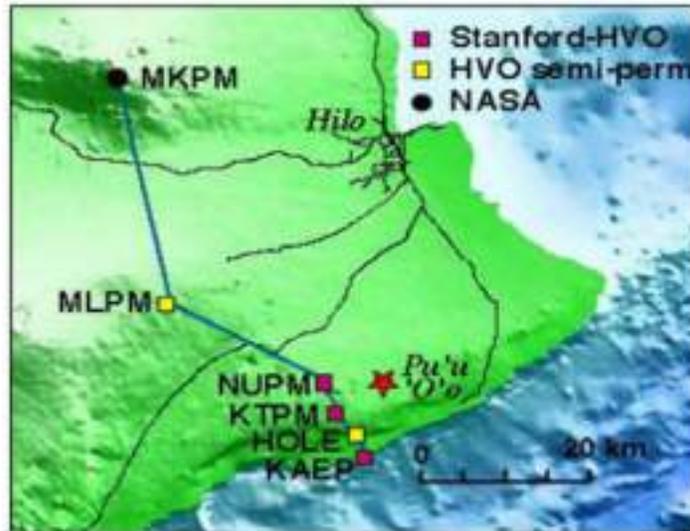
Deformasi tanah yang disebabkan oleh intrusi magma dan pelepasan lava terdeteksi dan dilaporkan oleh Nishi et al (1999) setelah serangkaian kampanye GPS dilakukan di Gunung Unzen di Jepang selama 5 tahun. Studi tersebut mengungkapkan inflasi tanah sebelum ekstrusi kubah lava terjadi. Ini diikuti oleh deflasi, sebagai kubah lava tumbuh dan menciptakan aliran piroklastik yang disebabkan oleh seringnya runtuhnya kubah lava. Tanah yang terdeteksi deformasi (inflasi dan deflasi) berhasil dijelaskan oleh sumber tekanan yang terletak sekitar 6km barat kawah aktif pada kedalaman 11km, ditentukan menggunakan model Mogi. Di gunung berapi Soufriere Hills, Montserrat, serangkaian kampanye GPS yang dilakukan setiap dua minggu selama periode satu tahun mengungkapkan perpindahan simetri radial di sekitar kubah lava yang sedang tumbuh. Disimpulkan bahwa pusat tekanan menyebabkan deformasi tanah yang diamati berada di dalam kubah itu sendiri daripada di dalam ruang magma pada tingkat yang signifikan di kedalaman di bawah gunung berapi atau di dalam saluran besar yang mengarah ke permukaan (Shepherd et al. 1998).

Jaringan lokal penerima GPS yang terus beroperasi sangat cocok untuk memantau area yang relatif kecil di sekitar gunung berapi. Salah satu jaringan pertama yang didirikan oleh Survei Geologi AS (USGS) di gunung berapi Augustine, Alaska (Gbr. 1.8).



Gambar 1. 8 : Jaringan pemantauan deformasi gunung berapi di Pulau Augustine (Volker,J, 2002)

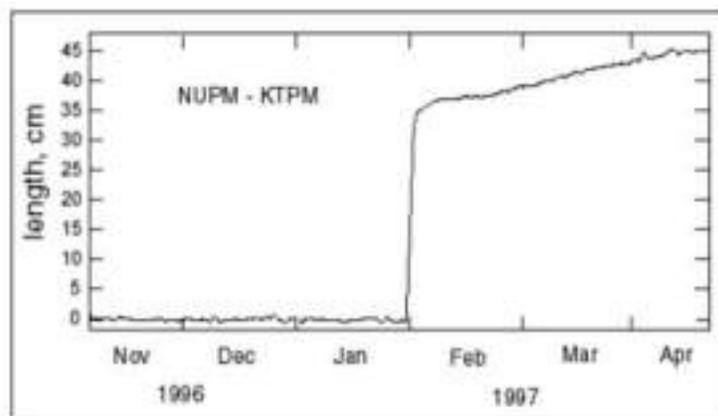
Tiga penerima GPS frekuensi ganda digunakan, dan garis dasar diukur pada mingguan. Data ditransmisikan dari dua stasiun jarak jauh di sisi dan puncak gunung berapi ke stasiun pangkalan untuk diproses (USGS 2006a). USGS juga mengoperasikan 16 situs GPS berkelanjutan sebagai bagian dari jaringan deformasi tanah untuk memantau Gunung berapi Kilauea, Mauna Loa dan Mauna Kea di Hawaii (USGS 2006b). Data GPS diambil sampelnya setiap 30 detik dan diunduh sekali sehari untuk menghitung posisi rata-rata satu hari. Selain itu, lebih dari 100 lainnya situs disurvei sebentar-sebentar selama kampanye GPS. Gambar 1.9 menunjukkan bagian dari jaringan ini, situs NUPM dan KTPM yang membentang di zona keretakan timur Mauna Kilauea, sekitar 6 km dari lubang Pu'u 'O'o. MLPM berada di sisi tenggara Mauna Loa, sedangkan MKPM terletak di puncak Mauna Kea.



Gambar 1. 9 : Peta Lokasi Beberapa Receivers GPS di Hawaii (Volker.J, 2002)

Episode letusan gunung berapi Kilauea yang dimulai pada 30 Januari 1997, GPS terus menerus merekam penerima mengukur deformasi tanah yang signifikan di dekat lokasi letusan. Saat magma memaksa naik ke celah di bawah Kawah Napau, dua situs GPS yang terletak di kedua situs di celah timur bergerak terpisah sejauh 36cm selama aktivitas, dan terus bergerak terpisah pada tingkat yang lebih lambat setelah aktivitas berhenti pada 31 Januari (Gambar 1. 10).

Hasilnya jelas menunjukkan bahwa letusan yang relatif kecil dikaitkan dengan volume yang jauh lebih besar magma yang menyusup ke zona keretakan dan tetap berada di bawah tanah. Letusan di Kilauea didahului oleh 8 jam deflasi cepat puncak Kilauea (Owen et al. 2000b).



Gambar 1. 11 : Peningkatan jarak antara situs NUPM dan KTPM selama peristiwa erupsi 30 Januari,1997 (Volker.J, 2002)

Sistem pemantauan yang disebutkan di atas sangat mahal karena memerlukan penggunaan instrumentasi frekuensi ganda berkualitas tinggi. Ini adalah kendala yang signifikan, terutama karena sebagian besar gunung berapi aktif di dunia terletak di negara kurang berkembang, yang tidak dapat mendanai sistem semacam itu untuk memantau semua yang berpotensi berbahaya gunung berapi. Namun, dalam beberapa tahun terakhir, opsi berbiaya rendah telah dikembangkan. Berdasarkan peralatan asli set papan pabrik (OEM), penerima GPS frekuensi tunggal tersedia di sebagian kecil dari biaya penerima frekuensi ganda standar. Mereka dapat diintegrasikan ke dalam sistem yang dibuat khusus yang menghasilkan kode dan/atau pengukuran fase pembawa untuk penentuan dasar.

Biaya yang lebih rendah dari sistem semacam itu berarti memungkinkan untuk menyebarkan jaringan yang lebih padat, yang pada gilirannya membuatnya layak untuk memetakan deformasi pada skala yang lebih baik. Sistem seperti itu dapat memenuhi semua persyaratan yang diperlukan untuk deformasi sistem monitoring, seperti kesesuaian untuk lokasi terpencil, power supply berupa baterai dan solar panel, transmisi data melalui tautan radio, dan kontrol terkomputerisasi atas manajemen data dan komunikasi perangkat lunak. Selain itu, kurangnya komponen periferal ke penerima GPS dan komputer (untuk tampilan, layer dan hard disk) secara signifikan mengurangi penggunaan daya sistem. Oleh karena itu, ukuran bank baterai dan panel surya dapat dikurangi, menghasilkan penghematan biaya lebih lanjut.



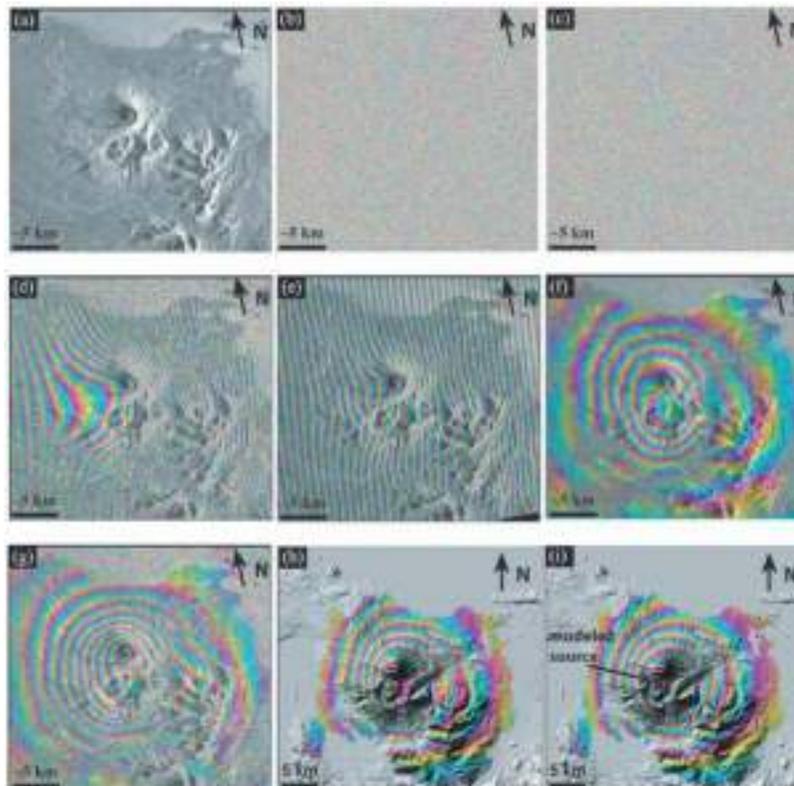
Gambar 1. 12 : prototipe stasiun GPS frekuensi tunggal (Slave) di Gunung Papandayan

### ***Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)***

Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) adalah teknik penginderaan jauh yang telah mendeteksi deformasi di banyak gunung berapi secara global. Sampai saat ini, penggunaan InSAR untuk pemantauan gunung berapi operasional masih terbatas pada beberapa kasus dan hanya di negara-negara berpenghasilan tinggi.

Pencitraan radar aperture sintetis interferometrik (INSAR) ini adalah teknik penginderaan jauh yang baru dikembangkan. Dasar dari INSAR adalah "interferometri" yang berasal dari dua kata dasar: mengganggu dan mengukur. Interaksi elektromagnetik gelombang, yang disebut sebagai interferensi, digunakan untuk mengukur jarak dan sudut yang tepat. Interferensi elektromagnetik gelombang yang ditransmisikan dan diterima oleh aperture sintetis radar (SAR), instrumen radar pencitraan canggih, disebut SAR interferometrik (INSAR).

Sangat sederhana, INSAR melibatkan penggunaan dua atau lebih gambar SAR dari area yang sama untuk mengekstrak topografi permukaan tanah dan pola deformasinya.



Gambar 1. 13 : Contoh INSAR (Zhong Lu, 2007)

Gambar 1.12 adalah INSAR dengan penjelasan a) Gambar amplitudo dari gambar SLC SAR yang diperoleh pada 04 Oktober 1995 oleh ERS-1 satelit di atas Gunung Peulik, Alaska. (b) Citra fase dari citra SAR yang diperoleh pada 04 Oktober 1995. (c) Citra fase dari citra SLC SAR diperoleh pada 09 Oktober 1997 oleh satelit ERS-2 di atas Gunung Peulik, Alaska. Gambar amplitudo mirip dengan yang di Pelat 1a dan oleh karena itu tidak ditampilkan. (d) Interferogram asli yang dibentuk dengan membedakan nilai fase dari dua SAR . yang terdaftar bersama gambar (Gambar 1b dan 1c). Interferogram yang dihasilkan berisi pinggiran yang dihasilkan oleh perbedaan melihat geometri, topografi, penundaan atmosfer, dan deformasi permukaan. tegak lurus komponen baseline adalah 35 m. (e) Interferogram yang disimulasikan untuk mewakili topografi kontribusi dalam interferogram asli (Gambar 1d). (f) Interferogram yang dihilangkan topografinya yang dihasilkan dengan mengurangi interferogram pada Gambar 1e dari interferogram asli pada Gambar 1d. (g) Suatu interferogram pipih yang dihasilkan dengan menghilangkan efek permukaan bumi ellipsoidal dari interferogram asli (Gambar 1d). (h) Interferogram georeferensi yang dihamparkan pada relief yang diarsir gambar yang dihasilkan dari DEM. Pola konsentris menunjukkan sekitar 17 cm gaya angkat yang berpusat pada sisi barat daya Gunung Peulik, Alaska, yang terjadi selama episode inflasi seismik dari Oktober 1996 sampai September 1998 (Lu et al., 2002b). (i) Sebuah interferogram model yang diproduksi menggunakan sumber titik inflasi yang paling sesuai pada kedalaman sekitar 6,5 km dengan perubahan volume 0,043 km<sup>3</sup> pada citra deformasi yang diamati pada Pelat 1g. Setiap pinggiran interferometrik (siklus penuh warna) mewakili perubahan fase 360° (atau perubahan jarak 2,83 cm antara bumi dan satelit). Area kehilangan koherensi radar tidak berwarna di Pelat 1h dan 1i.

INSAR dibentuk dengan mengganggu sinyal dari dua spasial atau antenna yang terpisah secara temporal. Pemisahan spasial dari kedua antenna disebut baseline. Kedua antenna dapat dipasang pada satu platform untuk simultan interferometri, implementasi biasa untuk pesawat dan sistem antariksa seperti Topographic SAR (TOPSAR) dan Sistem Misi Topografi Radar Antar-Jemput ( SRTM) (Zebker dkk., 1992; Farr dan Kobrick, 2000). Atau, INSAR dapat dibuat dengan menggunakan antenna tunggal pada pesawat terbang atau platform antariksa dalam orbit berulang yang hampir identik untuk interferometri berulang (Gray dan Farris-Manning, 1993; Massonnet dan Feigl, 1998). Untuk kasus terakhir, meskipun antenna tidak menerangi area yang sama secara bersamaan waktu, dua set sinyal yang direkam selama dua lintasan akan sangat berkorelasi jika sifat hamburan dari permukaan tanah tetap tidak terganggu antara tampilan. Ini

adalah implementasi khas untuk sensor antariksa seperti SEASAT AS, Satelit Penginderaan Jauh Eropa ( ERS -1 dan ERS -2), Shuttle Pencitraan Radar-C ( SIR-C ), Radar Kanada Satelit ( RADARSAT-1), Satelit Sumber Daya Bumi Jepang (JERS -1), dan Satelit Lingkungan Eropa ( ENVISAT ), semuanya beroperasi pada panjang gelombang mulai dari beberapa sentimeter (C-band) hingga puluhan sentimeter (L-band) (Tabel 1.1).

Tabel 1.1. Sensor SAR Yang Digunakan Untuk Pemetaan Deformasi (Zhong Lu, 2007)

Mission	Agency	Period of Operation	Orbit Repeat Cycle	Frequency	Wave-length	Incidence Angle at Swath Center	Resolution
SEASAT	NASA <sup>1</sup>	06/27 to 10/10, 1978	17 days	L-band 1.2 GHz	25 cm	20 to 26 degrees	25 m
ERS-1	ESA <sup>2</sup>	07/1991 to 03/2000	3, 168, and 35 days <sup>3</sup>	C-band 5.3 GHz	5.66 cm	23 degrees	30 m
SIR-C/X-SAR	NASA, DLR <sup>4</sup> , and ASI <sup>5</sup>	04/09 to 04/20, 1994, and 09/20 to 10/11, 1994	6-month, 1-, 2-, 3-day <sup>7</sup>	L-band 1.249 GHz C-band 5.298 GHz X-band 9.6 GHz	24.0 cm 5.66 cm 3.1 cm	17 to 61 degrees [L- & C-band] 54 degrees [X-band]	10–200 m [20 m typical]
ERS-1	JAXA <sup>6</sup>	02/1992 to 10/1998	44 days	L-band 1.275 GHz	23.5 cm	39 degrees	20 m
ERS-2	ESA	04/1995 to present	35 days	C-band 5.3 GHz	5.66 cm	23 degrees	30 m
RADARSAT-1	CSA <sup>8</sup>	11/1995 to present	24 days	C-band 5.3 GHz	5.66 cm	10 to 60 degrees	10–100 m
ENVISAT	ESA	03/2002 to present	35 days	C-band 5.331 GHz	5.63 cm	15 to 45 degrees	20–100 m
ALOS	JAXA	01/2006 to present	46 days	L-band 1.270 GHz	23.6 cm	6 to 60 degrees	10–100 m
TERRASAR-X	DLR	Planned launch in late 2007	11 days	X-band 9.65 GHz	3.1 cm	20 to 55 degrees	1–16 m
RADARSAT-2	CSA	Planned launch in early 2007	24 days	C-band 5.405 GHz	5.55 cm	10 to 60 degrees	3–100 m

Konfigurasi ini membuat INSAR mampu mengukur deformasi permukaan tanah dengan sentimeter ke subsentimeter presisi pada resolusi spasial puluhan meter di atas suatu wilayah yang relatif besar (kira-kira beberapa 10 4 km 2 ).

Kemampuan mengukur deformasi permukaan tanah menggunakan data INSAR repeat-pass pertama kali ditunjukkan oleh Gabriel dkk. (1989). Namun, baru pada tahun 1993 Massonnet dkk. (1993) mempublikasikan penemuan pemetaan gempa perpindahan dari data ERS-1 INSAR bahwa komunikasi sains nity dengan antusias mulai merangkul teknologi INSAR. Dua tahun kemudian, Massonnet et al. (1995) juga yang pertama melamar Citra ERS-1 INSAR untuk memetakan asosiasi deformasi vulkanik dimakan dengan letusan Gunung Etna. Saat ini, para ilmuwan menggunakan Data INSAR untuk mempelajari gunung berapi di seluruh dunia.

### 1.3 Gempa Bumi

Pemantauan seismik aktivitas gunung berapi membantu memperkirakan letusan dan mengeluarkan peringatan bahaya gunung berapi kepada publik. Oleh karena itu, sistem pemantauan harus mampu secara tepat menemukan kejadian seismik di wilayah gunung berapi dan mampu memproses informasi yang diperoleh dengan cepat.

Kegempaan di bawah gunung berapi biasanya meningkat sebelum letusan karena magma dan gas vulkanik harus pertama memaksa jalan mereka melalui patahan dan lorong-lorong. Ketika magma dan gas atau cairan vulkanik bergerak, mereka akan menyebabkan batu pecah atau retak bergetar. Saat batu pecah, frekuensi tinggi gempa bumi dipicu. Ketika retak bergetar, baik gempa frekuensi rendah atau terus menerus gemetar yang disebut tremor vulkanik, yang dapat berlangsung dari menit ke hari, terjadi.

Gempa vulkanik sering terjadi secara berturut turut, yang merupakan kumpulan dalam ruang dan waktu dari gempa serupa tanpa getaran utama yang jelas. Ahli seismologi gunung berapi mencari perubahan kecepatan, ukuran, dan lokasi gempa bumi dan untuk terjadinya gerombolan dan getaran untuk meramalkan letusan dan untuk mengevaluasi apakah suatu letusan gunung berapi semakin intensif atau berakhir. Bahaya vulkanik termasuk letusan eksplosif, *rockfall*, aliran piroklastik, dan lahar juga menyebabkan getaran tanah dan dapat diidentifikasi dengan karakteristik dari seismiknya. Ini memungkinkan, pada prinsipnya, untuk mendeteksinya saat terjadi dan mengeluarkan peringatan.

Pada bagian ini akan dibahas pemantauan gunung berapi-seismik dari sudut pandang seorang ilmuwan yang focus pada fenomena seismik pada program pemantauan di observatorium gunung berapi. Catatan pemantauan seismik yang terus menerus, dengan tingkat sampel tinggi dan data tentang keadaan internal gunung berapi. Teknik pemantauan lainnya memerlukan tenaga kerja manual untuk mengumpulkan atau memproses data, mengandalkan siang hari dan kondisi cuaca yang baik, hanya mendeteksi aktivitas gunung berapi setelah mencapai permukaan, atau memiliki sample rate yang rendah. Untuk alasan ini, pemantauan seismik adalah tulang punggung dari sebagian besar observatorium gunung berapi. Program pemantauan gunung api-seismik terdiri dari jaringan seismik, suatu sistem telemetri, akuisisi data, dan sistem alarm, analisis, dan pengarsipan. Di observatorium besar, personil mungkin termasuk insinyur elektronik, seismolog gunung berapi, analis seismik, pengembang perangkat

lunak, dan administrator jaringan. Di observatorium kecil, satu orang dapat mencakup peran di sebagian besar atau semuanya.

Sebuah observatorium gunung berapi harus mampu memproses sejumlah besar data streaming, mendeteksi perubahan dalam sistem vulkanik segera, dan merespons tanpa harus melakukan banyak analisis manual. Ini membutuhkan otomatisasi dan rekayasa sistem tingkat tinggi. Sementara prioritas utama adalah menafsirkan data waktu nyata menggunakan pengetahuan yang mapan dari bidang ilmiah seismologi gunung berapi, peran penting lainnya adalah memecahkan masalah data dan melakukan (atau mempromosikan) penelitian yang dapat mengarah pada pemahaman yang lebih baik tentang gunung berapi atau mengarah pada peningkatan alat pemantauan.

Sebagian besar peralatan dan perangkat lunak yang digunakan untuk pemantauan gunung berapi-seismik pada awalnya dikembangkan untuk pemantauan gempa regional. Perbedaan utama adalah bahwa perangkat lunak perlu ditambah karena beragamnya sinyal seismik yang terekam di gunung berapi, banyak di antaranya yang tidak memenuhi standar deteksi gempa dan teknik lokasi. Sinyal-sinyal ini, dan kerangka di mana mereka berada umum ditafsirkan, dibahas di bagian berikutnya. Bagian berikut menjelaskan gunung berapi dari observatorium termasuk ruang operasi yang merupakan pusat komando selama krisis, desain jaringan gunung berapi-seismik, pemantauan seismik waktu nyata dan alat analisis data yang ditemukan di sebagian besar observatorium, dan tantangan dalam memelihara infrastruktur ini dan mengelola data secara efektif.

Pada bagian terakhir, teknik pemantauan lain yang digunakan di observatorium dibahas secara singkat.

### **Sinyal Seismik Gunung Berapi**

Ahli seismologi gunung berapi paling tertarik pada sinyal yang anomali, karena memiliki amplitude yang tinggi, bentuk gelombang karakteristik, atau perilaku frekuensi yang tidak biasa. Mengingat berbagai gunung berapi di seluruh dunia, dengan gaya erupsi, komposisi magma, dan viskositas yang sangat berbeda, mungkin luar biasa bahwa beberapa jenis sinyal seismik umum diamati. Sinyal ini bisa rusak menjadi tiga kategori besar: gempa vulkanik (“peristiwa”), sinyal kontinu, dan permukaan sinyal. Masing-masing dibahas di bawah ini. Setiap gunung berapi mungkin menunjukkan beberapa atau semua ini pada suatu waktu dan mungkin juga

menunjukkan sinyal eksotis yang unik untuk gunung berapi itu. Klasifikasi itu penting karena setiap jenis sinyal dapat mewakili mekanisme fisik yang berbeda. Namun, klasifikasi terkadang dapat menjadi tidak akurat.

Dengan menganalisis pola spasial dan temporal antara berbagai jenis sinyal dan aktivitas vulkanik, suatu pemahaman yang lebih besar dari gunung berapi tertentu dapat terungkap. Ada pola perilaku yang umum, diperoleh dari menganalisis data seismik dari banyak letusan gunung berapi. Ini terangkum dalam Model Kawanan Gempa Vulkanik Generik (McNutt 1996), urutan yang diamati di banyak gunung berapi, fitur utama yang adalah kawanan gempa vulkanik-tektonik, diikuti oleh sekumpulan gempa frekuensi rendah, tremor, dan erupsi. Untuk diskusi lebih rinci tentang sinyal seismik gunung berapi dan banyak topik lain yang disebutkan dalam artikel ini artikel dari Wasserman (2012) sangat direkomendasikan.

## **Gempa Vulkanik**

### **Gempa Volcano-Tektonik**

Gempa vulkanik-tektonik (VT) adalah gempa tektonik yang terjadi di dekat gunung berapi aktif. Mekanisme fisiknya adalah sesar geser dan slip pada bidang patahan yang dipicu oleh pendakian magma atau relaksasi yang terjadi setelah magma meletus. Gempa VT memiliki gelombang P dan S yang jelas (jika direkam dengan baik rasio signal-to-noise) dan konten frekuensi tinggi ( $>5$  Hz). Gempa VT dapat ditemukan dengan cara yang sama seperti gempa tektonik lainnya, yaitu dengan menggunakan waktu tempuh diferensial antara fase P dan S melintasi jaringan seismik. Namun, sebagian besar gempa VT berukuran kecil ( $ML = 0,5-1,5$ ), dan rasio sinyal terhadap kebisingan yang buruk sering kali menghalangi identifikasi fase, jadi dalam praktiknya banyak (mungkin sebagian besar) gempa VT tidak dapat ditemukan. Model kecepatan untuk gunung berapi seringkali tidak ditentukan dengan baik, membuat kedalaman mutlak tidak bisa diandalkan. Namun, tren dalam kedalaman relatif adalah alat diagnostik yang berguna, dan dapat mengindikasikan peningkatan magma ke permukaan. Gempa VT sering terjadi di swarm yang terdiri dari banyak gempa berukuran serupa dengan peristiwa dan tidak terjadi dalam urutan gempa susulan utama di mana satu peristiwa mendominasi.

### **Gempang Periode Panjang**

Gempa bumi periode panjang (LP) unik untuk daerah vulkanik. Mereka memiliki onset yang muncul dan sempit rentang frekuensi dengan frekuensi puncak biasanya dari 1 sampai 4 Hz.

Tornillo adalah peristiwa gempa bumi LP dengan penampilan yang sangat monoton dan ekor yang membusuk secara eksponensial. Gempa bumi LP kurang terlihat fase P atau S; akibatnya, sebagian besar tidak berada.

Bukti dari Soufrière Hills Volcano (Montserrat) bahwa mereka sering dikaitkan dengan ventilasi dari permukaan kubah dan sering memicu rockfall menyarankan mereka mungkin berasal pada kedalaman kurang dari 1 km. Mekanisme fokus gempa LP mengungkapkan volumetric komponen yang merupakan bukti dari fase fluida. Kawanan gempa LP dalam sistem vulkanik sering terkait dengan letusan atau intrusi dan diyakini karena proses seperti tekanan yang diinduksi osilasi retakan berisi cairan dalam sistem magmatik dan hidrotermal.

### **Gempa Hibrida**

Gempa bumi hibrida memiliki *onset* gelombang P frekuensi tinggi, tipikal gempa VT, diikuti oleh periode ekor yang panjang. Mereka mungkin mewakili pemicu gempa LP oleh gempa VT. Mereka biasanya terjadi dalam kawanan dan mungkin menunjukkan intrusi atau ekstrusi magma.

### **Gempa Frekuensi Rendah**

Secara kolektif, gempa bumi periode panjang dan hibrida disebut sebagai gempa frekuensi rendah. Disana mungkin menjadi satu kesatuan antara gempa bumi periode panjang dan gempa hibrida.

### **Gempa Bumi Jangka Panjang**

Beberapa gunung berapi menghasilkan gempa frekuensi rendah (misalnya, kedalaman 20-40 km), terutama di awal tahapan kerusuhan. Ini disebut gempa bumi periode panjang dalam (DLP).

Ini memiliki P dan yang muncul S fase, kaya akan frekuensi di bawah 5 Hz, dan disimpulkan untuk mewakili gerakan yang mendalam magma dan cairan terkait di kerak menengah ke bawah. Mereka terlihat seperti gempa VT dengan tinggi frekuensi disaring, mungkin karena mereka terjadi di daerah yang sangat melemahkan.

## **Gempa Ledakan dan Sinyal Periode Sangat Panjang**

Gempa ledakan adalah sinyal yang menyertai Strombolian atau letusan eksplosif (lebih besar) lainnya. Ini sinyal diidentifikasi oleh terjadinya gelombang udara yang disebabkan oleh perluasan gas dipercepat pada ventilasi keluar. Gelombang ini terutama merambat di udara dengan kecepatan khas suara (330 m/s pada 20 C). Dengan munculnya seismologi vulkanik broadband, sinyal periode sangat panjang (VLP) telah diamati dalam seismogram dari beberapa gunung berapi. Banyak dari ini adalah versi broadband dari ledakan gempa. Sinyal VLP dapat dihasilkan oleh ekspansi cepat dari volume gas yang besar pada kedalaman yang dangkal di dalam saluran. Ekspansi gas mungkin hasil dari koalesensi dan ekspansi gas dangkal atau dari ekspansi siput gas yang terbentuk pada kedalaman yang lebih besar.

## **Sinyal Yang Terus Menerus**

### ***Swarm***

Kawanan gempa (Swarm Earthquake) adalah rangkaian gempa bumi yang berkerumun rapat dalam ruang dan waktu tanpa satu pun kejutan utama. Gempa vulkanik sering terjadi secara berkelompok, sedangkan gempa bumi non-vulkanik biasanya mengikuti urutan mainshock-aftershock. Hukum Gutenberg-Richter menjelaskan frekuensi relatif terjadinya gempa bumi dengan magnitudo yang berbeda, dan ini dikemas dalam parameter yang disebut nilai  $b$ , (lihat Sanchez et al., "Distribusi Frekuensi-Magnitudo Seismisitas di Daerah Vulkanik,". Kawanan gempa vulkanik biasanya memiliki nilai  $b$  lebih tinggi dari satu (sebagian besar energi adalah dalam gempa kecil), sedangkan urutan gempa susulan utama biasanya memiliki  $b \leq 1$  (sebagian besar energi dalam satu mainshock). Gempa vulkanik terjadi di kondisi yang sangat panas, material yang sangat heterogen yang mengandung banyak patahan kecil. Gempa bumi non-vulkanik cenderung terjadi pada material yang lebih homogen dengan keruntuhan pada sesar tunggal yang lebih besar, yang kemudian memuat sesar-sesar yang berdekatan, menyebabkan banyak di antaranya gagal menghasilkan gempa susulan.

Kawanan gempa frekuensi rendah sering mengandung satu atau lebih keluarga gempa bumi berulang. Setiap keluarga diidentifikasi oleh bentuk gelombang yang unik dan merupakan hasil dari proses sumber tak rusak yang sama diaktifkan berulang kali di lokasi yang sama sesar tunggal yang lebih besar, yang kemudian memuat sesar-sesar yang berdekatan, menyebabkan banyak di antaranya gagal menghasilkan gempa susulan.

Kawanan gempa frekuensi rendah sering mengandung satu atau lebih keluarga gempa bumi berulang. Setiap keluarga diidentifikasi oleh bentuk gelombang yang unik dan merupakan hasil dari proses sumber tak rusak yang sama diaktifkan berulang kali di lokasi yang sama.

Benoit dan McNutt (1996) meneliti laporan lebih dari 600 kawanan untuk menyusun Global Volcanic Database Kawanan Gempa. Mereka mengidentifikasi tiga jenis utama gerombolan gempa vulkanik. Jenis 1 kawanan dimulai sebelum letusan dan memiliki durasi rata-rata (dan mode) 8 hari. Tipe 2 kawanan mulai bertepatan dengan, atau selama, letusan. Kawanan tipe 3 (39% dari catatan) tidak terkait dengan letusan dan memiliki durasi rata-rata 3,5 hari dan mode 1,5 hari. Kedalaman paling umum untuk kawanan adalah 2-3 km. Studi mereka tidak membedakan antara berbagai jenis gempa vulkanik. Mereka menyarankan itu mungkin juga bias oleh pelaporan kawanan yang tidak terkait dengan erupsi.

### **Tremor**

Tremor vulkanik memiliki pita frekuensi yang sempit (biasanya 1-4 Hz), getaran terus menerus yang diduga disebabkan oleh getaran berkelanjutan pergerakan magma atau volatil di bawah permukaan dan sering diamati sebelum letusan eksplosif. Ini mungkin bertahan dari beberapa menit hingga berbulan-bulan lamanya. Tremor memiliki karakteristik spektral yang mirip dengan frekuensi rendah gempa bumi. Tremor harmonik menunjukkan satu atau banyak nada dengan jarak teratur di samping frekuensi fundamental. Terkadang puncak spektral pada tremor harmonik meluncur ke atas (atau ke bawah) frekuensi selama beberapa menit. Getaran getaran, getaran terus menerus bertepatan dengan letusan eksplosif, memiliki rentang frekuensi yang lebih luas (0,5-10 Hz). Kubah runtuh, lahar, badai cuaca, dan masalah telemetri semuanya dapat menghasilkan sinyal yang dapat dikacaukan dengan tremor.

Tremor mungkin merupakan hasil dari eksitasi terus menerus dari sumber yang menghasilkan gempa bumi frekuensi rendah. Resonansi saluran berisi cairan adalah salah satu model untuk asal getaran, seperti halnya untuk gempa berfrekuensi rendah. Gelombang antarmuka yang merambat di sepanjang retakan atau dinding saluran dapat menghasilkan nada, seperti pipa organ. Garis luncur dapat disebabkan oleh perubahan kecepatan suara fluida (misalnya, karena perubahan kepadatan gelembung) atau perubahan panjang bagian saluran yang beresonansi (misalnya, perubahan kedalaman nukleasi). Tremor mungkin juga merupakan superposisi dari gempa bumi frekuensi rendah. Ada banyak pengamatan Kawanan gempa

frekuensi rendah bergabung menjadi tremor vulkanik. Pemodelan telah menunjukkan bahwa harmonik getaran dapat muncul ketika sinyal gempa yang tumpang tindih terjadi pada interval waktu reguler yang berbeda sedikit dari 2% (Powell dan Neuberg 2003). Karena tingkat gempa reguler ini secara bertahap meningkat (atau menurun), garis spektral meluncur dihasilkan. Dalam model ini, tremor merupakan sekumpulan gempa berfrekuensi rendah.

### **Sinyal Permukaan**

Sinyal permukaan adalah sinyal yang dihasilkan oleh proses permukaan yang berbahaya seperti runtuh batuan, aliran piroklastik, dan lahar. Karena proses ini terjadi di permukaan, mereka terutama menghasilkan gelombang permukaan.

### **Sinyal Aliran Batuan dan Piroklastik**

Kubah lava yang tumbuh aktif sangat tidak stabil, dan balok-balok dapat diamati jatuh hampir terus menerus, hancur menjadi blok yang lebih kecil dan gumpalan abu panas. Sebagian besar air terjun ini berukuran kecil, tetapi banyak menghasilkan sinyal seismik yang dapat dideteksi. Jika sebagian besar kubah runtuh, atau jika ada bahan peledak komponen destabilisasi blok, aliran piroklastik dapat dihasilkan. Aliran piroklastik lebih banyak energik, menghasilkan awan abu konveksi yang kuat, berperilaku lebih seperti fluida (lebih sedikit gesekan), dan adalah sehingga dapat melakukan perjalanan lebih jauh dan pada kecepatan yang lebih tinggi. Ada kontinum dari bebatuan terkecil hingga aliran piroklastik terbesar, dan sebagian besar berasal dari bagian kubah yang tumbuh aktif. Aliran piroklastik juga dapat dihasilkan oleh runtuhnya kolom letusan. Sinyal rockfall muncul, mengandung rentang frekuensi yang luas (1–10 Hz, puncaknya 3-4 Hz), dan didominasi oleh gelombang permukaan. Mereka telah ditemukan dengan memanfaatkan distribusi amplitudo *rockfalls* sinyal di seluruh jaringan seismik. Di Gunung Berapi Soufrière Hills (Montserrat), beberapa runtuh batu dan banyak lagi aliran piroklastik memiliki prekursor periode panjang, dan ada kemungkinan bahwa ini adalah sinyal pelepasan gas yang eksplosif.

Di Unzen Volcano (Jepang), sinyal aliran piroklastik ditemukan terdiri dari tiga bagian. Pertama, kubah runtuhnya diamati secara bersamaan dengan sinyal LP kecil. Kedua, balok yang jatuh bebas berdampak pada lereng bawah (dan fragmen) simultan dengan sinyal 0,5 Hz. Ketiga, bahan yang terfragmentasi menghasilkan sinyal runtuh batu.

Sinyal runtuhnya kubah adalah superposisi dari banyak peristiwa runtuh batu, yang mungkin terjadi secara bersamaan di sisi yang berbeda dari gunung berapi. Runtuhnya kubah dapat berlangsung beberapa menit hingga berjam-jam. Dari mempelajari sinyal runtuhnya kubah, adalah mungkin untuk mengetahui berapa lama keruntuhan kubah berlangsung dan fase mana keruntuhan adalah yang paling energik. Beberapa kubah besar runtuh di Soufrière Hills Volcano (Montserrat) dan Gunung Merapi (Indonesia) dipicu oleh curah hujan yang tinggi.

### **Sinyal Lahar**

Komposisi lahar bervariasi dari air berlumpur hingga campuran padat abu basah, batuan, dan batu-batu besar yang mengeras seperti beton. Lahar biasanya terjadi selama atau segera setelah hujan deras.

Barclay dkk. (2006) menemukan bahwa sekitar 2 cm per jam hujan yang jatuh pada material yang tidak terkonsolidasi adalah cukup untuk memicu lahar di Soufrière Hills Volcano (Montserrat). Namun, material vulkanik yang panas dapat menghasilkan lahar dengan mencampur dengan danau kawah atau dengan salju dan es di gunung berapi gletser. Aktivitas vulkanik juga dapat melelehkan dasar gletser dan menyebabkan banjir besar yang secara singkat menyaingi kekuatan sungai besar.

Ini sangat umum di Islandia dan dikenal dalam bahasa Islandia sebagai *joˆkulhlaups*. Sinyal Lahar adalah sinyal seperti getaran yang dapat dibedakan dari sinyal aliran piroklastik dengan durasi (puluhan menit hingga jam), konten frekuensi tinggi (6–10 Hz, hingga 100 Hz dalam beberapa kasus), dan kecepatan lebih lambat; mereka menunjukkan puncak amplitudo pada stasiun yang berbeda mungkin beberapa menit saat mereka melakukan perjalanan ke bawah lembah. Untuk meningkatkan deteksi sinyal lahar, stasiun seismik, kamera video, dan kabel trip dapat ditambahkan di berbagai posisi yang berdekatan dengan (atau di dalam) lembah.

### **Pemantauan Waktu Nyata (Real Time Monitoring)**

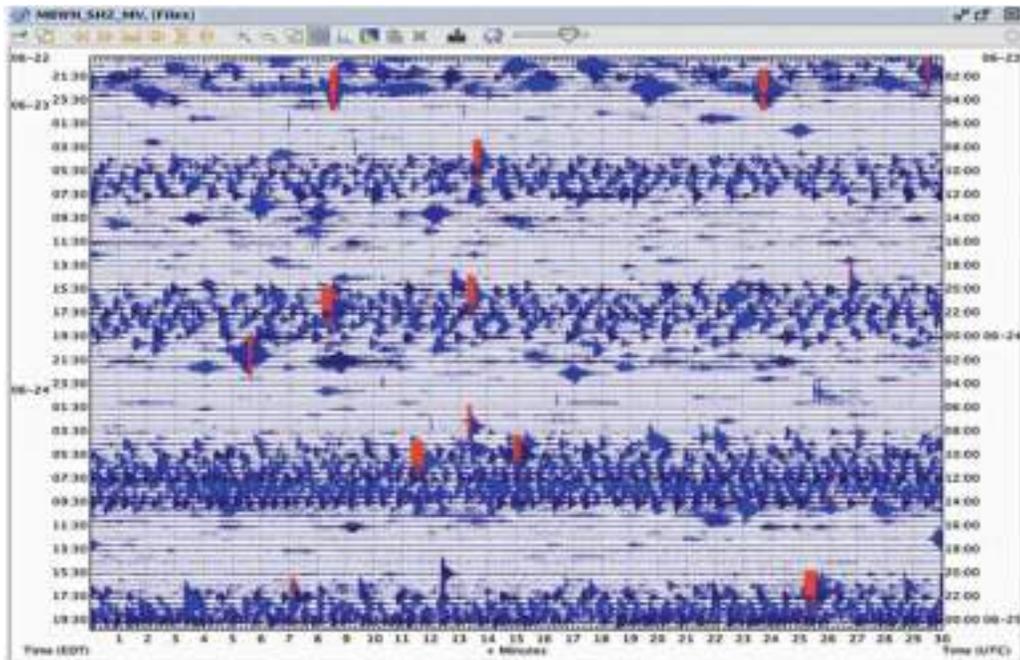
Aktivitas gunung berapi dapat meningkat secara tiba-tiba, dan kemampuan untuk dengan cepat mengidentifikasi anomali kegempaan gunung berapi kritis. Sistem visualisasi data real-time memungkinkan para ilmuwan untuk dengan cepat menilai beberapa parameter berasal dari data seismik seperti hiposenter, magnitudo, tingkat kejadian, variasi spektral tremor, dll. Sistem alarm memperingatkan para ilmuwan tentang peristiwa besar dan terjadinya tremor amplitudo

tinggi dan gelombang gempa vulkanik. Situs web yang kaya data dan koneksi desktop jarak jauh memungkinkan para ilmuwan untuk merespons alarm dengan cepat. Ini nyaman dan meningkatkan keamanan. Survei Geologi AS, melalui Program Bahaya Gempa dan Gunung Berapi, telah memainkan peran penting dalam menyebarkan perangkat lunak sumber terbuka gratis untuk membantu pemantauan gunung berapi-seismik. Bagian ini menjelaskan teknik umum dan perangkat lunak yang digunakan untuk memeriksa data dan peristiwa seismik kontinu secara lebih rinci.

## **Data Berkelanjutan**

### **Plot *Helicorder* Digital**

Bentuk paling dasar dari tampilan data real-time adalah perekam drum heliks (sering disebut "helicorder" atau "drum"). Pena menggoreskan jejak pada selembar kertas yang diasapi (atau menggambar jejak tinta pada selembar kertas kosong) melingkari drum silinder. Perekam drum heliks telah memainkan peran penting dalam seismik gunung berapi pemantauan, memungkinkan visualisasi cepat amplitudo seismik dan identifikasi peristiwa jenis sinyal. *Helicorder* ada di mana-mana hingga tahun 1990-an dan masih digunakan di banyak observatorium hingga saat ini, tetapi mereka memiliki banyak kekurangan. Mereka membutuhkan perawatan yang cukup besar dan menyediakan rentang dinamis yang terbatas. Jejak yang berdekatan sering tumpang tindih, membuatnya sulit dibaca. Data tidak sesuai dengan bentuk lain dari analisis, dan lembaran membutuhkan ruang penyimpanan. Jadi sudah lama ada keinginan untuk mengganti helikopter dengan sesuatu yang setara perangkat lunak.



Gambar 1. 14 : Tangkapan layar perangkat lunak Swarm (Thompson.G,2015)

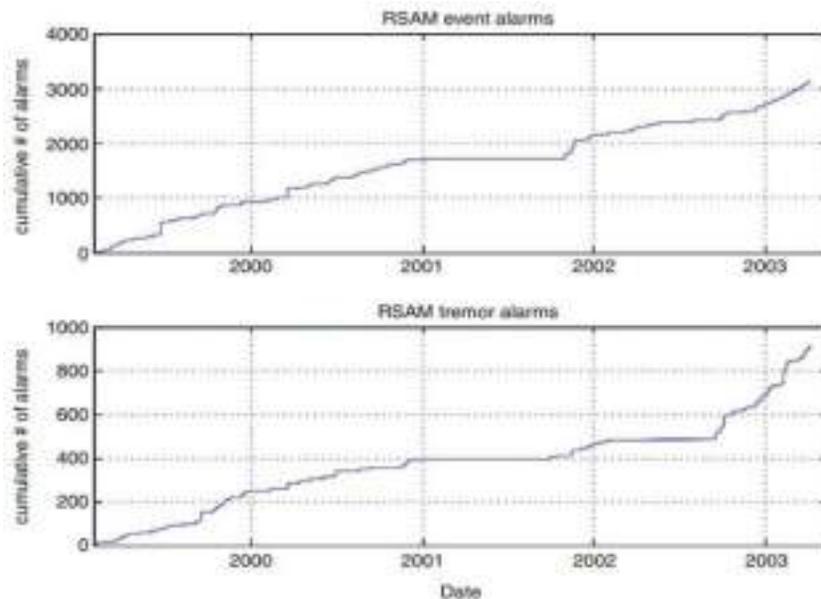
Analisis Bentuk Gelombang Seismik dan Monitor Waktu Nyata (SWARM) (<http://volcanoes.usgs.gov/software/swarm/index.php>) adalah solusi luar biasa yang memungkinkan data diplot secara dinamis: pengguna dapat memilih rentang waktu dan skala; data dapat disaring, dan segmen data pendek dapat disorot dan diplot ulang sebagai spektrum atau spektrogram.

Banyak observatorium sekarang telah menggantikan koleksi *helicorder* yang besar dengan beberapa layar yang menampilkan tampilan SWRM dari seismik yang berbeda saluran. Gambar 1.13 menunjukkan 48 jam seismisitas di Soufrière Hills Volcano pada bulan Juni 1997. Gambar 1.13 memperlihatkan Tangkapan layar perangkat lunak Swarm, menampilkan plot *helicorder* digital dari stasiun MBWH saluran SHZ selama 48 jam dari 23 Juni 1997. Kawanan hibrida siklik yang luar biasa terlihat. Pada 25 Juni, keruntuhan kubah sedang mengirimkan aliran piroklastik ke sisi utara Gunung Berapi Soufrière Hills, merenggut 19 nyawa.

### **Tremor Alarms**

Tremor adalah prekursor umum untuk letusan, dan getaran yang kuat sering menyertai letusan. Oleh karena itu, pengamat seismolog harus waspada ketika getaran sedang direkam. Yang paling awal banyak digunakan sistem alarm gunung berapi-seismik adalah bagian dari

sistem RSAM (Endo dan Murray 1991), dan ini sekarang tergabung dalam Cacing Tanah (dibahas di bawah).



Gambar 1. 15 : Tremor Alarms (Thompson.G,2015)

Gambar 1.14 memperlihatkan grafik Alarm kejadian RSAM (panel atas) dan alarm getaran (panel bawah) yang dikeluarkan di Observatorium Gunung Berapi Montserrat antara Februari 1999 dan Mei 2003. Total ada sekitar 4.000 alarm, rata-rata hampir tiga alarm per hari. Alarm ambang batas dikonfigurasi untuk setiap stasiun dinaikkan sepanjang tahun 2000 dan 2001 sebagai aktivitas meningkat. Alarm acara biasanya berhubungan dengan aliran piroklastik dan gempa bumi regional, dan alarm getaran untuk runtuhnya kubah (yaitu, serangkaian gempa piroklastik mengalir).

Ahli seismologi dapat memilih stasiun mana yang akan dipantau dan menentukan ambang amplitudo dan durasi untuk setiap stasiun. Keduanya harus dilampaui untuk memicu sebuah stasiun. Seismolog juga harus menentukan jumlah stasiun yang harus memicu secara bersamaan untuk mendeklarasikan alarm. Ada juga mekanisme yang mengurangi alarm palsu karena regional atau teleseismik gempa bumi: Stasiun yang jauh dapat dipilih yang mencegah alarm dideklarasikan ketika melebihi ambang amplitudo. Alarm tremor biasanya dikonfigurasi untuk amplitudo sedang dan durasi beberapa menit (sistem RSAM juga menyertakan alarm peristiwa, yang biasanya dikonfigurasi untuk amplitudo tinggi dan durasi beberapa hingga puluhan detik).

Sistem alarm tremor RSAM digunakan untuk memantau Soufrière Hills Volcano (Montserrat) dari 1999 hingga 2003. Gambar 1.14 menunjukkan jumlah alarm yang dikeluarkan selama periode ini.

#### 1.4 Monitoring Gas

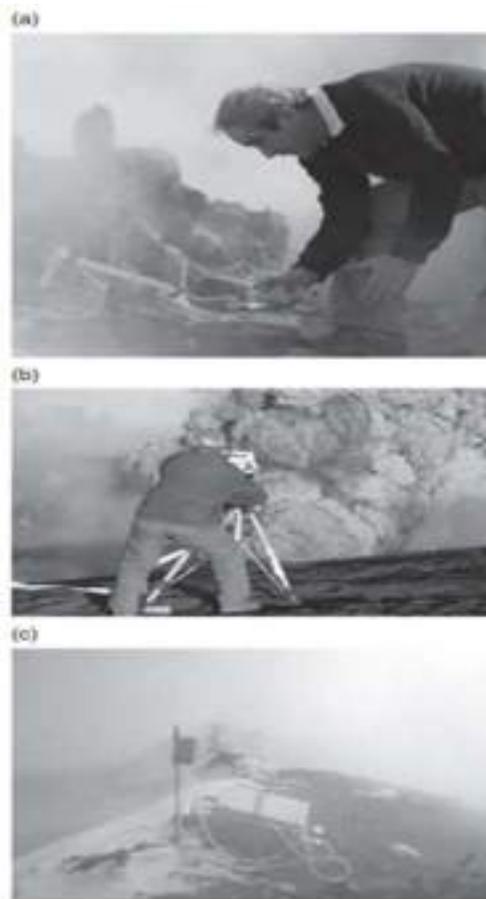
Tujuan utama dalam pemantauan gas adalah untuk menentukan perubahan pelepasan gas tertentu dari gunung berapi, terutama karbon dioksida dan sulfur dioksida. Perubahan tersebut dapat digunakan dengan informasi pemantauan lainnya untuk memberikan peringatan letusan dan untuk meningkatkan pemahaman kita tentang cara kerja gunung berapi.

Ada dua mode utama pelepasan gas vulkanik di Bumi : (i) emisi impulsif dari sejumlah besar gas selama episodik, letusan gunung berapi skala besar, dan (ii) pelepasan gas pasif yang jauh lebih lambat, tetapi persisten dari gunung berapi yang diam atau meletus ringan. Mengkarakterisasi komposisi kimia dari emisi impulsif tetap menjadi tantangan, dan pengukuran langsung tetap terbatas pada perkiraan massa SO<sub>2</sub> berbasis satelit (Carn et al., 2003). Pengukuran ini telah digabungkan dengan perkiraan tidak langsung anggaran gas untuk gas lain berdasarkan model petrologi (misalnya Gerlach et al., 1996). Namun, itu adalah jenis emisi persisten yang mendominasi anggaran gas vulkanik global dalam rentang waktu jangka panjang (> dekade) , dan bab ini berfokus pada komposisi kimia dari emisi gas tersebut.

Telah diketahui selama lebih dari satu abad bahwa analisis dan interpretasi komposisi dan fluks emisi gas vulkanik pasif dapat memberikan wawasan mendalam tentang bagaimana gunung berapi aktif bekerja. Wawasan seperti itu dapat berkontribusi untuk memahami dan bahkan mungkin meramalkan transisi dari ketenangan ke letusan. Konsep dasarnya adalah bahwa volatil magmatik memiliki kelarutan terbatas dalam lelehan silikat, dan karenanya mereka secara tak terhindarkan mengalami degas ke fase uap sebagai magma didekompresi dan didinginkan saat naik ke permukaan (Giggenbach, 1996). Karena gas lebih *mobile* daripada magma itu sendiri, ahli geokimia gunung berapi bertujuan untuk menangkap sinyal pendahulu pendakian magma dengan melacak perubahan komposisi kimia dan fluks gas yang dipancarkan di permukaan. Pemantauan seperti itu upaya, sekarang dijalankan oleh banyak observatorium gunung berapi di seluruh dunia, telah sangat meningkatkan pengetahuan kita tentang komposisi kimia dan fluks vulkanik-gas. Bab ini merangkum pemantauan gas vulkanik terkini, berfokus pada kemajuan terbaru dalam teknik instrumentasi untuk mengukur besar volatil vulkanik

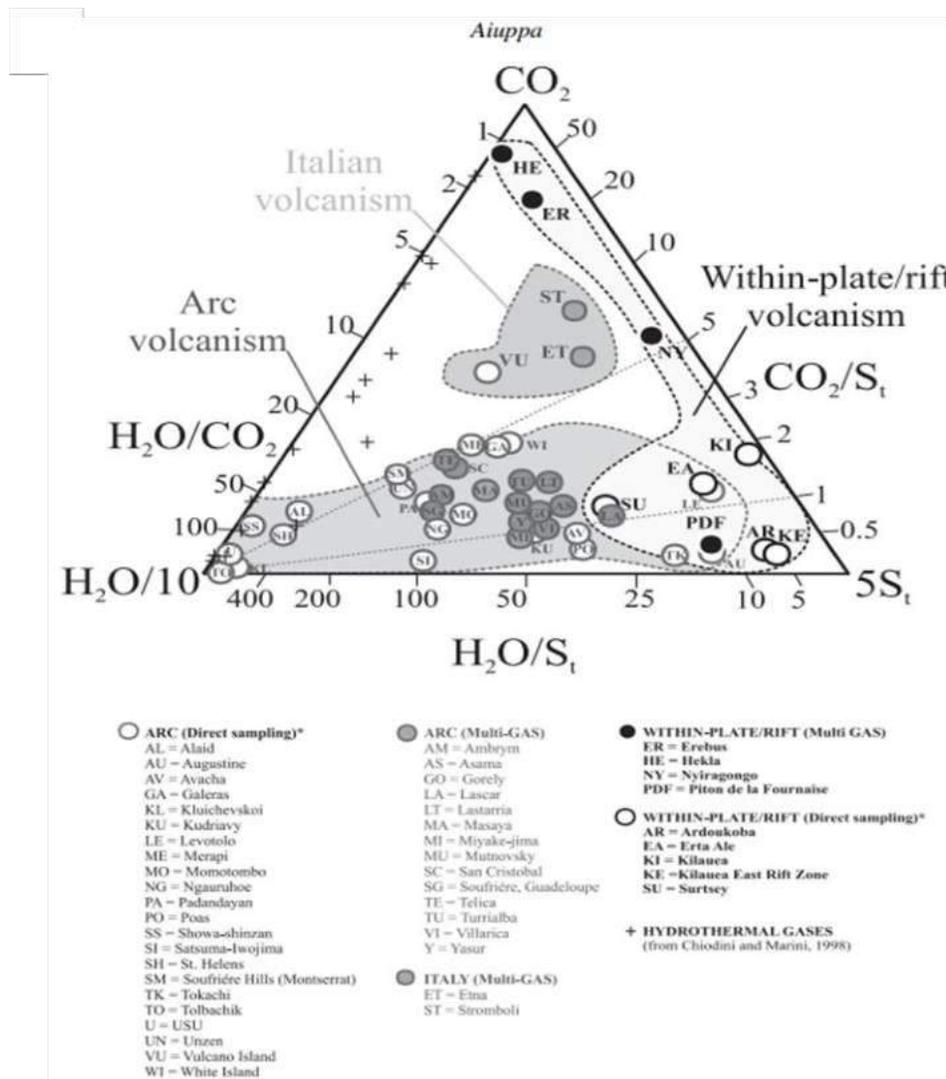
### **Komposisi kimia emisi gas vulkanik: petunjuk dari teknik pengambilan sampel langsung**

Sebagian besar informasi tentang komposisi kimia gas vulkanik berasal dari analisis laboratorium konvensional sampel gas yang dikumpulkan langsung dari fumarol menggunakan botol yang dievakuasi dan larutan kaustik (Giggenbach, 1975; Gambar 1.15a). Pengambilan sampel langsung memungkinkan untuk mengkarakterisasi murni dan sampel gas yang tidak didinginkan, dan oleh karena itu mendeteksi sejumlah besar bahan kimia turun ke tingkat bagian-per-miliar (Symonds et al., 1987) dalam cairan yang paling perwakilan dari keseimbangan magma-gas suhu tinggi yang padam (Symonds dkk., 1994). Pengambilan sampel langsung juga memungkinkan komposisi isotop cairan untuk dikarakterisasi, dan karena itu untuk sepenuhnya membatasi asal mereka (Hilton et al., 2002) parameter kunci untuk mendeteksi masuknya cairan magmatik selama kerusuhan vulkanik (Chiodini, 2009). Selain itu, model yang ditingkatkan dari kelarutan volatil (misalnya gas mulia) dapat digunakan untuk menyimpulkan dinamika pendakian dan kedalaman penyimpanan memberi makan magma (Paonita et al., 2013).



Gambar 1. 16 : Pengambilan Sampel Gas (Alessandro Aiuppa,2015)

Gambar 1.15 memperlihatkan teknik pemantauan gas vulkanik: (a) pengambilan sampel langsung (kredit, G. Chiodini); (b) penyebaran FTIR jalur terbuka selama letusan Eyjafjal lajökull pada 8 Mei 2010 dan (c) Multi-GAS in-situ pengamatan di puncak Gunung Etna. Gambar 1.16 memperlihatkan komposisi gas H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–(SO<sub>2</sub> H<sub>2</sub>S) dari beberapa gunung berapi, setiap simbol mewakili rata-rata komposisi gas H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–(SO<sub>2</sub> H<sub>2</sub>S), diperoleh dengan rata-rata catatan Multi GAS selama periode pengukuran dari jam hingga beberapa tahun.



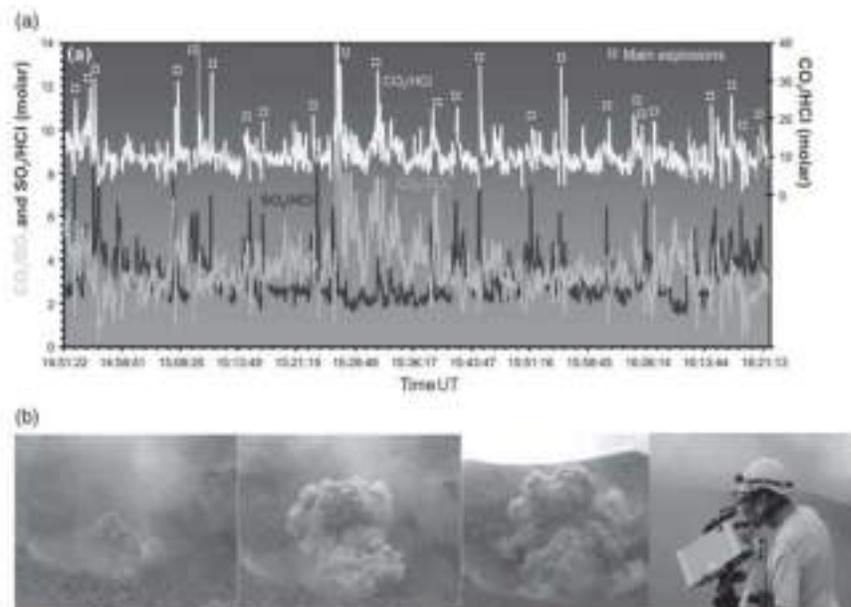
Gambar 1. 17: Komposisi gas H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–(SO<sub>2</sub> H<sub>2</sub>S) dari beberapa gunung berapi (Alessandro Aiuppa,2015)

## Teknik pemantauan gas berbasis instrumen

Dalam 15 tahun terakhir telah terlihat kemajuan besar dalam kemampuan untuk melakukan pengamatan gas vulkanik tingkat tinggi yang mendekati real-time menggunakan instrumen yang kompak dan sepenuhnya otomatis. Pengukuran gas rutin sekarang dilakukan dengan jaringan pemantauan permanen memungkinkan karakterisasi proses degassing magmatik dengan yang belum pernah terjadi sebelumnya detail dan resolusi temporal.

## Spektroskopi inframerah transformasi Fourier

Pengenalan spektrometer Fourier-transform infrared (FTIR) jalur terbuka pada pertengahan 1990-an ,mewakili terobosan dalam penelitian gas vulkanik yang telah mempromosikan studi kimia dari gumpalan vulkanik. Secara khusus, sampai perkembangan teknik FTIR, gunung berapi lubang terbuka (mafik) relatif tidak dipelajari dibandingkan dengan lebih banyak lagi gunung api busur silika. Kemajuan besar terjadi ketika batu pijar / magma digunakan sebagai sumber radiasi, yang memungkinkan pertama cepat (1-Hz), pengamatan waktu nyata (Gambar 1.15b, 8.17) dari komposisi gas yang dipancarkan selama episode air mancur lava , piston gas dan lava peristiwa percikan , ledakan Strombolian dan degassing danau lava.

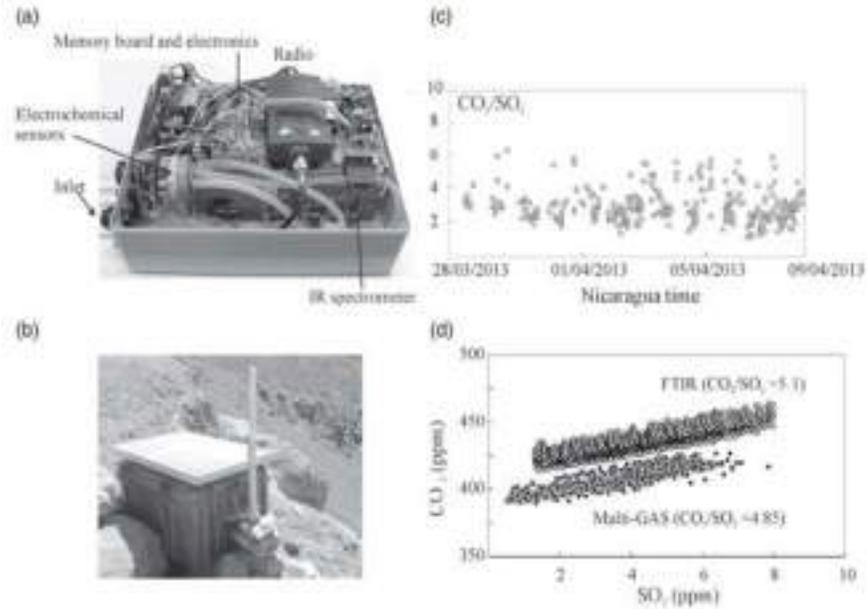


Gambar 1. 18 : Pengamatan Gas Vulkanik Secara Langsung  
(Alessandro Aiuppa,2015)

Pengukuran FTIR telah menunjukkan, misalnya, zat kimia cairan yang lebih kaya CO<sub>2</sub> dilepaskan selama aktivitas ledakan ringan (Hawaii hingga Strombolian), relatif untuk emisi gas diam (Gambar 1.17). (a) Penginderaan FTIR jalur terbuka dari komposisi gas di gunung berapi Yasur (Vanuatu) selama (b) aktivitas ledakan yang kaya abu . Pengamatan ini memiliki konsekuensi penting untuk memahami mekanisme pembangkitan gas, segregasi dan kehilangan yang mendorong ledakan basaltik FTIR juga telah berkontribusi untuk pemantauan gunung berapi , dengan prototipe pertama sistem FTIR yang sepenuhnya otonom sekarang sedang diuji.

### **Sistem penganalisis gas multikomponen**

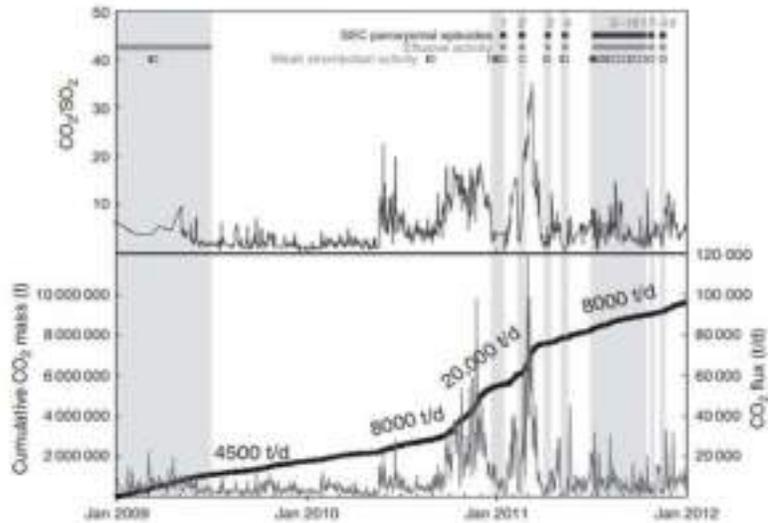
Sejumlah besar informasi tentang komposisi kimia gunung berapi plume berasal dari Multi-GAS (multicomponent gas analyzer system) teknik, yang pertama kali diterapkan pada gunung berapi pada pertengahan 2000-an. Multi-GAS didasarkan pada perakitan secara komersial tersedia sensor gas inframerah dan elektrokimia ke dalam kit sensor tunggal (Gambar 1.15c, 8.18). Biaya yang wajar, ringan dan konfigurasi yang kompak (<2 kg; 40 20 15 cm), ketahanan, dan frekuensi akuisisi hingga 0,5 Hz telah menjadikan Multi-GAS ideal untuk menganalisis gas vulkanik. Gambar 1.16 menggambarkan hasil Multi-GAS yang diperoleh selama survei lapangan di beberapa busur, hot-spot dan gunung berapi yang berhubungan dengan keretakan. Gas busur vulkanik berbasis multi-GAS komposisi tampaknya menjangkau rentang yang jauh lebih terbatas daripada pengambilan sampel langsung hasil akan menyarankan (Gambar 1.16), dengan sekelompok sampel gas yang jelas pada rasio CO<sub>2</sub>/S ~ 2,0 0,5 (standar deviasi rata-rata) dan H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> rasio ~ 35 10. Implikasi dari pengamatan ini dibahas lebih lanjut dalam sub bab berikutnya.



Gambar 1. 19 : Kit Sensor Tunggal (Alessandro Aiuppa,2015)

Gambar 1.18 memperlihatkan kit sensor tunggal (a) Interior unit Multi-GAS tipe INGV; (b) Multi-GAS instalasi permanen (Santorini, Yunani); (c) contoh turunan Multi-GAS deret waktu rasio  $CO_2/SO_2$  dan (d) scatter plot  $CO_2$  vs. konsentrasi  $SO_2$  di gumpalan gunung berapi Telica (Nikaragua) , menunjukkan kecocokan yang sangat baik antara FTIR dan Multi-GAS  $CO_2/SO_2$  rasio . Intersep yang berbeda dari garis regresi (misalnya tingkat  $CO_2$  pada nol  $SO_2$ ) untuk dua set data mencerminkan pengaturan pengukuran FTIR dan Multi-GAS yang berbeda (mis. pengukuran jalur terbuka vs. tepat waktu).

Kontribusi utama Multi-GAS untuk vulkanologi adalah demonstrasi bahwa sistem yang sepenuhnya otomatis dapat digunakan untuk membuat terus menerus, tanpa pengawasan, pengukuran lapangan hampir real-time dari komposisi bulu-bulu gas. Pengamatan Multi-GAS Permanen telah menargetkan pengukuran rasio  $CO_2/SO_2$  dari gumpalan gas vulkanik. Numerik simulasi degassing vulkanik menunjukkan bahwa rasio  $CO_2/SO_2$  yang tinggi dapat digunakan untuk melacak degassing pra-erupsi dari magma yang lebih primitif (kaya gas). Perbaikan berkelanjutan dalam resolusi temporal jaringan instrumentasi Multi-GAS telah memungkinkan perubahan siklik prekursor dalam gas vulkanik Rasio  $CO_2/SO_2$  untuk dideteksi secara sistematis sebelum letusan basaltik (Gambar 1.19).



Gambar 1. 20 : Evolusi temporal rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> (panel atas) dan fluks CO<sub>2</sub> (panel bawah, garis tipis padat, skala kanan) (Alessandro Aiuppa,2015)

Gambar 1.19 memperlihatkan Evolusi temporal rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> dan fluks CO<sub>2</sub> di gunung api Etna selama 2009–2011. Dimulainya kembali aktivitas air mancur lava (abu-abu vertikal bar) di kawah tenggara baru pada awal 2011 didahului oleh beberapa bulan meningkatkan rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> dan fluks CO<sub>2</sub>, dengan puncak > 20 dan > 20 000 t/hari, masing-masing. Empat rezim degassing CO<sub>2</sub> utama yang berbeda diidentifikasi oleh: perubahan gradien kurva massa CO<sub>2</sub> kumulatif (panel bawah, padat kurva tebal, skala kiri), dengan fluks tertinggi diamati dalam persiapan fase letusan (September-Desember 2010).

### Fluks gas vulkanik

Konsekuensi lingkungan dari pelepasan gas vulkanik sebagian besar ditentukan oleh massa gas yang dilepaskan per satuan waktu (fluks gas). Namun, hanya fluks SO<sub>2</sub> dapat diukur secara langsung, yang berarti besarnya pasti anggaran vulkanik dari volatil yang signifikan bagi lingkungan seperti CO<sub>2</sub> dan halogen masih belum jelas.

## **RANGKUMAN BAB I**

Pemantauan gunung berapi mengharuskan para ilmuwan untuk menggunakan berbagai teknik yang dapat mendengar dan melihat aktivitas di dalam gunung berapi. Program dari institusi yang bertanggung jawab terhadap aktivitas gunung api adalah memantau gunung berapi untuk mendeteksi tanda-tanda perubahan yang memperingatkan kebangkitan gunung berapi. Untuk memahami sepenuhnya perilaku gunung berapi, pemantauan harus mencakup beberapa jenis pengamatan (gempa bumi, pergerakan tanah, gas vulkanik, kimia batuan, kimia air, analisis satelit jarak jauh) secara terus menerus atau mendekati waktu nyata.

Para ilmuwan mengumpulkan data dari jaringan instrumen kemudian menganalisisnya untuk mencari sinyal yang tidak biasa. Dengan membandingkan analisis data dengan hasil serupa dari peristiwa gunung berapi masa lalu, ahli vulkanologi lebih mampu memperkirakan perubahan aktivitas gunung berapi dan menentukan apakah dan kapan gunung berapi akan meletus di masa depan. Sebagian besar data dapat diakses dari kantor kami di observatorium tetapi kunjungan ke gunung berapi, jika memungkinkan, menambah informasi berharga.

Kemajuan pesat dalam teknologi membantu para ilmuwan mengembangkan peralatan pemantauan yang efisien dan akurat. Sistem baru ini mampu mengumpulkan dan mengirimkan data real-time yang akurat dari gunung berapi kembali ke kantor Observatorium, yang meningkatkan prakiraan letusan.

### **UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN**

1. Metoda apa saja yang anda ketahui untuk monitoring aktivitas gunung api
2. Dari metoda yang disebutkan terkait point 1 diatas , metoda mana yang menurut anda paling akurat dalam monitoring aktivitas gunung api?

## BAHAN DISKUSI

1. Alessandro Aiuppa, 2015, Volcanic Gas Monitoring, Volcanism and Global Environmental Change, eds. Anja Schmidt, Kirsten E. Fristad and Linda T. Elkins-Tanton, Published by Cambridge University Press. © Cambridge University Press 2015, <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781107415683.009>
2. Glenn Thompson, 2021, Seismic Monitoring of Volcanoes, Encyclopedia of Earthquake Engineering DOI 10.1007/978-3-642-36197-5\_41-1 # Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2021  
USGS, 2021, Comprehensive monitoring provides timely warnings of volcano reawakening ,USGS
3. Hazel. Rymer, Williams-Jones, Glyn, 2000, Volcanic eruption prediction: Magma chamber physics from gravity and deformation measurements. Geophysical Research Letters, 27(16), pp. 2389–2392.
4. Salvatore Gambino , Marco Aloisi , Giuseppe Di Grazia, Giuseppe Falzone, Angelo Ferro, and Giuseppe Laudani, 2019, Ground Deformation Detected by Permanent Tiltmeters on Mt. Etna Summit: The August 23-26, 2018, Strombolian and Effusive Activity Case, Hindawi International Journal of Geophysics Volume 2019, Article ID 1909087, 10 pages <https://doi.org/10.1155/2019/1909087>
5. USGS,2005, National Volcano Early Warning System - monitoring volcanoes according to their threat , USGS,2005, <https://www.usgs.gov/programs/VHP/national-volcano-early-warning-system-monitoring-volcanoes-according-their-threat>
6. Volker Janssen, 2003, Volcano Deformation Monitoring Using GPS, Centre for Spatial Information Science School of Geography and Environmental Studies University of Tasmania Private Bag 76 Hobart TAS 7001 Australia
7. Zhong Lu, 2007, nSAR Imaging of Volcanic Deformation over Cloud-prone Areas – Aleutian Islands, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing Vol. 73, No. 3, March 2007, pp. 245–257.

## BAB II. DEFORMASI GUNUNG API

### **Capaian Pembelajaran :**

Bab ini membantu mahasiswa agar mampu untuk :

1. Memahami pengenalan terjadinya deformasi pada Gunungapi
2. Memahami metoda modelling yang digunakan untuk pengenalan deformasi Gunungapi

Deformasi dalam mekanika kontinu adalah transformasi sebuah benda dari kondisi semula ke kondisi terkini. Makna dari "kondisi" dapat diartikan sebagai serangkaian posisi dari semua partikel yang ada di dalam benda tersebut. Sebuah deformasi dapat disebabkan oleh gaya eksternal, gaya internal (seperti gravitasi atau gaya elektromagnetik) atau perubahan temperatur di dalam benda (pemuaihan). Dalam benda kontinu, bidang yang terdeformasi dihasilkan dari tegangan yang diaplikasikan akibat adanya gaya atau pemuaihan di dalam benda.

Gunung berapi berubah bentuk sebagai respons terhadap migrasi magma melalui di bawah permukaan. Tanda tangan deformasi tergantung pada karakteristiknya migrasi magma dan struktur gunung berapi (Masterlark dan Tung, 2018). Sifat-sifat sistem pipa magma, khususnya reservoir magma, karena itu dapat disimpulkan dari pengukuran deformasi. Misalnya rasio deformasi radial dan vertikal bidang dapat digunakan untuk menyimpulkan bentuk reservoir magma (Dieterich dan Decker, 1975), laju peluruhan deformasi dengan jarak berhubungan ke kedalaman sumber, dan amplitudo deformasi sebanding dengan perubahan tekanan atau volume di dalam sumber (Segall, 2019). Deformasi dapat direkam sebagai perpindahan tanah, yang dapat dinyatakan dalam komponen horizontal dan vertikal. Perpindahan tanah diukur menggunakan kedua penginderaan jauh dan teknik berbasis darat termasuk Sistem Satelit Navigasi Global, GNSS, (misalnya Bonaccorso, 1996), radar aperture sintetik interferometrik, InSAR, (misalnya Masterlark, 2007), pengukur kemiringan (mis. Anderson et al., 2015) dan pengukur jarak elektronik meter, EDM, (misalnya Newman et al., 2006).

Karena tidak dapat diaksesnya banyak gunung berapi, InSAR seringkali menyediakan satu-satunya metode pemantauan deformasi (misalnya Pinel et al., 2014). Pada tahun 2014, lebih dari

540 gunung berapi memiliki telah dipelajari menggunakan InSAR, banyak yang tidak dapat dipantau sebelumnya (Biggs et al., 2014).

Menghubungkan deformasi permukaan yang diamati dengan magmatik yang tidak dapat diakses sistem pemipaan (atau sumber deformasi lainnya) membutuhkan model.

Itu bidang perpindahan dipengaruhi oleh sifat-sifat pipa magmatik sistem, termasuk lokasi, geometri, dan tekanan berlebih (Masterlark dan Tung, 2018). Jika sifat-sifat sistem magmatik diketahui, model maju digunakan untuk memprediksi komponen perpindahan. Terbalik pemodelan diperlukan untuk memperkirakan sifat-sifat sistem magmatik dari pengamatan bidang perpindahan.

Pelacakan migrasi magma saat merambat ke permukaan bumi sangat penting dalam prakiraan letusan serta di gunung berapi dan penilaian bahaya. Ketika magma terakumulasi pada kedalaman yang dangkal atau menyebar ke permukaan, itu menyebabkan perpindahan permukaan, serta kegempaan dan emisi gas. Sinyal deformasi yang terekam di gunung berapi telah lama digunakan untuk menyimpulkan jalur magma dan karakteristik sistem pipa magma. Parameter seperti lokasi, kedalaman dan perubahan volume dapat disimpulkan dari tanah perpindahan diukur di permukaan bumi dengan menerapkan teknik inversi (Dzurisin, 2007c).

Sedangkan penelitian di bidang geodesi gunung berapi berusaha untuk mendorong batas-batas pengetahuan kita tentang fisika gunung api dengan menggabungkan pemantauan geodetik yang ditingkatkan dengan kemajuan dalam model eksperimental dan matematis untuk proses vulkanik (mis., National Academy of Sciences, 2017), pemantauan melihat perubahan gunung berapi aktif saat ini atau baru-baru ini untuk memprediksi kapan gunung berapi krisis mungkin berkembang. Agar efektif, pemantauan geodesi harus dilakukan sebelum, selama, dan setelah letusan dan harus terintegrasi dengan teknik pemantauan lainnya (misalnya, seismologi, geokimia, vulkanologi fisik, penginderaan jauh). Itu membutuhkan jenis komitmen waktu dan sumber daya jangka panjang yang umumnya tidak dapat dibuat oleh ilmuwan akademis dan industri (mis., Riset Nasional Dewan, 2000).

Strategi pemantauan geodetik sangat bervariasi tergantung pada beberapa faktor seperti aktivitas gunung berapi individu, akses, dan personel serta pendanaan yang tersedia. Beberapa gunung berapi dipantau oleh satu instrumen, sedangkan yang lain ditutupi oleh a rangkaian instrumen yang komprehensif. Beberapa stasiun pemantauan geodetik yang ditempatkan dengan baik dapat membuat perbedaan besar bagi suatu negara kemampuan untuk memperingatkan

orang-orangnya tentang letusan gunung berapi yang akan segera terjadi. Sejumlah kecil investasi dalam teknologi geodesi yang telah dicoba dan diuji untuk pemantauan gunung berapi dapat membantu mengurangi korban jiwa dan kerugian ekonomi akibat keadaan darurat vulkanik (Dzurisin, 2007a).

Metode pemantauan tertentu, seperti Pengukuran Jarak Elektronik (bagian Pengukuran Jarak Elektronik), adalah murah tetapi mengharuskan ilmuwan berada sangat dekat dengan area aktif (misalnya, Smithsonian Institution, 1980). geodetik lainnya data dapat dikumpulkan dari jarak jauh dan dengan risiko lebih kecil, seperti pengukuran geodesi telemeter (mis., bagian Electronic Tiltmeters—dan Global Navigation Satellite System) atau gambar deformasi dari Interferometric Synthetic Aperture Radar (Dinsar- Berdasarkan bagian Pemantauan Deformasi Gunung Api). Untuk pemantauan gunung berapi dan mitigasi risiko, menilai perubahan gravitasi dalam waktu adalah sangat penting ketika mereka terjadi tanpa deformasi tanah yang terukur. Pengukuran geodesi dan gravitasi gabungan bisa dapat digunakan untuk menyimpulkan kepadatan intrusi dan membatasi sumber kerusakan vulkanik dengan lebih baik (bagian Pemantauan Gravitasi).

Deformasi permukaan yang diamati dapat disesuaikan dengan prediksi model sumber matematis untuk mendapatkan estimasi kuantitatifnya lokasi, kedalaman dan perubahan volume (bagian Pemodelan).

Kemajuan pesat dalam teknologi memungkinkan pemantauan geodesi yang lebih tepat saat ini daripada yang bisa dibayangkan ketika banyak yang sudah ada observatorium gunung berapi didirikan. Di Gunung St. Helens, pemantauan deformasi selama krisis 1980 dilakukan dengan kemiringan tingkat roh, teodolit dan laser Geodimeter (alat pengukur jarak elektronik; Lipman et al., 1981), instrumen yang anehnya tampak kuno hari ini. Pengukuran semacam itu padat karya, tetapi datanya relatif mudah direduksi. Hari ini, pengukuran deformasi pada gunung berapi aktif biasanya dilakukan dengan stasiun Global Positioning System (CGPS) kontinu (mis., Lisowski et al., 2008a), dilengkapi dengan gambar Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) (mis., Poland dan Lu, 2008).

InSAR dapat mencitrakan deformasi tanah di area yang luas dengan resolusi skala sentimeter dalam skala waktu beberapa hari hingga beberapa tahun, sementara CGPS dapat memberikan informasi berkelanjutan tentang perpindahan tanah tiga dimensi pada jaringan informasi situs utama sangat penting selama krisis vulkanik (Dzurisin, 2000). Tidak ada metode

yang membutuhkan kehadiran personel secara terus-menerus di lapangan, kecuali untuk pemasangan dan pemeliharaan stasiun GPS; namun analisis data selanjutnya bisa sangat kompleks.

Dilakukan secara efektif, pemantauan geodesi tidak hanya dapat memberikan peringatan tepat waktu tentang bahaya yang meningkat tetapi juga dapat mengarah pada peningkatan pemahaman dan model tentang cara kerja gunung berapi. Bahkan ketika gunung berapi tidak aktif, pemantauan geodesi menghasilkan garis dasar informasi yang dengannya perubahan perilaku gunung berapi dapat dibandingkan. Data ini adalah bahan penting yang dengannya ide dan interpretasi ilmiah maju. Mempertahankan integritas dan aksesibilitas arsip data geodetik sangat penting jika ahli vulkanologi masa depan akan mendapat manfaat dari catatan data geodesi selama puluhan tahun yang dikumpulkan oleh observatorium gunung berapi (Pallister et al., 2019).

## **2.1 Model Numerik dan Analitik**

Model Numerical Finite Element (FE) telah banyak digunakan untuk memodelkan sistem vulkanik karena fleksibilitasnya (misalnya Neuberg et al., 2018). Dalam model FE, domain komputasi (di sini deformasi sumber tertanam dalam setengah ruang yang jauh lebih besar), didiskritisasi menjadi banyak elemen. Persamaan yang mengatur untuk setiap elemen adalah kemudian diselesaikan, dan solusi untuk seluruh domain dihitung dengan menyusun kembali elemen hingga ini (Rapp, 2017). Perakitan pemutusan ini pendekatan memungkinkan efek kompleksitas seperti nonelastis reologi (mis. Currenti et al., 2010), pelapisan dan patahan (mis. Hickey et al., 2016) dan topografi (e.g. Trasatti et al., 2008) untuk dievaluasi. Membatasi kompleksitas ini biasanya membutuhkan data yang dikumpulkan dari tanah. Misalnya, heterogenitas bawah permukaan disimpulkan dari data seismik (misalnya Masterlark et al., 2012), dan reologi anelastik dari pengukuran suhu lubang bor (misalnya Castaldo et al., 2017).

Namun, data yang dikumpulkan dari lapangan diperlukan untuk membuat kompleks, realistis, Model FE seringkali tidak tersedia. Karena keterpencilan atau tidak dapat diaksesnya, sekitar 45% gunung berapi di seluruh dunia tidak berbasis di darat peralatan pemantauan (Pritchard et al., 2018). Apalagi secara langsung bidang perpindahan pembalik dalam model FE biasanya rumit, jadi parameter sumber sering didekati terlebih dahulu menggunakan model analitik. Hasil analitik awal ini kemudian digunakan dalam model FE, yang dapat

menggabungkan heterogenitas, topografi dan reologi anelastik, untuk membatasi sumber pas terbaik (Bonaccorso et al., 2005).

Di sini kami mengevaluasi dua model analisis sederhana: Mogi (Mogi, 1958) dan McTigue (McTigue, 1987) terhadap model FE. Model-model ini tetap ada banyak digunakan untuk menafsirkan bidang perpindahan (baik dalam geodesi gunung berapi dan pemodelan deformasi secara lebih umum, mis. Liang dan Dunham, 2020), serta memberikan benchmark untuk kalibrasi model FE (misalnya Hickey dan Gottsmann, 2014). Kekuatan Mogi dan McTigue model adalah kemampuannya yang luar biasa untuk memperkirakan perpindahan permukaan dan parameter sumber deformasi, terlepas dari kesederhanaan komputasinya.

Namun, kesederhanaan komputasi ini datang dengan biaya asumsi yang melekat dalam model; keduanya membutuhkan geometri sumber untuk disematkan dalam domain elastis dan homogen dengan permukaan bebas datar (misalnya Pascal et al., 2014). Efek itu asumsi domain ini pada perpindahan permukaan dapat menjadi signifikan, tetapi telah dijelaskan sebelumnya (misalnya Masterlark, 2007) dan sering dapat diperbaiki. Batuan bersuhu tinggi di sekitarnya badan magma memiliki viskositas yang lebih rendah daripada yang setara dengan dingin; menggabungkan viskoelastisitas atau reologi yang bergantung pada suhu menjadi deformasi model dapat secara signifikan mengurangi tekanan berlebih sumber deformasi (mis. Hickey et al., 2013).

Koreksi untuk model Mogi untuk menggabungkan efek reologi viskoelastik diturunkan oleh Del Negro et al. (2009). Gunung berapi biasanya berada di area dengan relief yang berbeda-beda; lereng yang curam dan bervariasi pemisahan sumber-permukaan mempengaruhi medan perpindahan (Williams dan Wadge, 1998; Cayol dan Cornet, 1998) dan akibatnya disimpulkan parameter sumber (Hickey et al., 2016).

Williams dan Wadge (1998) menjelaskan koreksi sederhana untuk memperhitungkan variasi topografi di dalamnya model analitik, dengan memperhitungkan variasi dalam pemisahan sumber-permukaan. Heterogenitas wilayah vulkanik, termasuk pelapisan (Manconi et al., 2007), sesar cincin kaldera (Coco et al., 2016) dan lemah dekat permukaan endapan (Masterlark, 2007) dapat memodifikasi perpindahan yang teramati. Namun, menggabungkan heterogenitas dalam model deformasi apa pun seringkali kompleks, karena heterogenitas skala lokal, yang memiliki efek terbesar pada bidang perpindahan (Masterlark, 2007), adalah diselesaikan dalam data survei geofisika resolusi tinggi - yang tidak tersedia di mana-mana.

Perbedaan antara model Mogi dan McTigue terletak pada representasi dari sumber deformasi. Model Mogi, yaitu metode yang paling terkenal dan banyak digunakan untuk menghitung permukaan komponen perpindahan yang dihasilkan dari reservoir magma yang berubah bentuk (sumber tekanan) (Lisowski, 2007), mendekati deformasi sumber sebagai anomali bola, dengan jari-jari kecil,  $a$ , dalam kaitannya dengannya kedalaman,  $d$ , (yaitu  $a/d$ ,  $\varepsilon$ ,  $\ll 1$ ). Perkiraan sumber bola kecil ini mengharuskan  $\varepsilon \ll 1$ , dan batas penerapan disarankan  $\varepsilon \lesssim 0,2$  (Lisowski, 2007), meskipun nilai ini belum dibenarkan.

Model McTigue memperluas model Mogi dengan menggabungkan orde yang lebih tinggi istilah yang menjelaskan jari-jari terbatas dari deformasi bola sumber.

Batas penerapan model McTigue disarankan  $\varepsilon = 0,5$ . Namun, batasan yang disarankan untuk kedua model analitik sering diabaikan dalam praktek. Sementara mengenali asumsi dan penyederhanaan dalam model ini, sering digunakan dalam literatur membutuhkan penilaian obyektif utilitas mereka. Di sini kami bertujuan untuk menyelidiki keterbatasan  $\varepsilon$  untuk model analitik ini dengan membandingkan mereka ke model FE yang lebih canggih, yang tidak ada batasannya pada  $\varepsilon$ . Tujuan dari ini bukan untuk melatih manfaat dari model-model ini tetapi untuk mengevaluasi batas operasional  $\varepsilon$ . Secara khusus, kami ingin menilai nilai mereka dalam pemodelan dalam menghadapi kendala lapangan yang terbatas.

Bidang perpindahan dipengaruhi secara berbeda oleh berbagai radius sumber dan kedalaman (mis. Segall, 2019). Akibatnya, menggunakan  $\varepsilon$  untuk memutuskan penerapan model Mogi dan McTigue pada situasi tertentu mungkin menjadi penyederhanaan yang berlebihan. Kami dengan demikian menyelidiki bagaimana batas  $\varepsilon$  dipengaruhi dengan memvariasikan  $a$  atau  $d$ . Dengan tujuan untuk menilai penerapan dari model dalam menghadapi data lapangan yang terbatas, kami juga menyelidiki caranya limit  $\varepsilon$  dipengaruhi oleh komponen perpindahan yaitu dimodelkan.

Kami menggunakan model maju untuk menguji efek dari memvariasikan  $a$ ,  $d$  dan  $\varepsilon$  pada komponen perpindahan permukaan yang diprediksi, dan membalikkan sintetik komponen perpindahan permukaan untuk membandingkan Mogi- dan disimpulkan FE, dan disimpulkan McTigue- dan FE  $a$  dan  $d$ .

Kami menggunakan data GNSS dari dua peristiwa intrusi di Kīlauea Volcano, Hawaii, antara 2007 dan 2011 untuk menunjukkan kisaran  $\varepsilon$  yang Model FE secara statistik tidak berbeda dengan model Mogi dan McTigue. Di sini, tujuan utama kami bukan untuk membatasi sumber

deformasi, tetapi untuk menunjukkan penerapan operasional model analitis sederhana ketika data terbatas digunakan. Pemodelan kami memberikan panduan dan batasan pada penggunaan model analitis sederhana ini. Hasil kami dari manfaat khusus untuk menafsirkan perilaku di gunung berapi di mana sederhana model analitik tetap digunakan (misalnya di mana model numerik kompleks model tidak dapat dibangun karena kurangnya sumber daya atau kalibrasi data), dan dalam proses perbandingan untuk model FE.

## 2.2 Metoda

### 2.2.1 Forward Models

Kami menguji keakuratan model analitik untuk simulasi deformasi (pemodelan maju), dan memperkirakan parameter sumber (invers pemodelan), sedangkan  $\varepsilon$  divariasikan dengan mengubah radius sumber,  $a$ , dan kedalaman  $d$ . Untuk model maju, pertama-tama kita memvariasikan  $\varepsilon$  dengan  $a$ .  $\varepsilon$  meningkat dari 0,05 hingga 0,70, pada interval 0,05, sementara kedalaman sumber,  $d$ , dijaga konstan. Untuk setiap  $\varepsilon$ , perpindahan horizontal-radial,  $U_r$ , dan vertikal,  $U_z$  komponen dihitung pada interval 0,2 km dari  $x = 0$  hingga  $x = 25$  km menggunakan rumus Mogi:

$$U_r = \frac{a^3 \Delta P (1-\nu) x}{G R^3} \quad (1)$$

$$U_z = \frac{a^3 \Delta P (1-\nu) d}{G R^3} \quad (2)$$

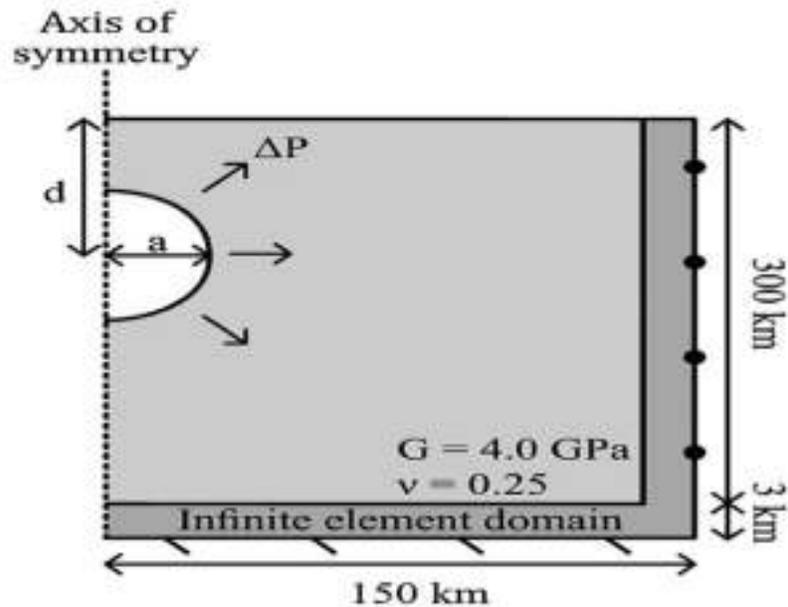
and the McTigue formulae:

$$U_r = \frac{a^3 \Delta P (1-\nu) x}{G R^3} \left( 1 + \left( \frac{a}{d} \right)^3 \left( \frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4R^2(-7+5\nu)} \right) \right) \quad (3)$$

$$U_z = \frac{a^3 \Delta P (1-\nu) d}{G R^3} \left( 1 + \left( \frac{a}{d} \right)^3 \left( \frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4R^2(-7+5\nu)} \right) \right) \quad (4)$$

dimana  $R = (x^2 + d^2)^{0.5}$ ,  $\Delta P$  adalah sumber tekanan,  $\nu$  = Poisson's ratio dan  $G$  = shear modulus. Perubahan permukaan mungkin terjadi yang diformulasikan dalam bentuk perubahan volume (misalnya injeksi magma ke dalam, atau penarikan dari, reservoir magma), membutuhkan persyaratan tambahan itu menggambarkan kompresibilitas magma (Delaney dan McTigue, 1994; Johnson et al., 2000). Kami mempertahankan tekanan berlebih sumber konstan ( $\Delta P=2$  MPa), dan

perhatikan bahwa deformasi berskala linier dengan tekanan berlebih untuk model analitik dan numerik (Gbr. 2.1).



Gambar 2. 1 Konfigurasi model Elemen Hingga (Jessica.J dkk,2021)

Keterangan Gambar ;

Dengan menggunakan domain model axi-simetris 2D,  $a$  = rongga bola dengan jari-jari  $a$ , pada kedalaman  $d$ , tertanam dalam suatu bahan elastis dan homogen domain dengan permukaan bebas datar. Tekanan berlebih yang konstan,  $\Delta P$ , diterapkan pada rongga dinding. Domainnya secara signifikan lebih besar dari rongga dan dikelilingi oleh yang tak terhingga domain elemen, untuk mengurangi efek batas. Permukaan atas bebas, permukaan bawah sudah diperbaiki dan kondisi roller diterapkan untuk mencegah perpindahan tegak lurus terhadap batas kanan. Domain tersebut dijelaskan oleh modulus gesernya,  $G$  dan rasio Poisson,  $\nu$ . A jaring segitiga digunakan di seluruh model. Elemen jaring di 4 km atas model memiliki ukuran maksimum 0,01 km. Di tempat lain dalam domain, elemen mesh memiliki ukuran antara 0,09 dan 20,3 km, paling baik di dekat sumbernya. Rincian lebih lanjut tentang mesh pada Gambar. 2.2.

Tabel 2.1 : Parameter yang digunakan dalam model Mogi, McTigue dan FE untuk menghitung deformasi ( forward model) dan menyimpulkan properti sumber magma (model invers) (Jessica.J dkk,2021)

	Symbol	Definition	Units	Value
Domain parameters	$G$	Shear modulus	GPa	4.0
	$\nu$	Poisson's ratio	-	0.25
Source parameters	$\Delta P$	Overpressure	MPa	2.0
	$a$	Radius	km	Model variable
	$d$	Depth	km	Model variable
	$\varepsilon$	$a/d$	-	0.05 – 0.70
Results	$U_r$	Horizontal-radial deformation	m	Result
	$U_z$	Vertical deformation	m	Result
	$U_{r_{max}}$	Maximum horizontal-radial deformation	m	Result
	$U_{z_{max}}$	Maximum vertical deformation	m	Result

Keterangan Tabel ;

Domainnya homogen, elastis dan mempunyai permukaan bebas datar dan semua sumber berbentuk bola. Parameter tetap (parameter domain dan tekanan berlebih sumber) didasarkan pada Gunung berapi Kīlauea, Hawai'i, gunung berapi perisai basaltik. Jari-jari sumber divariasikan untuk  $\varepsilon$  antara 0,05 dan 0,70, dengan kedalaman 1, 4, 7, 10 dan 13 km dan kedalaman sumber bervariasi untuk  $\varepsilon$  antara 0,05 dan 0,70, dengan jari-jari 0,5, 1,5, 2,5, 3,5 dan 4,5 km.

Kami mengekstrak maksimal komponen perpindahan horizontal-radial dan vertikal,  $U_{r_{max}}$  dan  $U_{z_{max}}$ , dan jarak ke  $U_{r_{max}}$ ,  $x_{crit}$ , untuk setiap  $\varepsilon$ .

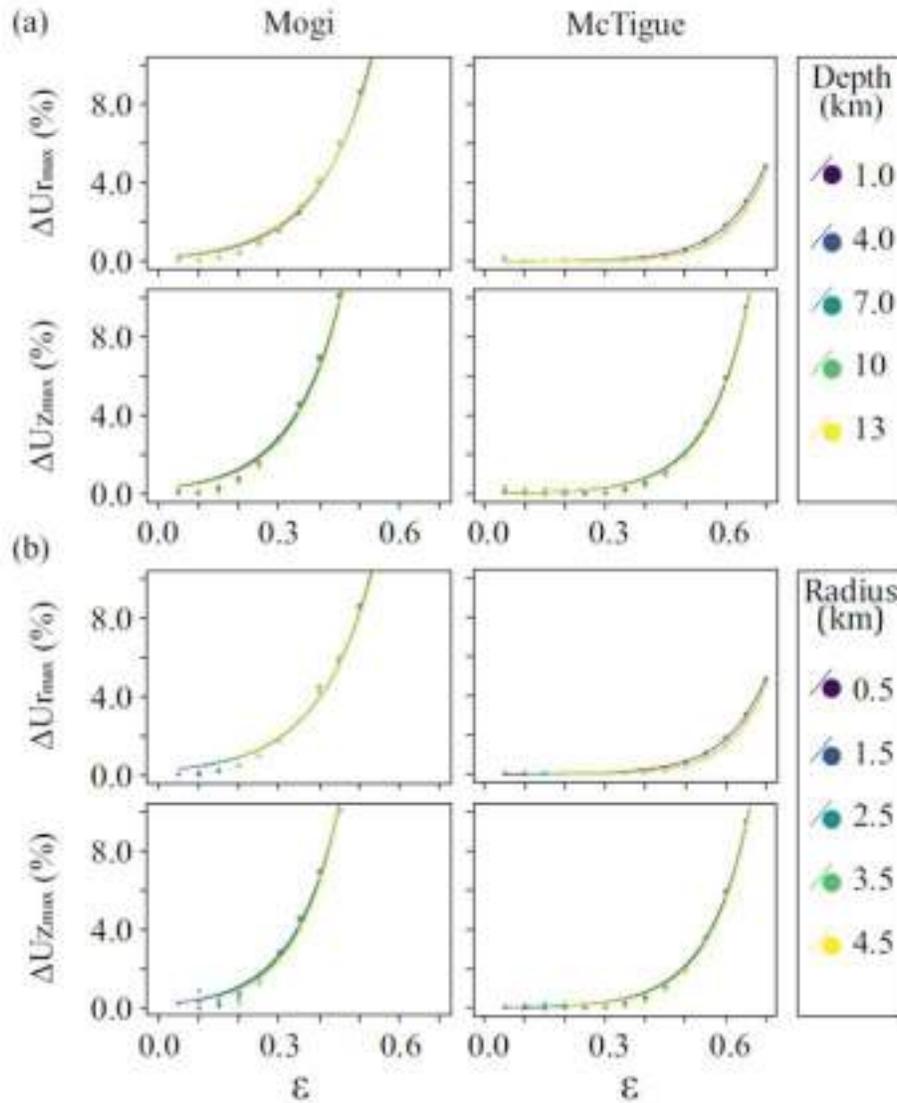
Kami juga menghitung turunan kedua dari  $U_r$ ,  $U_r''$ , dan dari  $U_z$ ,  $U_z''$ , untuk mencari beloknya poin,  $x(U_r'' = 0)$  dan  $x(U_z'' = 0)$ , ukuran profil perpindahan membentuk. Ini diulangi untuk lima kedalaman (1, 4, 7, 10 dan 13 km). Ini kedalaman, dan parameter model lainnya (lihat Tabel 2.1) didasarkan pada Kīlauea Volcano, gunung berapi perisai basaltik Hawaii, tetapi hasilnya berlaku di tempat lain. Kami memvariasikan  $\varepsilon$  dengan  $d$  mengikuti prosedur yang sama seperti untuk memvariasikan  $a$ .  $U_r$ ,  $U_r''$ ,  $U_{r_{max}}$ ,  $x_{crit}$ ,  $U_z$ ,  $U_z''$  dan  $U_{z_{max}}$  dihitung menggunakan rumus analitik Mogi dan McTigue.  $\varepsilon$  meningkat dari 0,05 hingga 0,70, sementara radius sumber,  $a$ , dijaga konstan. Prosedurnya adalah diulang untuk  $a = 0,5, 1,5, 2,5, 3,5$  dan  $4,5$

km. Kami tidak memproses hasil untuk kombinasi  $\epsilon$  dan  $a$  dimana  $d$  melebihi 30 km, karena kebanyakan reservoir magma lebih dangkal dari ini (misalnya Edmonds et al., 2019).

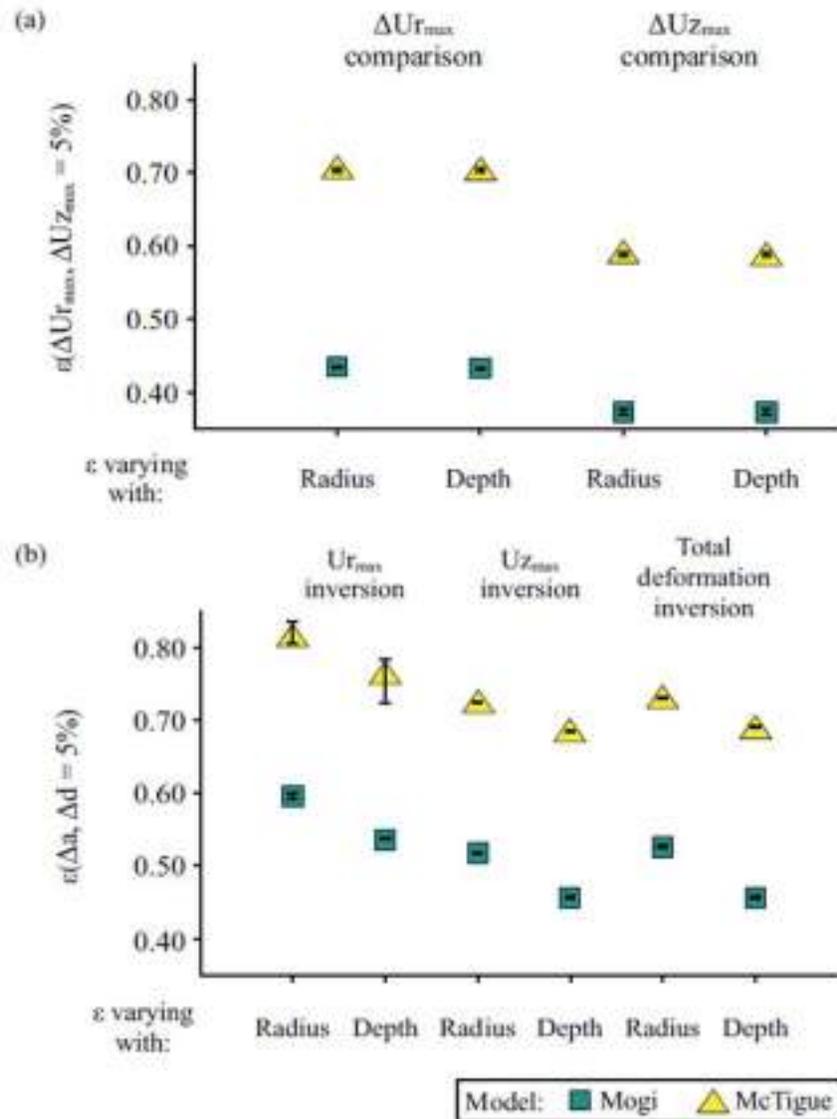
Kami membandingkan hasil analitik dengan yang diperoleh secara numerik menggunakan model FE. COMSOL Multiphysics (v5.4) digunakan untuk pemodelan FE. Kami menggunakan model 2D-axisymmetric dalam struktur stasioner modul mekanik. Rongga bola tertanam di dalam yang elastis dan homogen setengah ruang, dengan permukaan datar bebas. Geometri sederhana ini dipilih untuk memungkinkan perbandingan terbaik antara FE dan model analitik, meskipun FE modelling memungkinkan kompleksitas tambahan. Tekanan berlebih,  $\Delta P$ , diterapkan secara seragam ke dinding rongga.

Domain secara substansial lebih besar dari sumbernya, dan dikelilingi oleh elemen tak terbatas domain sehingga efek batas tidak signifikan. Konfigurasi model ditunjukkan pada Gambar 2.1 dan parameter model pada Tabel 2.1. Sebuah segitiga mesh digunakan, dengan dimensi minimum 10 m (Gbr. 2.2, Tabel 2.1).

Model FE dibandingkan dengan model Mogi dan McTigue untuk  $\epsilon$  rendah (Gbr. 2.3). Model FE kami dijalankan dengan nilai  $a$ ,  $d$ , dan  $\epsilon$  seperti yang digunakan dalam model analitik;  $a$  bervariasi untuk  $\epsilon$  antara 0,05 dan 0,70, sedangkan  $d$  dijaga konstan (dengan lima kedalaman, 1, 4, 7, 10 dan 13 km diuji untuk setiap  $\epsilon$ ), kemudian  $d$  divariasikan untuk  $\epsilon$  antara 0,05 dan 0,70, sementara  $a$  dijaga konstan (dengan lima jari-jari, 0,5, 1,5, 2,5, 3,5 dan 4,5 km diuji untuk setiap  $\epsilon$ ).  $U_r$  dan  $U_z$  diekspor dengan interval 0,2 km dari  $x = 0$  hingga  $x = 25$  km, dan  $U_{rmax}$ ,  $x_{crit}$ ,  $U_{zmax}$ ,  $x(U_r'' = 0)$  dan  $x(U_z'' = 0)$  dihitung. Untuk semua  $\epsilon$  yang diuji, kami menghitung perbedaan antara Mogi dan FE yang diturunkan dari perubahan komponen  $\Delta U_{rmax}$  and  $\Delta U_{zmax}$ , dan dalam profil perpindahan titik belok,  $\Delta x(U_r'' = 0)$  dan  $\Delta x(U_z'' = 0)$ . Kami menghitung perbedaan median  $U_r$  dan  $U_z$ ,  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$ , untuk  $x$  antara 0 dan  $3x_{crit}$ . Untuk beberapa kombinasi parameter sumber, perpindahan sebagian besar domain dapat diabaikan. Menerapkan batas pada  $x$  memastikan hal itu, perbedaan  $U_r$  dan  $U_z$  sebagian besar dihitung di wilayah perpindahan yang dapat diamati.



Gambar 2. 2 : Pengaruh radius dan kedalaman sumber yang bervariasi terhadap deformasi. Perbedaan persentase antara Mogi dan FE (kolom kiri) dan McTigue dan FE (kolom kanan) horizontal-radial. Perpindahan ( $\Delta U_{rmax}$ ) dan ( $\Delta U_{zmax}$ ) meningkat dengan  $\epsilon$ , untuk  $\epsilon$  bervariasi dengan radius (a) dan kedalaman (b). Regresi kuadrat terkecil nonlinier diambil.  $\Delta U_{rmax}$  dan  $\Delta U_{zmax}$  bergantung pada rasio radius dan kedalaman. Gambar S4 memplot  $U_{rmax}$  dan  $U_{zmax}$  (Jessica.J dkk,2021)



Gambar 2.3 : Korespondensi antara Mogi dan FE, serta model McTigue dan FE. (a) Hasil untuk model forward,  $\epsilon_c$  didefinisikan dimana selisih antara horizontal radial maksimal yang dimodelkan. Perpindahan ( $\Delta U_{r_{max}}$ ) atau vertikal ( $\Delta U_{z_{max}}$ ) adalah 5%. (b) Hasil untuk model invers,  $\epsilon_c$  didefinisikan dimana perbedaan antara radius sumber yang dimodelkan ( $\Delta a$ ) atau kedalaman ( $\Delta d$ ) adalah 5%.  $\epsilon_c$  dihitung menggunakan regresi non-linier,  $\epsilon_c > 0,70$  harus diinterpretasikan dengan hati-hati, karena regresi telah melampaui batas model kami (diuji  $\epsilon \leq 0,7$ ). Bilah kesalahan menunjukkan kisaran hasil ( $n = 5$  untuk setiap titik) (Jessica.J dkk,2021)

### 2.2.2 Model Inversi

Untuk pemodelan invers, kami membandingkan  $a$  dan  $d$  yang disimpulkan dari Mogi dan model FE, dan model McTigue dan FE. Mengingat pertama  $\epsilon$  bervariasi dengan  $a$  (untuk masing-masing dari lima kedalaman yang diuji). Untuk setiap pengujian sebelumnya nilai  $\epsilon$ , kami

menggunakan estimasi parameter linier untuk membalikkan turunan FE  $U_{rmax}$ , lalu  $U_{zmax}$ , untuk mencari solusi dalam kerangka Mogi :

$$a^3 = \frac{GU_{rmax} R^3}{\Delta P(1-\nu) x_{crit}} \quad (5)$$

$$a^3 = \frac{GU_{zmax} R^3}{\Delta P(1-\nu) d} \quad (6)$$

Pendekatan dari Mc Tigue :

$$\rho_r = U_{rmax} - \frac{a^3 \Delta P(1-\nu)x}{GR^3} \left( 1 + \left(\frac{a}{d}\right)^3 \left( \frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4R^2(-7+5\nu)} \right) \right) \quad (7)$$

$$\rho_z = U_{zmax} - \frac{a^3 \Delta P(1-\nu)d}{GR^3} \left( 1 + \left(\frac{a}{d}\right)^3 \left( \frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4R^2(-7+5\nu)} \right) \right) \quad (8)$$

Untuk pendekatan McTigue, kami memecahkan masalah a dengan meminimalkan residu  $\rho_r$  dan  $\rho_z$  terkait dengan komponen radial atau vertical perpindahan masing-masing.

Kami kemudian menggunakan parameter linier estimasi (misalnya Gubbins, 2004) untuk membalikkan  $U_{rmax}$  dan  $U_{zmax}$  yang diturunkan dari FE secara bersamaan dalam Mogi (Persamaan (9)) dan McTigue (Persamaan (10)) persamaan mencari solusi untuk meminimalkan jumlah kuadrat residu  $\rho_r$  dan  $\rho_z$  yaitu  $(\rho_r^2 + \rho_z^2)$ :

$$\begin{bmatrix} Ur_{max} \\ Uz_{max} \end{bmatrix} = a^3 \begin{bmatrix} \frac{\Delta P(1-\nu) x}{G R^3} \\ \frac{\Delta P(1-\nu) d}{G R^3} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \rho_r \\ \rho_z \end{bmatrix} \quad (9)$$

$$\begin{bmatrix} Ur_{max} \\ Uz_{max} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{a^3 \Delta P(1-\nu) x}{G R^3} \left( 1 + \left( \frac{a}{d} \right)^3 \left( \frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4R^2(-7+5\nu)} \right) \right) \\ \frac{a^3 \Delta P(1-\nu) d}{G R^3} \left( 1 + \left( \frac{a}{d} \right)^3 \left( \frac{1+\nu}{2(-7+5\nu)} + \frac{15d^2(-2+\nu)}{4R^2(-7+5\nu)} \right) \right) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \rho_r \\ \rho_z \end{bmatrix} \quad (10)$$

Prosedur ini diulangi untuk  $\varepsilon$  yang bervariasi dengan  $d$ , sementara  $a$  konstan (untuk forward model, lima jari-jari sumber diuji). Mengingat  $Ur_{max}$  dan  $Uz_{max}$  secara independen, persamaan Mogi disusun ulang (Persamaan (11), (12)) untuk menyelesaikan  $d$  untuk semua  $\varepsilon$ :

$$d^2 = \left( \frac{a^3 \Delta P(1-\nu) x_{crit}}{G U r_{max}} \right)^{2/3} - x_{crit}^2 \quad (11)$$

$$d^2 = \frac{a^3 \Delta P(1-\nu)}{G U z_{max}} \quad (12)$$

Untuk model McTigue, kita mencari solusi untuk  $d$  yang meminimalkan  $\rho_r$  dan  $\rho_z$  dalam Persamaan. (7) dan (8). Untuk inversi simultan  $Ur_{max}$  dan  $Uz_{max}$  dalam kerangka Mogi, Persamaan. (13) digunakan untuk mencari Solusi untuk  $d$  yang meminimalkan jumlah sisa kuadrat  $\rho_r$  dan  $\rho_z$ . Untuk Skenario McTigue, Persamaan. (10) diselesaikan untuk  $d$ , sekali lagi meminimalkan jumlah dari sisa kuadrat.

$$\begin{bmatrix} Ur_{max} \\ Uz_{max} \end{bmatrix} = d^2 \begin{bmatrix} \left( \frac{a^3 \Delta P(1-\nu) x_{crit}}{G U r_{max}} \right)^{2/3} - x_{crit}^2 \\ \frac{a^3 \Delta P(1-\nu)}{G U z_{max}} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \rho_r \\ \rho_z \end{bmatrix} \quad (13)$$

Kami menghitung perbedaan dalam kesimpulan Mogi dan FE, dan McTigue and Jari-jari kesimpulan FE,  $\Delta a$ , dan kedalaman,  $\Delta d$ . Kami menggunakan Mogi dan McTigue model untuk menghitung komponen perpindahan permukaan yang menjadi sumbernya dengan menghasilkan geometri yang disimpulkan ini, dan membandingkannya dengan permukaan komponen perpindahan yang diprediksi oleh model FE.

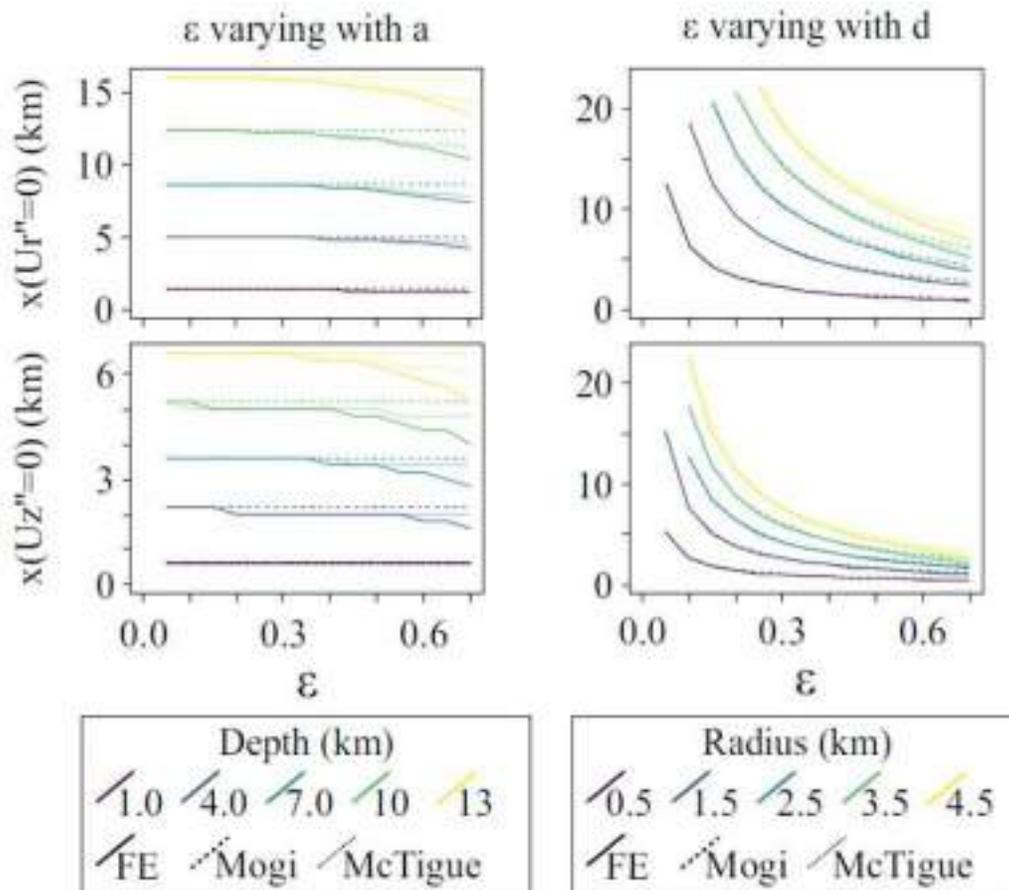
## 2.3 Hasil

### 2.3.1 Forward models

Ketika  $\varepsilon$  meningkat dengan  $a$ , model analitik semakin diremehkan komponen perpindahan maksimal,  $U_{max}$  dan  $Uz_{max}$  (Gbr.9.2 plot atas; Nilai  $U_{max}$  dan  $Uz_{max}$  pada Gambar. S4). Model analitis juga semakin meningkat meremehkan  $U_{max}$  dan  $Uz_{max}$  karena  $\varepsilon$  meningkat dengan menurunnya  $d$  (Gbr.9.2, plot bawah). Untuk semua  $\varepsilon$ , korespondensi antara McTigue dan model FE lebih besar dibandingkan model Mogi dan FE. Persentase ketidaksesuaian antara  $U_{max}$  analitis dan turunan FE ( $\Delta U_{max}$ ) dan  $Uz_{max}$  ( $\Delta Uz_{max}$ ), relatif terhadap  $\varepsilon$ , dianalisis menggunakan menggunakan regresi kuadrat terkecil nonlinier - kurva yang dipasang berbentuk  $\Delta U_{max} = A B \varepsilon$  dimana  $\Delta U_{max}$  adalah  $\Delta U_{max}$  atau  $\Delta Uz_{max}$  dan  $A$  dan  $B$  adalah konstanta (semua analisis statistik yang dilakukan R v.4.0.2.; paket statistik, dunn.test).  $\Delta U_{max}$  dan  $\Delta Uz_{max}$  bergantung pada  $\varepsilon$ , bukan pada nilai  $a$  atau  $d$ , untuk  $\varepsilon$  bervariasi dengan  $a$  dan  $d$ . Kami mendefinisikan  $\varepsilon_c$  sebagai  $\varepsilon$  di mana ketidaksesuaian antara solusi model analitik dan FE adalah 5%:  $\varepsilon(\Delta U_{max} = 5\%)$  atau  $\varepsilon(\Delta Uz_{max} = 5\%)$  (Gbr. 3a). Tabel 2 merangkum hasil-hasil ini.

Tes Kruskal-Wallis digunakan untuk mempertimbangkan apakah perbedaan  $\varepsilon_c$  signifikan pada tingkat kepercayaan 95%. Nilai  $p$  kritis telah disesuaikan untuk beberapa perbandingan (Gbr. S5 dan Tabel S2 untuk statistik lengkap hasil).  $\varepsilon_c$  lebih besar untuk model McTigue dibandingkan model Mogi ( $p < 0,001$ ,  $n = 20$ ). Untuk kedua model analitik,  $\varepsilon_c$  saat  $U_{max}$  berada diprediksi secara signifikan lebih besar dibandingkan prediksi  $Uz_{max}$  ( $p < 0,001$ ,  $n=10$ ), tetapi  $\varepsilon_c$  tidak bergantung pada apakah  $\varepsilon$  bervariasi dengan  $a$  atau  $d$ . Kami memplot perbedaan temadian dalam  $U_r$ ,  $\Delta U_r$ , dan perbedaan median dalam  $U_z$ ,  $\Delta U_z$ , untuk  $\varepsilon$  bervariasi dengan  $a$  dan  $d$  (Gbr. 4). Untuk kedua model analitis,  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  meningkat dengan  $\varepsilon$ . Untuk model McTigue  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  tetap kecil (di bawah 3%) untuk semua  $\varepsilon$  yang diuji. Ketika  $\varepsilon$  meningkat dengan  $a$ , peningkatan  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  lebih besar dibandingkan saat  $\varepsilon$  divariasikan dengan  $d$ . Rasio  $a$  ke  $d$  biasanya memiliki pengaruh yang lebih besar terhadap  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  dibandingkan nilai  $a$  dan  $d$ .

Gambar 2.4 menampilkan perbedaan titik belok untuk radial dan vertical profil perpindahan,  $x(U_r'' = 0)$  dan  $x(U_z'' = 0)$ . Ketika  $\varepsilon$  meningkat dengan  $a$ , model FE memperkirakan jarak terhadap profil perpindahan titik belok menurun. Hal ini tidak diprediksi oleh model Mogi, dan penurunan jarak ke  $x(U_r''=0)$  dan  $x(U_z''=0)$  untuk peningkatan  $\varepsilon$  oleh model McTigue lebih kecil dari yang sebenarnya. Ketika  $\varepsilon$  meningkat dengan penurunan  $d$ , model analitik dan FE memperkirakan bahwa  $x(U_r'' = 0)$  dan  $x(U_z'' = 0)$  menurun, tetapi untuk model  $\varepsilon$ , Mogi dan McTigue yang lebih besar penurunan ini lebih rendah dari yang sebenarnya.



Gambar 2.4 : Pengaruh  $\varepsilon$  pada lebar profil deformasi. Lebar profil deformasi dihitung menggunakan titik belok dari perpindahan horizontal-radial,  $x(U_r''=0)$ , dan vertikal,  $x(U_z''=0)$

### 2.3.2 Model Inversi

Ketika  $\varepsilon$  meningkat, perbedaan antara Mogi- dan FE disimpulkan, dan Jari-jari yang disimpulkan McTigue- dan FE,  $\Delta a$ , dan kedalaman,  $\Delta d$ , meningkat (Gambar 2.6 S untuk jari-jari dan kedalaman yang disimpulkan).  $\Delta a$  dan  $\Delta d$  konsisten lebih besar untuk model Mogi daripada

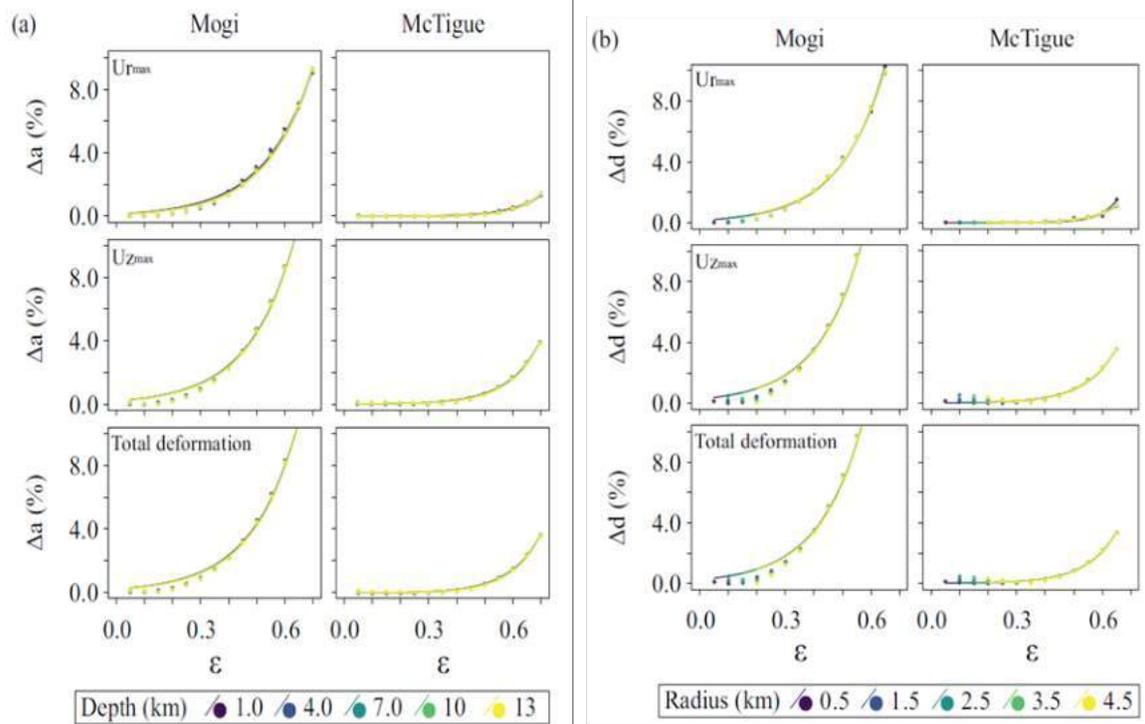
model McTigue, dan untuk keduanya analitis model  $\Delta a$  dan  $\Delta d$  meningkat lebih cepat dengan  $\varepsilon$  untuk inversi  $U_{zmax}$  dibandingkan dengan  $U_{rmax}$ .

Regresi kuadrat terkecil nonlinier digunakan untuk menghubungkan  $\Delta a$  dan  $\Delta d$  dengan  $\varepsilon$  dan hitung  $\varepsilon_c$ ,  $\varepsilon(\Delta a=5\%)$  atau  $\varepsilon(\Delta d = 5\%)$  (Gbr. 2.3b). Sekali lagi, regresi kurvanya berbentuk  $\Delta a$  atau  $\Delta d = A\varepsilon$  dengan A dan B adalah konstanta. Perbedaan  $\varepsilon_c$  untuk simulasi Mogi dan McTigue dinilai menggunakan tes Kruskal-Wallis dan tes post-hoc Dunn jika diperlukan (Gbr. 2.5 dan Tabel 2.2). Sedangkan untuk model depan,  $\varepsilon_c$  untuk model McTigue secara signifikan lebih besar dibandingkan Mogimodel ( $p < 0,001$ ,  $n=30$ ). Untuk kedua model analitik,  $\varepsilon_c$  lebih besar untuk inversi  $U_{rmax}$  dibandingkan  $U_{zmax}$  atau perpindahan total ( $p < 0,001$ ,  $n=10$ ).  $\varepsilon_c$  juga lebih besar untuk baik model Mogi dan McTigue ketika a diperkirakan dibandingkan ketika d diperkirakan ( $p = 0,0095$  dan  $p = 0,0026$  untuk model Mogi dan McTigue masing-masing, kritis yang disesuaikan Bonferroni  $p=0,01$ ,  $n=15$ ).

**Tabel 2.2 : Nilai kritis  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon_c$ , dihitung dari pemodelan maju dan terbalik.**

	Forward models		Inverse models	
	Estimate	$\varepsilon_c$	Invert	$\varepsilon_c$
Mogi: Varying a	$U_{rmax}$	$0.434 \pm 0.001$	$U_{rmax}$	$0.597 \pm 0.004$
	$U_{zmax}$	$0.371 \pm 0.006$	$U_{zmax}$	$0.519 \pm 0.003$
			$U_{rmax}$ and $U_{zmax}$	$0.526 \pm 0.003$
McTigue: Varying a	$U_{rmax}$	$0.705 \pm 0.004^*$	$U_{rmax}$	$0.817 \pm 0.020^*$
	$U_{zmax}$	$0.588 \pm 0.004$	$U_{zmax}$	$0.726 \pm 0.0001^*$
			$U_{rmax}$ and $U_{zmax}$	$0.732 \pm 0.001^*$
Mogi: Varying d	$U_{rmax}$	$0.432 \pm 0.002$	$U_{rmax}$	$0.538 \pm 0.001$
	$U_{zmax}$	$0.371 \pm 0.006$	$U_{zmax}$	$0.457 \pm 0.002$
			$U_{rmax}$ and $U_{zmax}$	$0.457 \pm 0.002$
McTigue: Varying d	$U_{rmax}$	$0.705 \pm 0.004^*$	$U_{rmax}$	$0.765 \pm 0.042^*$
	$U_{zmax}$	$0.588 \pm 0.004^*$	$U_{zmax}$	$0.686 \pm 0.001^*$
			$U_{rmax}$ and $U_{zmax}$	$0.692 \pm 0.001$

$\Delta U_z$  yang diturunkan dari McTigue dan FE, untuk sumber dengan jari-jari dan kedalaman disimpulkan menggunakan model Mogi dan McTigue (Gbr. 2.7). Sejalan ke model depan,  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  meningkat seiring dengan  $\varepsilon$  dan secara konsisten lebih besar untuk model Mogi dibandingkan model McTigue.  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  juga lebih besar untuk  $\varepsilon$  bervariasi dengan a dibandingkan dengan d, khususnya untuk McTigue model.

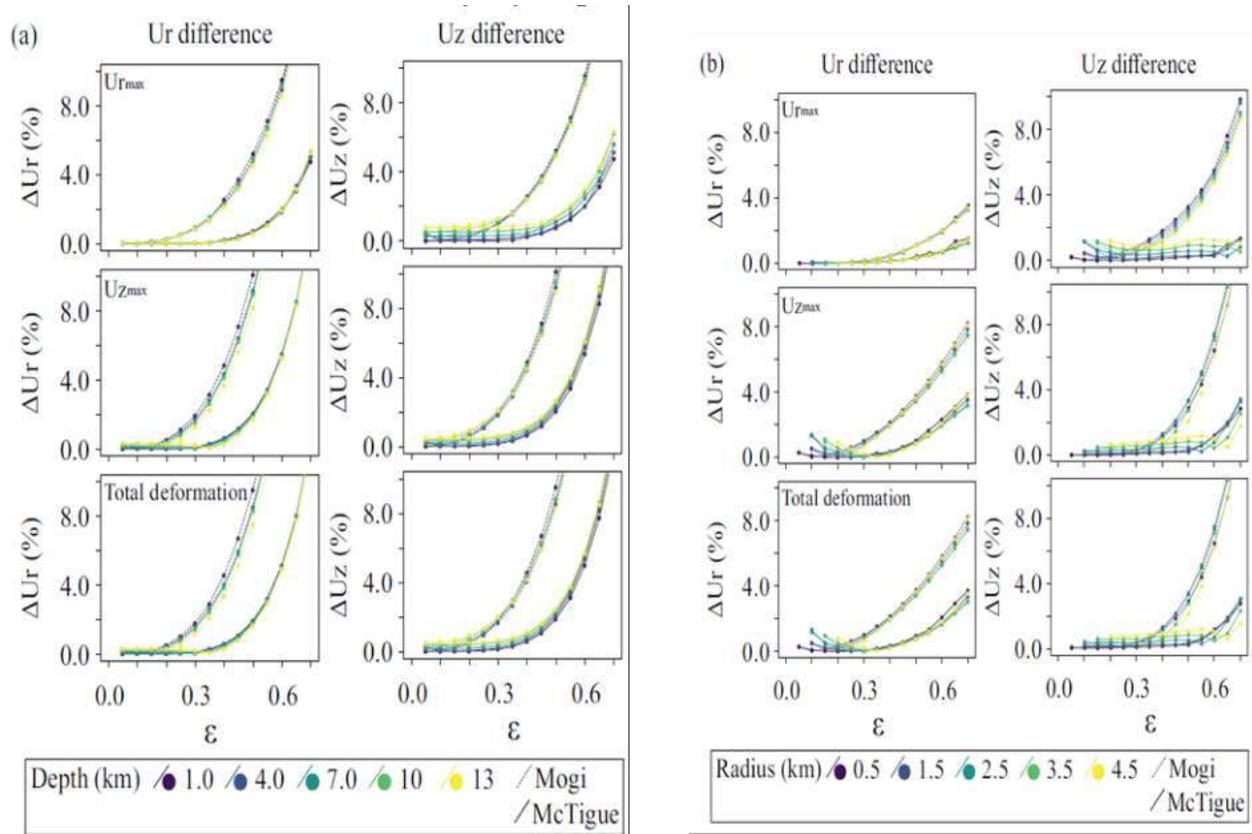


Gambar 2.5 : Korespondensi antara jari-jari sumber dan kedalaman disimpulkan menggunakan model Mogi dan FE, serta McTigue dan FE. Perbedaan dalam (a) jari-jari sumber yang disimpulkan,  $\Delta a$ , dan (b) kedalaman sumber yang disimpulkan,  $\Delta d$ , dievaluasi dengan membalik komponen perpindahan horizontal-radial maksimal,  $U_{rmax}$ , dan vertikal,  $U_{zmax}$ , secara independen dan bersamaan. Gambar 2.S6 menampilkan nilai yang disimpulkan dari a dan d.

## 2.4 Diskusi

Model Mogi (Mogi, 1958), telah banyak digunakan untuk menafsirkan data deformasi tanah akibat pergerakan magma (Amelung et al., 2000), serta dari air tanah dan hidrotermal ekstraksi cairan (Carnece dan Fabriol, 1999; Liu et al., 2016). Model membuat asumsi tentang domain penyematan domain tersebut elastis, homogen dan memiliki permukaan bebas datar dan tentang sumbernya, yang memiliki a rasio radius dan kedalaman kecil ( $a/d$ ,  $\epsilon$ ,  $\ll 1$ ). Efeknya adalah domain penyederhanaan pada bidang perpindahan permukaan telah dilakukan sebelumnya dinilai (misalnya Masterlark, 2007), dan koreksi untuk hal ini dapat diterapkan (misalnya Williams dan Wadge, 1998; Del Negro et al., 2009). Namun batasan  $\epsilon$  untuk

penerapan model Mogi belum tervalidasi (misalnya Lisowski, 2007). Model McTigue (McTigue, 1987) menawarkan perbaikan pada model Mogi, dengan biaya yang relatif kecil biaya komputasi tambahan.



Gambar 2.6 : Variasi antara profil perpindahan yang diturunkan secara analitis dan numerik dari model invers. Perbedaan median pada perpindahan horizontal-radial,  $\Delta U_r$ , dan vertikal,  $\Delta U_z$  komponen diplot untuk (a) radius sumber yang disimpulkan secara analitis bervariasi dengan  $\epsilon$  dan (b) kedalaman sumber yang disimpulkan secara analitis bervariasi dengan  $\epsilon$ . Perbedaan  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  untuk  $\epsilon$  kecil disebabkan oleh kesalahan antara model analitik dan FE (Gbr. 2.7) karena ukuran mesh yang terbatas, keduanya berada pada urutan 10–8m.

Menggunakan asumsi yang sama dari domain elastis dan homogen, dengan permukaan bebas datar, McTigue memperhitungkan dimensi terbatas dari sumber bola untuk memprediksi deformasi vulkanik dan menyimpulkan parameter sumber dengan ketepatan lebih besar. Kami membandingkan komponen perpindahan permukaan yang diprediksi oleh, dan properti sumber disimpulkan dari, model Mogi dan FE, dan McTigue dan model FE untuk memvalidasi kisaran  $\epsilon$  untuk Mogi dan McTigue model harus diterapkan. Kami menetapkan ambang batas kritis untuk perbedaan antara model analitis dan FE menjadi 5%. Hal ini dapat diterima karena

ketidakpastian yang timbul dari pemodelan gunung berapi pada dasarnya besar. Gunung berapi adalah sistem alami yang secara intrinsik tidak dapat diprediksi karena mereka menunjukkan perilaku stokastik dan sangat nonlinier - semuanya vulkanik sistem harus disederhanakan untuk membuat model mudah diatur (Sparks, 2003). Ketidakpastian lebih lanjut muncul melalui data pemantauan yang dikumpulkan dari instrumen yang memiliki akurasi terbatas, seringkali dalam jangka waktu tertentu dan/atau susunan instrumen yang jarang secara spasial. Oleh karena itu, model hasilnya sering kali menjangkau rentang yang luas (misalnya Becerril dkk., 2013), atau saling terkait dengan fungsi kepadatan probabilitas (misalnya Anderson dan Segall, 2011).

#### **2.4.1 Finite body effects**

Kami menemukan kesepakatan antara model Mogi dan FE untuk cakupan yang lebih luas kisaran  $\epsilon$  dari yang diasumsikan sebelumnya. Hasil forward model menunjukkan bahwa  $U_{max}$  dan  $U_{zmax}$  yang diturunkan dari Mogi dan FE berada dalam 5% ketika  $\epsilon < 0,37$ . Untuk model invers, kami menemukan bahwa Mogi dan FE  $a$  dan  $d$  berada dalam 5% ketika  $\epsilon < 0,46$ . Untuk  $\epsilon$  di bawah nilai-nilai ini, efek tubuh yang terbatas dapat diabaikan. Jadi, keduanya maju dan hasil model terbalik menunjukkan hal itu, untuk menafsirkan perpindahan permukaan bidang, membatasi penerapan model Mogi ke  $\ll d$ , atau  $a/d \ll 1$  tidak diperlukan. McTigue model membuat koreksi tingkat tinggi untuk efek tubuh yang terbatas ini, oleh karena itu model ini tampil lebih baik korespondensi dengan model FE untuk  $\epsilon$  yang lebih besar. Berasal dari McTigue dan FE  $U_{max}$  dan  $U_{zmax}$  berada dalam 5% ketika  $\epsilon < 0,59$  dan McTigue- dan FE  $a$  dan  $d$  berada dalam 5% ketika  $\epsilon < 0,69$ . McTigue (1987) menunjukkan secara analitis bahwa efek benda terbatas pada peningkatan permukaan sering kali kecil, sebuah kesimpulan yang didukung oleh hasil numerik kami.

Oleh karena itu kami lebih percaya pada hasil pemodelan Mogi di gunung berapi dimana  $\epsilon < 1$ , termasuk di Soufrière Hills, Montserrat ( $\epsilon \lesssim 0,46$ ), (Widiwijayanti, 2005).

#### **2.4.2 Non-unique $\epsilon$**

Meskipun kami menemukan bahwa model Mogi dapat diterapkan pada wilayah yang lebih luas kisaran  $\epsilon$  dari asumsi sebelumnya, kami tidak memperoleh nilai unik  $\epsilon_c$  (Gbr. 3). Rata-rata  $\epsilon_c$ , yang menunjukkan ketidaksesuaian antara solusi Mogi dan FE adalah 5%, lebih besar untuk model invers dibandingkan model forward.

Untuk perbandingan antara model McTigue dan FE,  $\epsilon$  juga sama lebih besar untuk model invers daripada model forward. Oleh karena itu, kami memiliki lebih banyak kepercayaan diri menggunakan model analitis untuk membalikkan bidang perpindahan memperkirakan parameter sumber deformasi, daripada yang kita prediksi bidang perpindahan dari sumber yang sudah diketahui, khususnya ketika d. Pemodelan terbalik digunakan untuk mengkorelasikan perpindahan yang diamati bidang dengan karakteristik sumber (Amelung et al., 2000), dan bahkan ketika model FE kemudian digunakan, model analitis tetap digunakan sering digunakan untuk menghitung perkiraan pertama parameter sumber (mis. Bonaccorso dkk., 2005).

Sehingga diperoleh  $\epsilon$  yang lebih besar untuk model invers adalah hasil yang berguna.  $\epsilon$  bervariasi antara model maju dan terbalik, tetapi juga bergantung pada komponen perpindahan yang disimulasikan (forward model) atau terbalik (model inversi) (Gbr.2.3). Untuk forward model,  $\epsilon$  secara signifikan lebih besar untuk memperkirakan  $U_{max}$  daripada  $U_{zmax}$  ( $p < 0,001$  untuk perbandingan Mogi dan McTigue), dan untuk model invers,  $\epsilon$  secara signifikan lebih besar untuk membalikkan  $U_{max}$ , dibandingkan dengan  $U_{zmax}$  ( $p < 0,001$  untuk perbandingan Mogi dan McTigue). Hasil ini menyarankan bahwa sebaiknya membalikkan perpindahan horizontal-radial dalam model analitis, bertentangan dengan penelitian sebelumnya yang mana membalikkan komponen vertikal GNSS (misalnya Puglisi dan Bonforte, 2004) atau pengukuran InSAR (misalnya Tiampo et al., 2017), namun data perpindahan radial yang akurat tidak banyak tersedia.

Model analitik sangat berguna untuk menafsirkan data InSAR dari gunung berapi yang terpencil dan tidak dapat diakses dimana sensor berbasis darat tidak dapat melakukannya dikerahkan, dan data kalibrasi diperlukan untuk lebih kompleks, realistis model numerik tidak dapat dikumpulkan. Sayangnya perpindahan horizontal yang dihitung dari garis pandang InSAR perpindahan dikaitkan dengan ketidakpastian yang besar, khususnya di arah Utara-Selatan (Henderson dan Pritchard, 2017). Namun, di mana stasiun GNSS dapat dikerahkan, ketidakpastian data ini menjadi besar lebih besar ke arah vertikal (Eckl et al., 2001). Jadi, meskipun korespondensi model analitis-FE lebih baik untuk rentang  $\epsilon$  yang lebih luas ketika komponen radial-horizontal dari bidang deformasi dievaluasi, jika data InSAR dipertimbangkan, kemungkinan besar evaluasi bidang deformasi vertikal lebih disukai.

Korespondensi antara model analitis dan FE juga bergantung pada apakah  $\epsilon$  divariasikan dengan a atau d. Untuk model maju,  $\epsilon$  tidak bergantung pada apakah  $\epsilon$  bervariasi dengan a atau

d. Hal ini sejalan dengan asumsi sebelumnya (misalnya Lisowski, 2007) bahwa itu adalah rasio  $a$  dan  $d$  (yaitu  $\varepsilon$ ), bukan nilai  $a$  dan  $d$  yang menentukan penerapan model Mogi atau McTigue (Gbr.2.3). Namun, ketika  $\varepsilon$  meningkat dengan  $a$ ,  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  meningkat secara kuasi-eksponensial, sedangkan ketika  $\varepsilon$  meningkat dengan  $d$ , laju kenaikan  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  adalah lebih kecil, dan sering kali stagnan. Kenaikan  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  untuk  $\varepsilon$  semakin meningkat dengan  $a$  dikaitkan dengan model analitik yang meremehkan (model McTigue), atau tidak bereproduksi (model Mogi), perubahannya lebar profil perpindahan (dihitung menggunakan titik belok, Gambar 2.5) diprediksi oleh model FE. Ketika  $\varepsilon$  meningkat dengan  $d$ , perubahan perpindahan lebar profile diprediksi, namun keduanya diabaikan, oleh analitis model. Untuk model inversi Mogi dan McTigue digunakan perbandingan,  $\varepsilon_c$  lebih besar untuk memperkirakan  $a$  dibandingkan untuk memperkirakan  $d$ . Jika  $\Delta U_r$  dan  $\Delta U_z$  lebih kecil untuk  $\varepsilon$  yang bervariasi dengan  $d$  dibandingkan dengan inversi dimana  $\varepsilon_c$  dihitung hanya menggunakan perpindahan horizontal-radial dan/atau vertical maksimal. Jika lebih banyak perpindahan data yang digunakan, hasilnya menunjukkan bahwa  $\varepsilon_c$  akan lebih besar untuk  $\varepsilon$  yang bervariasi dengan  $d$  dibandingkan dengan  $a$ , karena korespondensi keseluruhan melintasi profil perpindahan lebih besar untuk sumber dengan  $d$  kecil dibandingkan dengan  $a$  besar (untuk  $\varepsilon$  yang sama). Jadi, untuk model maju dan terbalik,

Maka disarankan agar model Mogi dan McTigue berperforma lebih baik ketika rasio sumber deformasi  $a/d$  meningkat dengan  $d$  kecil dibandingkan dengan  $a$  besar.

### 2.4.3 Limitasi

Kami menemukan kesesuaian yang baik antara model Mogi, McTigue dan FE untuk rentang  $\varepsilon$  yang lebih luas dari yang diasumsikan sebelumnya. Seperti yang diharapkan, ada korespondensi yang baik antara model McTigue dan FE untuk  $a$  rentang  $\varepsilon$  yang lebih luas dibandingkan model Mogi dan FE. Namun, keduanya Mogi dan model McTigue didasarkan pada banyak penyederhanaan lainnya mempengaruhi penerapannya untuk menafsirkan bidang perpindahan permukaan (misalnya Masterlark, 2007). Seperti pada semua model gunung berapi, Mogi dan McTigue, model-model tersebut tentu menyederhanakan model vulkanik yang kompleks dan seringkali kurang dipahami sistem yang memungkinkan fenomena alam dijelaskan secara kuantitatif.

Mensimulasikan reservoir amagma sebagai bola kecil (Mogi) atau terbatas anomali bola (McTigue) salah; Reservoir magma terdiri dari magma itu sendiri, batu yang meleleh ada dalam wilayah terbatas di dalam kristal di samping cairan magmatik yang terkelupas (Edmonds et al., 2019). Bentuk wilayah ini kemungkinan besar tidak beraturan dan tidak bulat. Mengubah bentuk reservoir magma akan mengubah deformasi pola (misalnya Currenti, 2018). Selain itu, reservoir magma tidak tertanam dalam domain elastis homogen. Suhu tinggi dari badan magma mengurangi viskositas batuan di sekitarnya beberapa kali lipat besarnya (Segall, 2019), dan memasukkan viskoelastisitas ke dalam a model mempengaruhi pola dan besarnya deformasi (misalnya Arus dkk., 2010; Kepala dkk., 2019). Daerah vulkanik seringkali berlapis-lapis endapan dengan kekakuan yang sangat berbeda (misalnya Hickey dkk., 2017); heterogenitas dapat memperkuat atau membungkam vektor perpindahan (misalnya Manconi dkk., 2007; Geyer dan Gottsmann, 2010), dan mempengaruhi rasio horizontal terhadap komponen perpindahan vertikal (Hautmann et al., 2010).

Selain itu, topografi di sekitar gunung berapi jarang datar, dan landai atau tebing mempengaruhi deformasi (misalnya Cayol dan Cornet, 1998; Hickey et al., 2016; Johnson dkk., 2019). Hal ini juga tidak mungkin terjadi pada sumber tekanan tetap konstan. Terlepas dari keterbatasan ini, model Mogi dan McTigue yang sederhana memilikinya berkinerja baik dalam geodesi gunung berapi, dan tetap digunakan dengan baik untuk menafsirkan deformasi (misalnya Liang dan Dunham, 2020). Kami menunjukkan bahwa penerapannya model Mogi, yang berkaitan dengan  $\epsilon$ , kemungkinan besar lebih besar dari diasumsikan sebelumnya, karena korespondensinya dengan hasil FE ketika  $\epsilon = 1$ . Kami juga menunjukkan penerapan model McTigue lebih besar dari perkiraan sebelumnya. Untuk reservoir magma ada a batasan  $\epsilon$  yang ditentukan oleh kekuatan negara yang mendasarinya batu. Melebihi batas ini akan mengakibatkan patahan tarik (misalnya Grosfils, 2007; Zhan dkk., 2017). Mengukur batas ini berada di luar cakupan hal ini kertas, namun kami berpendapat bahwa kemungkinan besar hanya terdapat sedikit, jika ada, magma reservoir dengan dimensi di luar kisaran yang dapat dijelaskan oleh model McTigue. Namun karena banyaknya asumsi lainnya yang dibuat oleh model Mogi dan McTigue, model ini paling baik digunakan memberikan estimasi orde pertama dari parameter sumber deformasi. Untuk beberapa skenario, terutama di gunung berapi terpencil, hal ini mungkin saja dibutuhkan.

#### 2.4.4 Model Kīlauea: Latar belakang

Gunung Berapi Kīlauea adalah gunung berapi perisai basaltik di pulau Hawai'i. Vulkanisme di sepanjang rangkaian gunung bawah laut Kaisar-Hawaii dan pulau-pulau, termasuk Hawai'i, dikaitkan dengan hotspot Hawaii, Anomali pencairan mantel paling produktif di bumi (Poland et al., 2014).

Kīlauea adalah salah satu gunung berapi yang paling terpantau di Bumi (misalnya Garcia, 2015), dan data geodetik, seismik, dan petrologi telah digunakan untuk membatasinya sistem perpipaan magmatik di Kīlauea (misalnya Edmonds dkk., 2013; Lin dkk., 2014; Polandia dan Carbone, 2016). Sistem perpipaan ini mencakup dua reservoir magma di bawah puncak Kīlauea, Selatan Waduk Kaldera pada kedalaman sekitar 3 – 4 km, dan lebih kecil Waduk Halema'uma'u dengan kedalaman sekitar 1 – 2 km (Poland et al., 2014). Telah terjadi hubungan langsung antara Waduk Halema'uma'u dan puncak Kīlauea. Antara tahun 2010 dan 2018 terdapat danau lava yang hampir terus menerus aktif di puncak (Patrick et al., 2016). Danau lava ini terhubung langsung dengan Waduk Halema'uma'u melalui ventilasi terbuka (misalnya Patrick et al., 2019).

Zona Rift Timur dan Barat Daya Kīlauea (masing-masing ERZ dan SWRZ) terhubung ke Reservoir Kaldera Selatan melalui saluran di kedalaman sekitar 3 km (Poland et al., 2014). Aktivitas vulkanik di dalamnya ERZ berlanjut antara tahun 1983 dan 2018 (Orr et al., 2015). Di Sini yang terlihat jelas pada data GNSS. Deflasi tersebut disebabkan oleh penurunan tekanan di Waduk Halema'uma'u (dan penurunan danau lava yang terkait level) saat magma dialirkan ke ERZ (Lundgren et al., 2013; Orr et al., 2015). Besarnya perubahan tekanan di Halema'uma'u Waduk dapat dihitung menggunakan data kemiringan dari puncak Kīlauea (Patrick dkk., 2015).

Tabel 2.3 : Parameter model untuk dua peristiwa intrusi di Kīlauea (Jessica.J dkk, 2021)

	Symbol	Definition	Units	Value(s)
Domain parameters	$G$	Shear modulus	GPa	4.0
	$\nu$	Poisson's ratio	-	0.25
Source parameters	$\Delta P$	Overpressure	MPa	-3.73, -3.55
	$a$	Radius	km	0.40 – 1.10
	$d$	Depth	km	1.00 – 3.00

Domainnya homogen, elastis dan mempunyai permukaan bebas datar dan sumbernya berbentuk bola. Sumber tekanan berlebih disimpulkan dari pengukuran kemiringan;  $-3,73$  dan  $-3,55$  MPa adalah tekanan berlebih untuk peristiwa masing-masing pada bulan Juni 2007 dan Maret 2011. 50 dengan jarak yang sama nilai radius dan kedalaman sumber diuji.

Penelitian sebelumnya, termasuk Johnson et al. (2010); tukang roti dan Amelung (2012); Chouet dan Matoza (2013); Edmonds dkk. (2013); Anderson dkk. (2015), telah menggunakan berbagai geodesi, geofisika dan kumpulan data geokimia dari kejadian intrusif untuk membatasi secara akurat properti dan lokasi Waduk Halema'uma'u. Kami mengambil cara yang berbeda pendekatan dengan membandingkan geometri (radius dan kedalaman) dari Waduk Halema'uma'u yang disimpulkan dengan data yang sama (berasal dari GNSS deformasi) digunakan dalam model Mogi, McTigue dan FE, sehingga memperluas analisis yang dijelaskan sebelumnya dalam naskah ini di mana hanya data deformasi sintetik yang dipertimbangkan. Ketiganya model ini telah banyak digunakan untuk menyimpulkan sifat reservoir magma baik di Kīlauea maupun gunung berapi di tempat lain, namun sampai saat ini masih ada belum ada perbandingan langsung dari sifat sumber deformasi yang disimpulkan menggunakan model-model ini, maupun batasan penerapan keduanya model analitis. kami mencontohkan dua peristiwa selama periode ini: 'Hari Ayah' bulan Juni 2007 peristiwa dan Letusan Celah Kamoamoā Maret 2011.

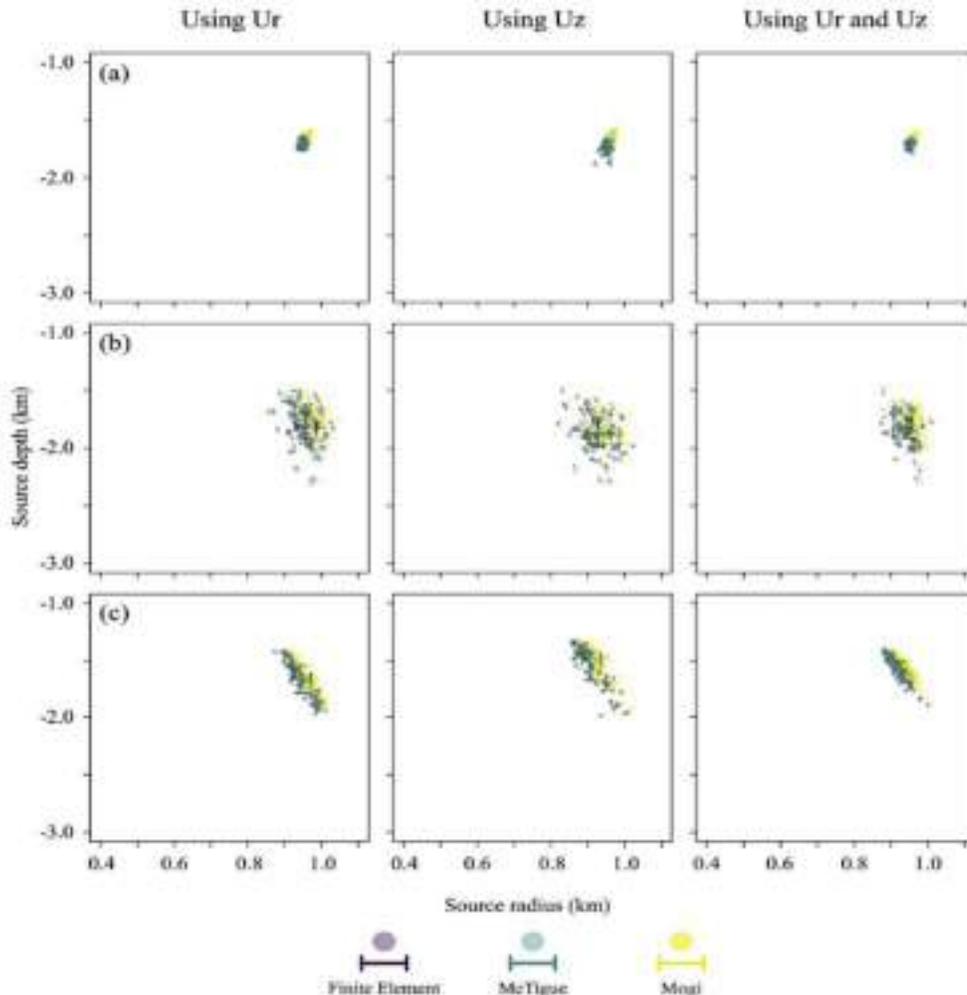
Dua peristiwa ini dikaitkan dengan deflasi yang signifikan di puncak Kīlauea, yang terlihat jelas pada data GNSS. Deflasi tersebut disebabkan oleh penurunan tekanan di Waduk Halema'uma'u (dan penurunan danau lava yang terkait level) saat magma dialirkan ke ERZ (Lundgren et al., 2013; Orr et al., 2015). Besarnya perubahan tekanan di Waduk Halema'uma'u dapat dihitung menggunakan data kemiringan dari puncak Kīlauea (Patrick dkk., 2015). Penelitian sebelumnya, termasuk Johnson et al. (2010); Baker dan Amelung (2012); Chouet dan Matoza (2013); Edmonds dkk. (2013); Anderson dkk. (2015), telah menggunakan berbagai geodesi, geofisika dan kumpulan data geokimia dari kejadian intrusif untuk membatasi secara akurat properti dan lokasi Waduk Halema'uma'u. Kami mengambil cara yang berbeda pendekatan dengan membandingkan geometri (radius dan kedalaman) dari Waduk Halema'uma'u yang disimpulkan dengan data yang sama (berasal dari GNSS deformasi) digunakan dalam model Mogi, McTigue dan FE, sehingga memperluas analisis yang dijelaskan sebelumnya di mana hanya data deformasi sintetik yang dipertimbangkan.

Ketiga model ini telah banyak digunakan untuk menyimpulkan sifat reservoir magma baik di Kīlauea maupun gunung berapi di tempat lain, namun sampai saat ini masih ada belum ada perbandingan langsung dari sifat sumber deformasi yang disimpulkan menggunakan model-model ini, maupun batasan penerapan model analitis keduanya.

#### **2.4.5 Model Kīlauea: Metodologi**

Pengukuran GNSS selama dua puluh satu hari dianalisis untuk setiap peristiwa intrusi (data pada Tabel 2.3). Data dari dua stasiun GNSS (BYRL dan UWEV) dipertimbangkan untuk acara Juni 2007, dan dari tiga GNSS stasiun (BYRL, CRIM, UWEV) untuk acara Maret 2011. Fungsi langkah dipasang ke deret waktu GNSS dan digunakan untuk menentukan perubahan rata-rata dalam perpindahan timur, utara dan vertikal baik untuk peristiwa maupun yang terkait standar deviasi (Gbr. 2.7). Data perpindahan dicatat selama peristiwa tersebut (periode 48 jam yang berpusat pada perubahan perpindahan maksimum) dikeluarkan dari analisis statistik. Kami menggabungkan efek ketidakpastian pengukuran GNSS dengan mengambil sampel Gaussian ( $n=100$ , nilai pada Tabel 2.3) untuk setiap komponen perpindahan, di setiap stasiun.

Model Mogi dan McTigue mengasumsikan homogenitas radial, jadi semuanya Perpindahan timur dan utara yang diturunkan dari GNSS diputar menjadi komponen horizontal-radial, menggunakan lokasi Halema'uma'u Reservoir disimpulkan oleh Anderson et al. (2015). Hasil ini ditampilkan pada Gambar. 2.8.



Gambar 2.7 : Kombinasi radius-kedalaman yang paling sesuai untuk tiga model yang menggunakan perpindahan horizontal-radial ( $U_r$ ), vertikal ( $U_z$ ), dan gabungan ( $U_r$  dan  $U_z$ ). (a) Peristiwa Juni 2007, (b) Maret 2011 peristiwa dan (c) gabungan peristiwa Juni 2007 dan Maret 2011. Setiap titik mewakili rata-rata 5% kombinasi kedalaman radius yang paling sesuai ( $n=124$ ); satu poin untuk masing-masing GNSS pengamatan dalam sampel Gaussian ( $n = 100$ ). Bilah kesalahan menunjukkan rata-rata dan deviasi standar dari semua sampel observasi GNSS (Jessica.J dkk,2021)

Deformasi puncak selama peristiwa intrusif ini disebabkan untuk mengurangi tekanan berlebih pada sumber. Perubahan ini terjadi pada sumber tekanan berlebih dihitung dari pengukuran kemiringan radial pada tiltmeter UWE di KTT Kīlauea. Data kemiringan hanya digunakan untuk tujuan ini; hanya Data GNSS dipertimbangkan dalam analisis deformasi. Perubahan kemiringan untuk setiap peristiwa didefinisikan sebagai perbedaan kemiringan radial di UWE dalam periode waktu 'sebelum' dan 'sesudah' yang sama dengan yang digunakan dalam GNSS analisis data. Tabel 2.3 berisi data ini. Sebelum tahun 2018, deformasi permukaan di puncak Kīlauea berkorelasi linier dengan tingkat lava danau yang berhubungan langsung dengan

waduk Halema'uma'umagma (Patrick dkk., 2015). Akibatnya kemiringan radial diukur di Kīlauea KTT dapat digunakan untuk memperkirakan secara langsung tekanan reservoir magma. Untuk kepadatan magma  $1750 \text{ kg.m}^{-3}$ , perubahan kemiringan radial sebesar  $1\mu\text{Rad}$  di UWE sesuai dengan perubahan tekanan berlebih sebesar  $0,086 \text{ MPa}$  (Patrick dkk., 2015). Dengan menggunakan metodologi ini, tekanan berlebih berubah terkait dengan kejadian bulan Juni 2007 dan Maret 2011 masing-masing adalah  $\Delta P = -3,73$  dan  $-3,55 \text{ MPa}$ .

Seperti sebelumnya, kita menggunakan domain elastis dan homogen sederhana dengan bidang datar permukaan bebas. Parameter model ditentukan pada Tabel 2.3. Suhu tinggi Waduk Halema'uma'u akan menyebabkan batuan di sekitarnya ikut terkikis memiliki suhu di atas transisi getas-ulet, dan akibatnya mempunyai komponen viskoelastik pada perilakunya. Namun, selama periode waktu singkat kami menyelidiki, komponen elastis dari respon materi akan mendominasi (misalnya Head et al., 2019), seperti bahwa asumsi elastisitas merupakan penyederhanaan yang tepat. Heterogenitas, termasuk patahan, patahan dan pelapisan mempengaruhi deformasi (misalnya Manconi et al., 2007), dan akibatnya kesimpulan deformasi parameter sumber (misalnya Segall, 2019). Namun, secara akurat membatasi heterogenitas berskala kecil, seperti heterogenitas yang dapat digabungkan dalam model skala lokal kami, akan memerlukan data survei geofisika dikumpulkan pada resolusi tinggi yang tidak layak. Oleh karena itu, asumsi tersebut homogenitas sudah tepat. Topografi memiliki pengaruh yang lebih kecil pada bidang deformasi dibandingkan asumsi Mogi lainnya, termasuk homogenitas (Masterlark, 2007), meskipun variasi ketinggian ketinggian (dan sehingga pemisahan sumber-permukaan) dan adanya pengaruh lereng yang curam bidang perpindahan (Cayol dan Cornet, 1998; Williams dan Wadge, 1998). Model kami hanya memperhatikan puncak Kīlauea; Stasiun GNSS dipisahkan kurang dari  $4 \text{ km}$  dan terletak di darat pada ketinggian yang sama, dan dengan kecuraman lereng yang sama. Jadi, dengan asumsi permukaan bebas datar merupakan asumsi yang sesuai.

Pencarian grid digunakan dalam model Mogi, McTigue dan FE untuk menentukan kombinasi radius dan kedalaman sumber yang paling sesuai untuk setiap peristiwa. Radius sumber bervariasi antara  $0,40$  dan  $1,10 \text{ km}$  (95% interval kepercayaan Anderson et al., 2015), dan kedalaman sumber yang relative dibatasi dengan buruk (misalnya Anderson et al., 2015), bervariasi antara  $1,0$  dan  $3,0 \text{ km}$ , kemungkinan kisaran kedalaman untuk Waduk Halema'uma'u (misalnya Lundgren et al., 2013; Poland et al., 2014; Anderson et al., 2015; Neal dkk., 2019). Hal ini memberikan rasio kedalaman radius yang diuji ke atas  $0,13$ . 50 nilai radius dan kedalaman

sumber dengan jarak yang sama dievaluasi (total 2500 kombinasi, Tabel 2.3 untuk parameter model). Hasilnya adalah diabaikan jika nilai radius dan kedalaman sumber tidak sesuai.

#### 2.4.6 Hasil

Dengan menggunakan data sintetik, kami menemukan korespondensi antara analitis dan model numerik berbeda dengan komponen perpindahan ( $U_r$  atau  $U_z$ ) yang dianalisis. Untuk mempertimbangkan validitas kesimpulan ini saat menggunakan data observasi, kami terus mengevaluasi hasil yang disimpulkan menggunakan komponen perpindahan radial dan vertikal secara mandiri dan serentak. Jadi, untuk setiap model (Mogi, McTigue dan FE), mereka tidak cocok antara komponen perpindahan radial dan vertikal yang dimodelkan dan diamati dihitung di setiap stasiun GNSS, untuk setiap kedalaman radius kombinasi dalam sampel Gaussian. Hasil ini dijumlahkan, memberikan radial,  $M_r$ , vertikal,  $M_z$ , dan radial dan vertikal,  $M_{rz}$  tidak cocok. Untuk Misalnya, diberikan kombinasi radius-kedalaman  $r_1, d_1$ :

$$M_r(r_1, d_1) = \sum_i \left[ \frac{(U_{r_i}(r_1, d_1) - D_{r_i})}{\sigma_{r_i}} \right]^2 \quad (14)$$

$$M_z(r_1, d_1) = \sum_i \left[ \frac{(U_{z_i}(r_1, d_1) - D_{z_i})}{\sigma_{z_i}} \right]^2 \quad (15)$$

$$M_{rz}(r_1, d_1) = M_r(r_1, d_1) + M_z(r_1, d_1) \quad (16)$$

dimana  $U_{ri}$  dan  $U_{zi}$  adalah model perpindahan horizontal-radial dan vertical komponen,  $D_{ri}$  dan  $D_{zi}$  adalah observasi GNSS dan  $\sigma_{ri}$  dan  $\sigma_{zi}$  adalah ketidakpastian terkait,  $i$  menunjukkan stasiun GNSS.

Ketidaksesuaian dihitung untuk bulan Juni 2007 (data menunjukkan hasil dari stasiun BYRL dan UWEV) dan kegiatan pada Maret 2011 (Data menunjukkan hasil dari stasiun BYRL, CRIM dan UWEV). Ketidaksesuaian dari kedua kejadian tersebut juga dijumlahkan untuk gabungan  $M_r$ ,  $M_z$ , dan  $M_{rz}$ . Untuk setiap perpindahan yang diamati (dalam sampel Gaussian), lalu dihitung kombinasi radius dan kedalaman sumber yang paling sesuai, misalnya Model Mogi, McTigue dan FE (Gbr.9.8). Ada perbedaan yang jelas di dalamnya nilai dan rentang kombinasi kedalaman radius yang paling sesuai bergantung tentang apakah  $U_r$  dan  $U_z$  dievaluasi secara independen atau bersamaan, tetapi sedikit perbedaan antara hasil yang diperoleh dengan menggunakan Mogi, Model McTigue dan FE.

Untuk membandingkan radius dan kedalaman sumber optimal untuk setiap model, kami melakukan analisis statistik pada kedalaman radius 5% yang paling sesuai kombinasi disimpulkan menggunakan model Mogi, McTigue dan FE (Tabel S4). Dengan menggunakan uji Kruskal-Wallis dan post-hoc Dunn, kami menguji perbedaannya antara jari-jari sumber Mogi, McTigue dan FE yang paling pas dan kedalaman. Koreksi Bonferroni diterapkan pada nilai  $p$  untuk diperhitungkan beberapa perbandingan, dan tingkat signifikansi 0,05 digunakan (semua statistic hasil pada Tabel S5). Kami tidak menemukan perbedaan antara jari-jari sumber yang paling sesuai atau kedalaman disimpulkan menggunakan model FE dan McTigue, apa pun perpindahannya komponen ( $U_r$  atau  $U_z$  atau  $U_r$  dan  $U_z$ ) atau peristiwa yang mana (Juni 2007, Maret 2011 atau gabungan) diuji (Gbr. 2.8). Membandingkan FE dan model Mogi, kami menemukan perbedaan yang signifikan dalam sumber yang disimpulkan radius, namun perbedaan yang lebih sedikit pada kedalaman sumber yang paling pas. Untuk bulan Juni Peristiwa tahun 2007, jari-jari sumber yang disimpulkan menggunakan model Mogi signifikan lebih besar dari jari-jari yang disimpulkan menggunakan model FE atau McTigue ( $p < 0,002$ ); model Mogi meremehkan deformasi permukaan dihasilkan oleh sumber deformasi dengan radius lebih besar. Korespondensi antar Model Mogi dan FE juga bergantung pada arah perpindahan data yang dievaluasi. Perbedaan antara sumber yang disimpulkan kedalaman hanya berbeda antara kedua model ini ketika horizontal-radial komponen perpindahan ( $U_r$ ) dipertimbangkan; tidak ada perbedaan ketika kedalaman sumber disimpulkan hanya menggunakan vertikal ( $U_z$ ), atau komponen perpindahan gabungan ( $U_r$  dan  $U_z$ ). Tahap akhir dari analisis kami adalah perbandingan model dan vektor perpindahan permukaan yang diamati. Kami memilih 124 (5%) dari kombinasi kedalaman radius dengan model Mrz untuk FE terkecil. Itu komponen perpindahan horizontal-radial dan vertikal yang dihasilkan oleh sumber-sumber dalam model Mogi, McTigue dan FE dibandingkan sampel Gaussian dari pengamatan GNSS (Gambar 10, Gambar. Tampilan S8 dan S9 hasil untuk setiap model secara terpisah). Ada korespondensi yang bagus antara semua model, namun untuk beberapa stasiun terdapat korespondensi yang relatif buruk antara perpindahan yang diturunkan dari model dan GNSS.

Di dalam Juni 2007,  $U_r$  dan  $U_z$  di stasiun UWEV berhubungan dengan pengamatan GNSS. Namun, di stasiun BYRL  $U_z$  diremehkan, dan di sana adalah ketidaksesuaian antara arah vektor perpindahan; GNSS pengamatan tidak berorientasi radial ke Waduk Halema'uma'u, sedangkan ketiga model hanya mensimulasikan perpindahan radial. Ini adalah sebuah keterbatasan

penerapan model analitik sederhana pada sistem vulkanik yang kompleks. Pada bulan Maret 2011, terdapat korespondensi yang baik antara Ur di BYRL dan CRIM, tapi Ur diremehkan oleh ketiga model di UWEV. Sebaliknya, Uz yang dimodelkan dan diamati di stasiun UWEV sesuai, tetapi di CRIM dan UWEV, Uz yang dimodelkan masing-masing terlalu tinggi dan terlalu rendah.

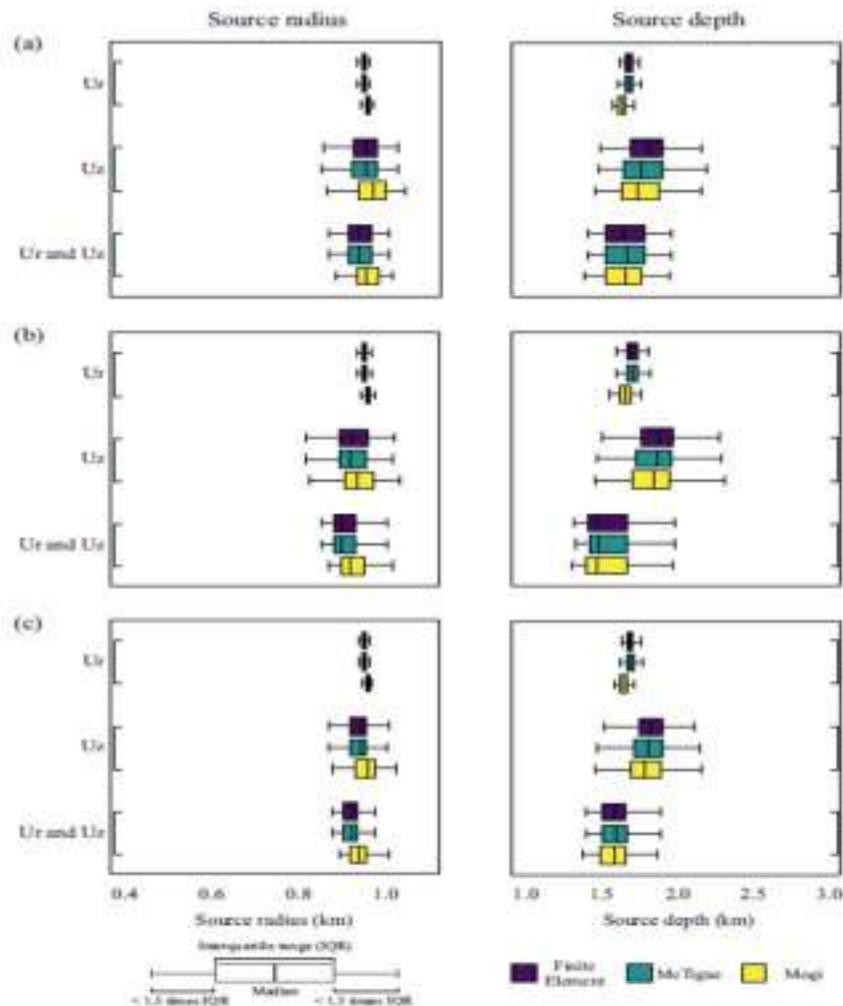
#### **2.4.7 Kesimpulan**

Data perpindahan permukaan yang diturunkan dari GNSS dari dua peristiwa intrusiv di Gunung Berapi Kīlauea diinterpretasikan menggunakan model Mogi, McTigue dan FE untuk mengukur perbedaan kesimpulan yang dibuat menggunakan ketiga model ini. Ini prosedur menghasilkan hasil yang sama seperti untuk data sintetis. Pertama, ada korespondensi yang baik antara model Mogi dan FE, bahkan ketika  $\varepsilon = 1$  (kombinasi radius-kedalaman yang paling cocok memiliki  $\varepsilon < 0,73$ ), tetapi korespondensinya lebih baik antara model McTigue dan FE. Kedua, di mana Model Mogi dan FE berbeda, model Mogi melebih-lebihkan sumbernya radius - model Mogi meremehkan besarnya perpindahan bidang. Ketiga, ada kesepakatan yang lebih baik antara Mogi dan Model FE ketika komponen perpindahan horizontal-radial data dievaluasi, dibandingkan dengan ketika data vertikal, atau digabungkan komponen horizontal-radial dan vertikal dievaluasi. Hasil ini juga menunjukkan keterbatasan model Mogi dan McTigue. Ada kurangnya korespondensi antara pengamatan GNSS dan memodelkan hasil di beberapa stasiun, yang dikaitkan dengan asumsi homogenitas, topografi datar dan elastisitas dibuat dalam model sederhana ini. Untuk simulasi kami, kehadiran tebing curam di sekitar kaldera puncak Kīlauea kemungkinan besar memiliki dampak khusus efek signifikan pada bidang perpindahan (Johnson et al., 2019), namun ketika model Mogi dan McTigue diterapkan di tempat lain, khususnya untuk menilai perpindahan permukaan pada wilayah yang lebih luas dan dalam jangka waktu yang lebih lama, pengabaian terhadap heterogenitas dan viskoelastisitas juga mungkin signifikan (misalnya Masterlark, 2007; Del Negro dkk., 2009).

Dalam penelitian ini kami menguji korespondensi antara dua analisis sederhana model - Mogi dan McTigue - dan model FE untuk deformasi sumber dengan kisaran rasio radius dan kedalaman. Kami menghitung batasnya penerapan model analitik yang sederhana namun banyak digunakan ini, dan memberikan panduan untuk penerapannya ketika menafsirkan deformasi data dan membandingkan model yang lebih kompleks. Korespondensi ini diuji untuk analisis

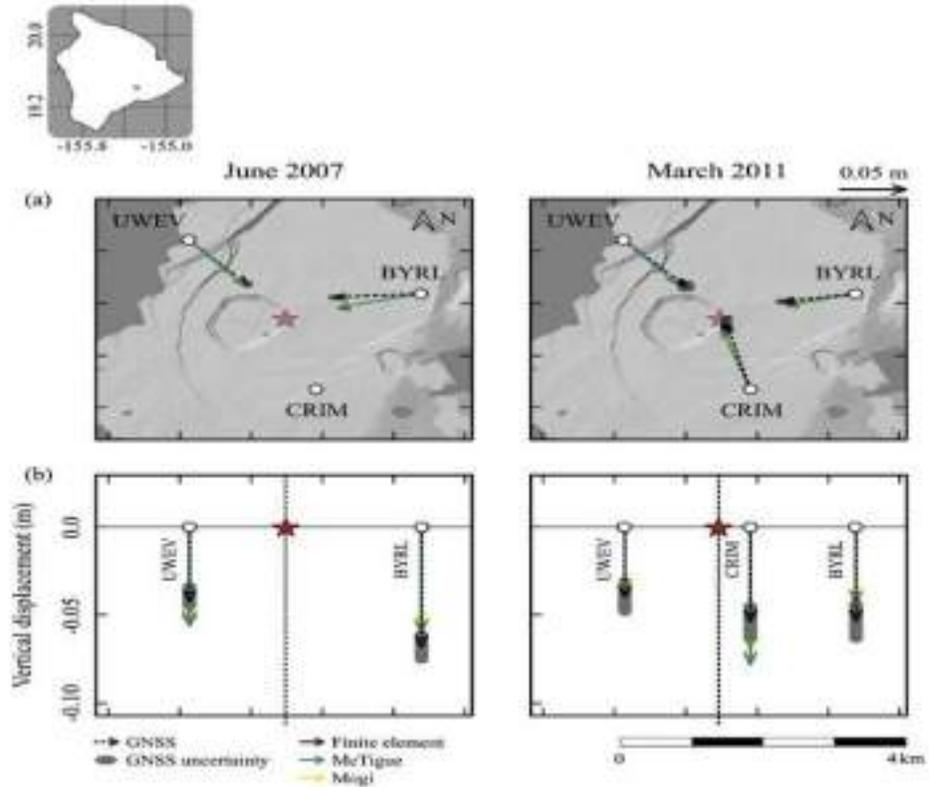
perpindahan sintetik maju dan mundur data, dan untuk memperkirakan parameter sumber selama kerusuhan yang diamati GNSS episode di Gunung Berapi Kīlauea.

Model Mogi menyederhanakan sumber deformasi menjadi bola kecil anomali, memerlukan  $\varepsilon > 1$ . Model McTigue memperluas model Mogi, memberikan koreksi tingkat tinggi untuk memperhitungkan dampak sumber deformasi bola dengan dimensi terbatas. Kami menemukan bahwa Model Mogi berkinerja lebih baik dari yang diharapkan untuk  $\varepsilon > 1$ . Ketidaksesuaian antara keduanya Model Mogi dan FE kurang dari 5% untuk  $\varepsilon < 0,37$ , tetapi kapan kami memodelkan peristiwa di Kīlauea, kami menemukan korespondensi di antaranya properti sumber diperkirakan menggunakan model Mogi dan FE bahkan ketika  $\varepsilon \approx 0,7$ . Untuk biaya komputasi tambahan yang relatif kecil, McTigue model memberikan korespondensi yang lebih baik dengan model FE untuk  $\varepsilon$  besar. Ketidaksesuaian antara model McTigue dan FE kurang dari 5%.  $\varepsilon < 0,59$ , dan tidak ada perbedaan antara parameter sumber yang disimpulkan hanya menggunakan  $\varepsilon$  untuk menentukan batas penerapan analitis model mungkin merupakan penyederhanaan yang berlebihan. Model Mogi dan McTigue adalah lebih baik dalam memprediksi komponen perpindahan dari, dan menyimpulkan sifat sumber, sumber deformasi pada kedalaman dangkal dibandingkan yang memiliki jari-jari besar. Korespondensi antara analitis dan FE model juga tergantung pada komponen perpindahan yang dievaluasi. Ada kesepakatan yang lebih baik antara parameter sumber yang disimpulkan menggunakan Model Mogi dan FE, serta model McTigue dan FE, bila hanya radial komponen bidang perpindahan dievaluasi.



Gambar 2.8 : Kombinasi radius dan kedalaman sumber yang paling pas untuk model Mogi, McTigue, dan FE. (a) peristiwa bulan Juni 2007, (b) peristiwa bulan Maret 2011 dan (c) peristiwa gabungan bulan Juni 2007 dan Maret 2011. Hasilnya adalah kombinasi radius-kedalaman dalam 5% ketidaksesuaian terkecil yang dirata-ratakan di seluruh sampel pengamatan GNSS (Jessica.J dkk,2021)

Penerapan model analitik sederhana untuk pengamatan deformasi akan selalu dibatasi oleh asumsi model, khususnya elastisitas, homogenitas dan topografi datar, dan untuk model Kīlauea kami, penyederhanaan ini membatasi korespondensi antara pengamatan GNSS dan memodelkan hasil. Namun, beberapa kompleksitas tersebut dapat dijelaskan dengan relatif mudah di Mogi dan McTigue model, sehingga, untuk banyak situasi, model analitis sederhana ini tetap sesuai. Konsekuensinya, dengan validasi penggunaan Model Mogi dan McTigue disajikan di sini, model sederhana ini bisa memberikan solusi yang baik untuk masalah geodesi di Kīlauea menggunakan model McTigue dan FE.



Gambar 2.9 : Vektor perpindahan (horizontal-radial (a) dan vertikal (b)) dihasilkan dalam model Mogi, McTigue dan FE untuk 5% kombinasi kedalaman radius yang, untuk model FE, memiliki ketidaksesuaian terkecil dengan pengamatan. Area studi ditunjukkan pada sisipan. Elips yang diarsir menunjukkan perpindahan turunan GNSS, rentang adalah nilai rata-rata  $\pm$ satu standar deviasi. Hasil model (panah berwarna) adalah rata-rata dari 5% kombinasi kedalaman radius yang paling sesuai, yang dirata-ratakan di seluruh sampel observasi GNSS. Bintang merah adalah lokasi permukaan Waduk Halema'uma'u. Gambar. 2.8 dan 2.9 menampilkan semua vektor perpindahan untuk semua kombinasi kedalaman radius yang paling sesuai. (Jessica.J dkk,2021)

## RANGKUMAN BAB II

Deformasi dalam mekanika kontinu adalah transformasi sebuah benda dari kondisi semula ke kondisi terkini. Makna dari "kondisi" dapat diartikan sebagai serangkaian posisi dari semua partikel yang ada di dalam benda tersebut. Sebuah deformasi dapat disebabkan oleh gaya eksternal, gaya internal (seperti gravitasi atau gaya elektromagnetik) atau perubahan temperatur di dalam benda (pemuaihan). Dalam benda kontinu, bidang yang terdeformasi dihasilkan dari tegangan yang diaplikasikan akibat adanya gaya atau pemuaihan di dalam benda.

Gunung berapi berubah bentuk sebagai respons terhadap migrasi magma melalui di bawah permukaan. Tanda tangan deformasi tergantung pada karakteristiknya migrasi magma dan struktur gunung berapi (Masterlark dan Tung, 2018). Sifat-sifat sistem pipa magma, khususnya reservoir magma, karena itu dapat disimpulkan dari pengukuran deformasi. Misalnya rasio deformasi radial dan vertikal bidang dapat digunakan untuk menyimpulkan bentuk reservoir magma (Dieterich dan Decker, 1975), laju peluruhan deformasi dengan jarak berhubungan ke kedalaman sumber, dan amplitudo deformasi sebanding dengan perubahan tekanan atau volume di dalam sumber (Segall, 2019). Deformasi dapat direkam sebagai perpindahan tanah, yang dapat dinyatakan dalam komponen horizontal dan vertikal. Perpindahan tanah diukur menggunakan kedua penginderaan jauh dan teknik berbasis darat termasuk Sistem Satelit Navigasi Global, GNSS, (misalnya Bonaccorso, 1996), radar aperture sintetik interferometrik, InSAR, (misalnya Masterlark, 2007), pengukur kemiringan (mis. Anderson et al., 2015) dan pengukur jarak elektronik meter, EDM, (misalnya Newman et al., 2006). Karena tidak dapat diaksesnya banyak gunung berapi, InSAR seringkali menyediakan satu-satunya metode pemantauan deformasi.

### UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN

1. Apa yang anda ketahui tentang deformasi pada gunung api, jelaskan mekanisme terbentuknya deformasi pada gunung api
2. Buat model deformasi gunung api menggunakan metoda Mogi

## BAHAN DISKUSI

1. Anderson, K.R., Poland, M.P., Johnson, J.H., Miklius, A., Feb. 2015. Episodic deflation/inflation events at Kīlauea Volcano and implications for the shallow magma system. In: Carey, R., Cayol, V., Poland, M., Weis, D. (Eds.), Geophysical Monograph Series. John Wiley & Sons, Inc, Hoboken, NJ , pp. 229–250 URL. <http://doi.wiley.com/10.1002/9781118872079.ch11>.
2. Coco, A., Gottsmann, J., Whitaker, F., Rust, A., Currenti, G., Jasim, A., Bunney, S., Apr. 2016. Numerical models for ground deformation and gravity changes during volcanic unrest: simulating the hydrothermal system dynamics of a restless caldera. *Solid Earth* 7 (2), 557–577 URL. <https://www.solid-earth.net/7/557/2016/>
3. Currenti, G., May 2018. Viscoelastic modeling of deformation and gravity changes induced by pressurized magmatic sources. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 356, 264–277 URL. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0377027317304456>.
4. Edmonds, M., Cashman, K.V., Holness, M., Jackson, M., Feb. 2019. Architecture and dynamics of magma reservoirs. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 377 (2139), 20180298 URL. <http://www.royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rsta.2018.0298>.
5. Garcia, M.O., Feb. 2015. How and why Hawaiian volcanism has become pivotal to our understanding of volcanoes from their source to the surface. In: Carey, R., Cayol, V., Poland, M., Weis, D. (Eds.), Geophysical Monograph Series. John Wiley & Sons, Inc, Hoboken, NJ , pp. 1–18 URL. <http://doi.wiley.com/10.1002/9781118872079.ch1>.
6. Hickey, J., Gottsmann, J., Nakamichi, H., Iguchi, M., Dec. 2016. Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. *Sci. Rep.* 6 (1), 32691 URL. <http://www.nature.com/articles/srep32691>
7. Jessica H. Johnson, Richard A. Herd, 2021, Making the most of the Mogi model: Size matters, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 419 (2021) 107380, Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

## BAB III. DEPOSIT GUNUNG API

### Capaian Pembelajaran :

Bab ini membantu mahasiswa agar mampu untuk :

1. Memahami persebaran dari deposit produk erupsi gunung api
2. Memahami model dan metoda untuk menghitung volume deposit produk erupsi gunung api.

### 3.1 Pendahuluan

Bagaimana meningkatkan prakiraan ukuran letusan Gunung Api merupakan hal yang penting dalam menghadapi tantangan yang dihadapi analisis bahaya gunung berapi (Marzocchi dan Bebbington 2012). Prakiraan temporal terjadinya letusan kejadian telah dipelajari secara luas, model-model yang menggabungkan peristiwa besar di masa depan jarang terjadi. Dua pendekatan utama dikemukakan oleh Wadge dan Guest (1981), dan Marzocchi dan Zaccarelli (2006). Yang pertama didasarkan pada amplop tipe Kolmogorov-Smirnov yang mendefinisikan sebuah konstanta laju volume, sedangkan yang terakhir adalah regresi linier volume antara satu letusan ke letusan yang lain, namun persentasenya rendah karena menggunakan banyak variabilitas alternatif. Yang biasa dilakukan adalah dengan melakukan memperkirakan kejadian dan volume secara mandiri (Bebbington dkk. 2008). Terlepas dari model yang bersangkutan, menggabungkan besar kecilnya volume letusan tergantung pada ketersediaan dari data yang diperkirakan.

Hanya ada sedikit gunung berapi yang mempunyai cukup sumber daya alam catatan volume lengkap untuk mendukung prakiraan bahaya. Sementara metode telah diusulkan untuk menggabungkan letusan kronologi (Mendoza-Rosas dan De la Cruz-Reyna 2008; Turner dkk. 2009; Hijau dkk. 2014), membuat rekor dari volume peristiwa sebelumnya lebih menantang.

Sebagian besar penelitian mengenai ukuran letusan sebagian besar berfokus pada letusan tunggal yang terdokumentasi dengan baik letusan (lih. Alfano et al. 2010; Volentik dkk. 2010; Bias dan Bonadonna 2011; Johnston dkk. 2012; Maeno dkk. 2014; dan referensi didalamnya), sedangkan di sini fokusnya adalah memperkirakan volume tephra dari jangka panjang serangkaian letusan. Ada sangat sedikit contoh di mana ada adalah rekor volume gunung berapi, bukan letusan (Marzocchi dan Bebbington 2012). Volume letusan biasanya diperkirakan dari

ketebalan tephra diukur di berbagai lokasi di sekitar ventilasi. Ini melibatkan pengukuran ketebalan kontur tangan membuat peta isopach, dari mana plot dua dimensi dari logaritma ketebalan  $T$  versus akar uadrat dari daerah isopach  $\sqrt{A}$  dibangun. Berbagai fungsi empiris dipasang pada data dan kemudian diintegrasikan untuk memperolehnya perkiraan volume tephra:

$$V = \int_0^{\infty} T(\sqrt{A})dA. \quad (1)$$

Beberapa fungsi penjarangan  $T(\sqrt{A})$  telah diusulkan termasuk satu atau lebih eksponensial sepotong-sepotong (Pyle 1989; Fierstein dan Nathenson 1992; Legros 2000; bonadona dan Houghton 2005), hubungan kekuasaan-hukum (Bonadonna dan Houghton 2005), dan fungsi Weibull tiga parameter (Bonadonna dan Costa 2012). Metode-metode ini memerlukan letusan yang terpelihara dengan baik (baru-baru ini dan/atau besar) untuk memperkirakan isopach. Lokasi tempat pengambilan sampel, yaitu proses subjektif membangun peta isopach, dan variasi dalam metode pemasangan empiris semuanya dapat menimbulkan perbedaan dalam perkiraan volume (lih. Engwell dkk. 2013; Daggitt dkk. 2014; Klawonn dkk. 2014a,b; Bias dkk. 2014). Fontijn dkk. (2015) menggunakan pendekatan untuk memperkirakan skala relatif letusan Gunung Agung, Bali baru-baru ini, berdasarkan variasi ketebalan dalam satu singkapan. Mereka menugaskan seorang perkiraan VEI dan volume terkait dengan peristiwa menggunakan ketebalan endapan ambang batas dan ukuran butir maksimum ditetapkan dari satu letusan.

Pendekatan pemeringkatan bersifat subyektif dan disajikan tanpa ketidakpastian. Jika tujuannya adalah untuk mendapatkan 'urutan besarnya' perkiraan skala (lihat misalnya Watt et al. 2011; Rawson dkk. 2015), kemudian ketidakpastian seputar perkiraan volume menjadi kurang penting. Namun, jika kita ingin mengambil pendekatan probabilistik untuk meramalkan bahaya letusan maka ketidakpastian adalah hal yang paling penting dan harus diukur. Meskipun seseorang mungkin dapat memperkirakan ketidakpastian model (yaitu, menggunakan diagnostik sisa), pengobatan dilakukan dengan pendekatan empiris pengukuran ketebalan (data) bersifat tetap sehingga tidak dimasukkan ketidakpastian data.

Sebuah metode alternatif untuk memungkinkan variabilitas di lapangan pengukurannya adalah memodelkan data ketebalan mentah secara langsung, tanpa konstruksi peta isopach (lih. Rhoades

dkk. 2002; Beban dkk. 2013; Engwell dkk. 2015). Rhoades dkk. (2002) memanfaatkan serangkaian letusan dari Taupo Volcano (Selandia Baru) untuk mengusulkan hubungan antara logaritma ketebalan tephra ( $T$  dalam cm) dan letusan volume ( $V$  dalam km<sup>3</sup>):

$$\log T = a + \frac{c+1}{3} \log V - c \log(r + dV^{1/3}) + f(\theta) + \epsilon, \quad (2)$$

dimana  $r$  dan  $\theta$  menyatakan jarak (dalam km) dan arah sudut (dalam radian) dari ventilasi dan  $\sim N(0, \sigma^2)$ . Dengan fungsi pergerakan adalah :

$$f(\theta) = \sum_{k=1}^n \alpha_k \sin(k\theta) + \beta_k \cos(k\theta) \quad (3)$$

adalah istilah angin semi-elips yang disertakan untuk mengubah sebaliknya distribusi melingkar deposit tephra, dengan peregangan dan berputar. Hanya nilai  $\alpha_k$  dan  $\beta_k$  tersebut saja yang signifikan berbeda dari nol dimasukkan dalam model fit; yaitu  $\alpha_2$ ,  $\beta_1$ , dan  $\beta_2$ . Parameter  $a$ ,  $c$ ,  $d$ , dan istilah angin pada persamaan. 3 diperkirakan oleh Rhoades dkk. (2002) bersama dengan kesalahan standarnya. Kebutuhan akan ketebalan dan tinggi kolom menjadi terbatas dan positif pada ventilasi dan persyaratan bahwa deposit memiliki volume yang terbatas, yaitu persyaratan itu memberlakukan pembatasan  $d > 0$  dan  $c > 2$  (Rhoades dkk. 2002).

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} T r dr d\theta = V, \quad (4)$$

Model ini dapat dengan mudah dibalik untuk memperkirakan volume (Bebbington dan Cronin 2011) jika ketebalannya sama lokasi diperlakukan sesuai ketebalan yang diharapkan (yaitu, tanpa kesalahan perbaikan). Beban dkk. (2013) mengusulkan model itu menghilangkan suku ketiga dan keempat dari Persamaan. 2, dan karenanya diperkenalkan bias yang cukup besar dalam volume yang dihitung untuk genap penyebaran tephra sedikit asimetris. Rhoades dkk. (2002) mengasumsikan parameter yang identik (termasuk efek angin  $f(\theta)$ ) untuk semua peristiwa, oleh karena itu perkiraan nilai parameternya memodelkan penyebaran rata-rata tephra dari beberapa peristiwa, dibandingkan dengan memodelkan simpanan individu.

Dalam buku ini, diusulkan adaptasi model dari Rhoades dkk. (2002) tersebut untuk memperkirakan volume dalam jangka Panjang rangkaian endapan tephra berdasarkan jarang dan tidak lengkap pengukuran ketebalan yang diamati.

Data dari Gunung Taranaki (Selandia Baru) digunakan untuk mengilustrasikan metodologi. Data yang dilestarikan di lokasi sekitar Gunung Taranaki hanya memiliki sedikit satu pengukuran ketebalan untuk endapan beberapa letusan. Data yang jarang memerlukan paradigma baru untuk dikembangkan, karena peta isopach diperlukan untuk pendekatan empiris untuk estimasi volume tidak dapat ditarik. Penyebaran tephra dari letusan besar Gunung Taranaki telah didokumentasikan dengan baik (Alloway et al. 1995) tetapi data untuk kejadian yang lebih kecil ( $< 0.1 \text{ km}^3$ ) jarang, terdiri dari ketebalan tephra diperoleh dari sejumlah kecil inti sedimen (diekstraksi dari danau dan rawa), untuk sejumlah besar deposit. Tergantung pada ukuran dan bentuk daerah tangkapan air dan topografi sekitarnya, hal ini biasa terjadi pada rangkaian inti untuk menunjukkan penebalan tephra yang berlebihan atau kurang.

Sementara sebagian besar model untuk memperkirakan volume tephra mengasumsikan ketebalan trennya ditentukan oleh kondisi letusan dan atmosfer daripada proses pengendapan (Engwell et al. 2013), kita harus menerapkan penebalan yang spesifik pada lokasi tertentu efek ke dalam model kami. Hal ini untuk menghindari kelebihan atau kekurangan secara sistematis meremehkan ukuran peristiwa sebelumnya. Model kami dikembangkan dalam kerangka Bayesian yang memungkinkan pengetahuan tentang fenomena fisik yang mengatur redaman ketebalan tephra untuk dimasukkan dalam metoda probabilistic, melalui distribusi sebelumnya. Terkendala dengan baik letusan yang lebih besar dapat dimanfaatkan untuk menghasilkan efek spesifik lokasi dan volume, sambil mempertimbangkan kesalahan pengambilan sampel dengan benar.

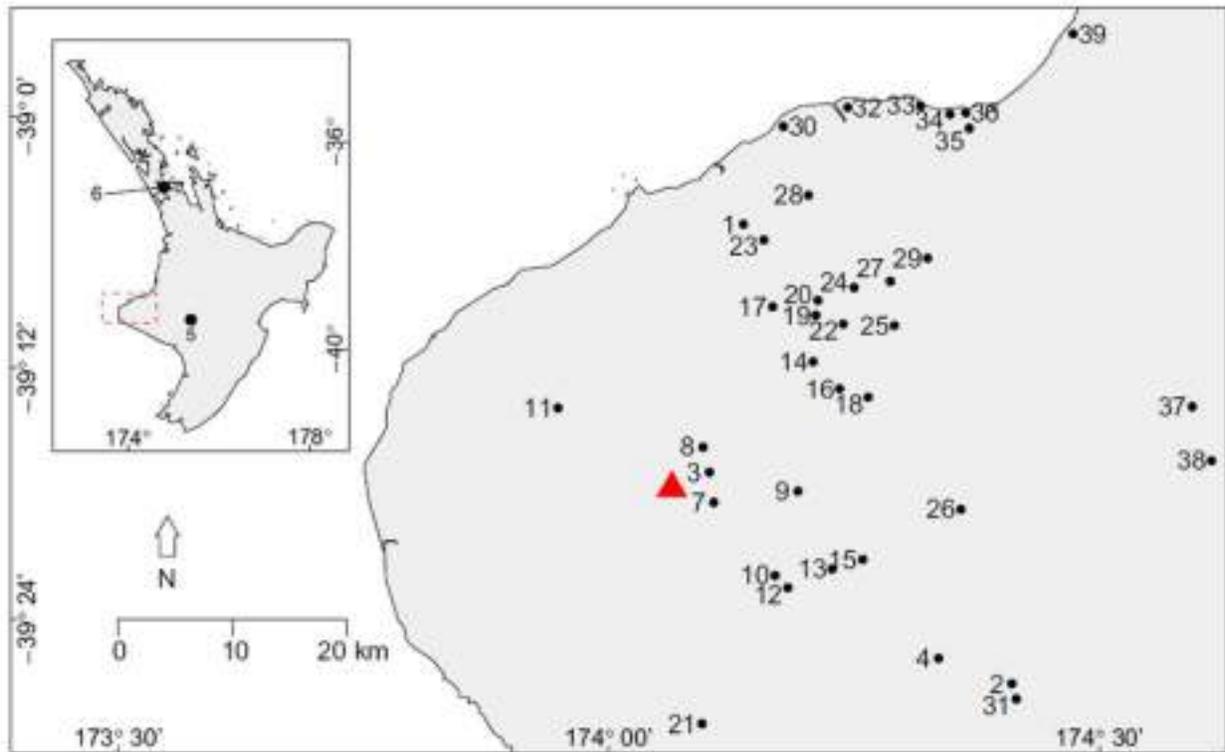
Pembahasan selanjutnya disusun sebagai berikut: Pertama, catatan tephra dari Gunung Taranaki dijelaskan. Ini diikuti dengan garis besar model yang dirumuskan untuk memperkirakan volume dan deskripsi bagaimana model diimplementasikan dalam kerangka Bayesian. Hasilnya disajikan dan serangkaian analisis sensitivitas dilakukan mengenai model yang dipilih dan distribusi sebelumnya untuk model tersebut parameter. Hal ini diikuti dengan diskusi mengenai implikasinya untuk prakiraan bahaya dan penyelidikan awal ukuran letusan Gunung Taranaki yang dapat diprediksi.

### **3.2 Catatan tephra Gunung Taranaki**

Data kami terdiri dari ketebalan tephra yang diamati dari 39 lokasi di sekitar Gunung Taranaki (Gbr. 10.1). Berlaku tingkat tinggi Oleh karena itu, angin barat membawa tephra ke timur lubang angin lokasi pengambilan sampel sebagian besar berada di sebelah timur lubang angin.

Lokasi yang berbeda memiliki kesesuaian yang berbeda-beda untuk pelestarian tephra. Urutan tanah normal cenderung hanya melestarikan tephra paling kasar dalam jangka waktu lama karena pelapukan yang intens dalam lingkungan pengoksidasi serta biologis, proses pencampuran tanah secara kimia dan fisik. pengendapan local proses dalam sedimen danau, termasuk yang berkelanjutan sedimentasi latar belakang, kurangnya bioturbasi, dll. (Pollard et al. 2003; Bertrand et al. 2014) dan kurangnya oksidasi mengawetkan tephra, dan bahkan berbutir halus dan unit tipis sering terlihat. Akumulasi yang cepat dari gambut di dalam rawa juga terpelihara dan dibedakan dengan cermat deposit tephra berjangka waktu.

Lima catatan pertama berasal dari inti sedimen (Turner et al. 2008, 2009; Moebis 2010; Tinkler 2013) diekstraksi dari di dalam danau dan rawa, selanjutnya disebut sebagai inti urutan (Tabel 3.1). Catatan sedimen keenam adalah komposit menggabungkan beberapa rekaman tephra dari Auckland, Selandia Baru (Sandiford et al. 2001; Shane and Hovard 2002; Shane 2005; Molloy et al. 2009; Green et al. 2014).



Gambar 3.1 : Peta lokasi Taranaki. Lokasi yang disebutkan dalam teks ditunjukkan dengan angka ( $j = 1, \dots, 39$ ). Segitiga menunjukkan posisi vent (Rebecca.M dkk, 2016)

Sejak situs Auckland terletak lebih dari 260 km dari Mt Taranaki dan hanya mengandung tephra yang sangat tipis (tebal  $\sim 2$  mm), catatan mereka dikumpulkan untuk menghindari hal ini secara berlebihan data distal mendominasi analisis. Hal ini dicapai oleh mengekstraksi peristiwa Taranaki dari Auckland yang berkorelasi catatan di Green et al. (2014). Letusan tertentu yang tercatat mungkin telah meninggalkan deposit di salah satu atau semua situs coring. Prosedur pencocokan otomatis Green et al. (2014) digunakan untuk menentukan pengaturan yang paling mungkin secara statistic tephra melintasi inti sedimen. Usia dan kesalahan usia terkait untuk setiap tephra menjadi dasar algoritma pencocokan, dan pengaturan dibatasi oleh komposisi geokimia dan stratigrafi. Mempekerjakan pendekatan Turner dkk. (2009), kecocokan antar tephra adalah diizinkan atau dikesampingkan melalui analisis komponen utama kimia unsur utama ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ) dari butiran titanomagnetit di dalam batu apung; lihat Turner dkk.(2009) dan Green dkk. (2014) untuk rincian lebih lanjut. Jumlah dari 270 tephra berbeda diidentifikasi 33 catatan sisanya memberikan pengamatan titik individual ketebalan tephra yang diambil sampelnya dari dalam saluran air, potongan lahan pertanian, dan singkapan pinggir jalan (Alloway

1989), secara kolektif disebut sebagai sekuens tanah. Pelestarian lingkungan lokasi tersebut berarti abu halus lapisan tidak dapat diidentifikasi secara makroskopis. Demikianlah tanah ini sekuens hanya berisi simpanan dari 22 yang tersebar luas dengan mudah formasi tephra yang dapat dibedakan, selanjutnya disebut sebagai bernama tephtras (Bahan Pelengkap A).

Tabel 3.1: Rincian lokasi coring ( $j = 1 \dots 6$ ). Variabel  $r_j$  menyatakan jarak dari lubang angin (km),  $\theta_j$  menyatakan arah sudut dari lubang tersebut ventilasi (radian berlawanan arah jarum jam dari timur),  $n$  menunjukkan jumlah tephtras dalam urutan inti yang diberikan

ID $j$	Location	Latitude	Longitude	$r_j$	$\theta_j$	$n$	Age range (cal. yr BP)	Source
1	Lake Ummekai	39° 05.27' S	174° 08.22' E	24.15	1.34	104	1400–11,500	(Turner et al. 2008)
2	Lake Rotokare	39° 27.10' S	174° 24.64' E	34.49	-0.49	42	470–7000	(Turner et al. 2009)
3	Near Source	39° 16.59' S	174° 06.09' E	3.59	0.44	23	94–2200	(Turner et al. 2009)
4	Eltham Swamp	39° 25.52' S	174° 20.09' E	27.83	-0.54	177	3100–36,900	(Tinkler 2013)
5	Lake Rangatamanui	39° 26.04' S	175° 22.45' E	114.39	-0.11	37	2100–23,200	(Moebis 2010)
6	Auckland			276.29	1.37	40	9800–75,000	(Green et al. 2014)
	- Lake Pupuke	36° 47.25' S	175° 46.25' E	286.00	1.38	15		(Molloy et al. 2009)
	- Onepotto Basin	36° 48.29' S	174° 45.02' E	282.72	1.38	21		(Shane and Hovard 2002)
	- Orakei Basin	36° 52.00' S	174° 48.40' E	277.62	1.36	18		(Molloy et al. 2009)
	- Hopua Crater	36° 55.46' S	174° 47.05' E	270.24	1.36	11		(Molloy et al. 2009)
	- Pukaki Crater	36° 58.58' S	174° 48.37' E	265.01	1.35	28		(Sandiford et al. 2001; Shane 2005)

### 3.3 Pengembangan Model

Untuk memperkirakan volume tephra individu, ketebalan  $T_{i,j}$  (dalam cm) dari tephra  $i$  di lokasi  $j$  (pada jarak  $r_j$  diukur dalam km dari ventilasi, dan sudut  $\theta_j$  diukur dalam radian berlawanan arah jarum jam dari timur) dimodelkan sebagai:

$$\log T_{i,j} = a_j + \frac{c_i + 1}{3} \log V_i - c_i \log(r_j + d_i V_i^{1/3}) + f(\theta_j - \phi_i). \quad (5)$$

Karakteristik masing-masing penebalan berlebih atau kurang lokasi diperkirakan melalui efek spesifik lokasi  $a_j$ . Efek spesifik lokasi ini tidak berubah untuk tempat yang berbeda tephtras jadi hanya bergantung pada lokasi pengambilan sampel. Variabel  $V_i$  menunjukkan volume (dalam km<sup>3</sup>) ke-I tephra (diperkirakan),  $c_i$  adalah laju peluruhan tak berdimensi ketebalan

dengan jarak dari lubang untuk tephra ke- $i$ , dan di disertakan untuk memastikan bahwa ketebalannya terbatas pada ventilasi (yaitu, ketika  $r_j = 0$ ). Rhoades dkk. (2002) berasumsi sumbu penyebaran umum untuk semua tephra di mana  $\theta$  ditentukan dalam Persamaan. 2 sebagai arah dari pusat deposit.

Di sini, kita mengganti  $\theta$  dengan  $\theta_j - \phi_i$ , dimana  $\phi_i$  adalah perkiraan penyebaran sumbu tephra ke- $i$ . Hal ini untuk menghindari anggapan yang tidak mungkin terjadi arah angin yang konstan untuk seluruh rangkaian rekaman. Menemukan bentuk fungsional semi elips yang benar suku yang bergantung pada angin  $f(\theta_j - \phi_i)$  diperumit oleh fakta bahwa sebaran tephra dari Gunung Taranaki adalah umumnya multi-lobed. Angin dominan barat daya biasanya menghasilkan lobus besar di timur laut ventilasi, sedangkan angin barat laut dapat berkontribusi terhadap penurunan yang lebih kecil lobus yang kurang menonjol di tenggara lubang angin (Alloway dkk. 1995). Untuk menangkap sifat lobus ganda dari penyebaran, kami merumuskan model campuran untuk menggabungkan ketebalan diendapkan di setiap arah. Kegunaan campuran lobus elips untuk pemodelan penyebaran tephra telah berhasil diilustrasikan oleh Kawabata dkk. (2013).

Persamaan 5 setara dengan :

$$T_{i,j} = \frac{\exp(a_j) V_i^{(c_i+1)/3}}{(r_j + d_i V_i^{1/3})^{c_i}} \exp(f(\theta_j - \phi_i)), \quad (6)$$

yang dapat diformulasikan sebagai campuran ;

$$T_{i,j} = \frac{\exp(a_j) V_i^{(c_i+1)/3}}{(r_j + d_i V_i^{1/3})^{c_i}} \times [p \exp(f_1(\theta_j - \phi_{1i})) + (1 - p) \exp(f_2(\theta_j - \phi_{2i}))], \quad (7)$$

dimana suku arah ( $f_k(\cdot)$ ,  $k = 1, 2$ ) diberikan fungsi eksplisit :

$$f_k(\theta_j - \phi_{ki}) = \alpha_{ki} \cos(\theta_j - \phi_{ki}) + \beta_{ki} \cos(2\theta_j - 2\phi_{ki}). \quad (8)$$

Rhoades dkk. (2002) menggunakan sumbu penyebaran timur pada catatan angin masa kini, dengan istilah sinus disertakan dalam fungsi arah untuk menghasilkan penyebaran di luar sumbu. Ini mengikuti perlakuan mereka terhadap agregasi berganda letusan. Di sini, kami ingin memodelkan letusan satu per satu. Oleh karena itu, arah angin  $\phi_{ki}$  disertakan secara eksplisit, dan offaxis persyaratan tidak diperlukan. Parameter pencampuran  $p$  dalam Persamaan. 7 mewakili proporsi dari total ketebalan yang disimpan di setiap lobus. Jika nilai parameter yang terlibat dalam Persamaan. 8 dianggap konstan mayoritas tephra harus disimpan ke arah tersebut  $\phi_{1i}$  ketika  $p > 0,5$ . Namun, mengizinkan nilai parameter untuk memvariasikan menyatu dengan efek perubahan  $p$ . Kami menyelesaikannya masalah pengidentifikasian ini dengan menetapkan  $p = 0,5$ . Hal ini mengurangi jumlah parameter yang akan diperkirakan dan memungkinkan bentuknya ditentukan oleh perubahan  $\alpha_{ki}$  dan  $\beta_{ki}$  ( $k = 1, 2$ ) yang dianggap sebagai proksi untuk kekuatan dan variabilitas angin. Sifat penyebarannya kemungkinan besar bergantung pada skala acara; karena letusan skala kecil lebih kecil kemungkinannya angin tingkat tinggi, mereka lebih cenderung menunjukkan penyebaran Tunggal cuping. Seperti yang akan kami ilustrasikan nanti, hal ini dapat diatasi dengan mengatur  $\alpha_{2i} = \alpha_{1i}$ ,  $\beta_{2i} = \beta_{1i}$ , dan  $\phi_{2i} = \phi_{1i}$  pada Persamaan. 7.

Untuk mencari arah sudut maksimum dan minimum ketebalan, Persamaan. 8 dapat dibedakan terhadap  $\theta_j$ . Tanpa kehilangan keumumannya, kita anggap  $\phi_{ki} = 0$  (arah barat angin). Pada titik stasioner  $f(\theta_j) = -\alpha_{ki} \cos(\theta_j) - 2\beta_{ki} \sin(2\theta_j) = 0$ , maka  $\theta_j = 0$  atau  $\pi$ . Untuk memiliki maksimum dalam arah melawan arah angin pada  $\theta_j = 0$  ( $f(0) < 0$ ) dan minimum searah angin di  $\theta_j = \pi$  ( $f(\pi) > 0$ ), kita harus membatasi  $\alpha_{ki} > 4\beta_{ki}$  untuk semua  $i$  dan  $k = 1, 2$ , dimana  $\alpha_{ki}$  dan  $\beta_{ki}$  adalah  $\geq 0$

### 3.4 Implementasi Bayesian

Data ketebalan titik tersedia untuk tephra Gunung Taranaki sangat tidak seimbang; tidak semua tephra diamati setiap lokasi. Meskipun diendapkan di bawah angin biasa kondisi, tephra dari letusan tertentu dapat diamati berbeda di setiap lokasi karena penebalan spesifik lokasi dampak dan pelestarian lingkungan. Volume letusan, angin, dan dampak spesifik lokasi, semuanya bekerja secara bersama-sama ketebalan yang diamati dan oleh karena itu parameter model tidak bisa diperkirakan secara mandiri. Cara alami untuk mengelola data kompleks berdimensi tinggi dengan tingkat kehilangan yang tinggi, seperti deposisi tephra di sini, dalam kerangka Bayesian.

Metode statistik Bayesian menyediakan cara untuk menggabungkan pendapat ahli tentang parameter model dengan data yang diamati. Pengetahuan sebelumnya tentang parameter model dinyatakan menggunakan distribusi probabilitas, yang disebut prior distribusi, secara efektif memperlakukan parameter sebagai acak variabel. Distribusi sebelumnya digabungkan dengan sampel data, melalui model statistik yang menggambarkan hubungan tersebut antara parameter dan data, untuk memberikan distribusi posterior untuk parameter yang dapat digunakan sebagai dasar untuk keputusan inferensial (Gelman et al. 2000).

Bagian belakang ini distribusi dapat dianggap memperbarui keyakinan kita sebelumnya tentang parameter model berdasarkan data yang diamati. Awalnya, kita akan mengasumsikan distribusi lognormal (Rhoades dkk. 2002; Marzocchi dan Zaccarelli 2006) untuk ketebalan tephra :

$$T_{i,j} \sim LN(\mu_{i,j}, \sigma^2), \quad (9)$$

dimana  $\mu_{i,j}$  diberikan oleh logaritma ruas kanan sisi Persamaan. 7 dan  $\sigma$  diberikan sebagai kesalahan standar sisa  $s = 1,78$  cm dari Rhoades dkk. (2002). Seperti yang dilakukan Rhoades dkk.(2002) memodelkan hubungan rata-rata antara tephra ketebalan dan volume, dengan asumsi parameter yang sama untuk semua tephras, kesalahan sisa mereka lebih besar dari yang diharapkan untuk tephra individu. Analisis sensitivitas untuk pilihan tersebut dari  $\sigma$  dilakukan kemudian. Batas deteksi untuk pengamatan tephra dalam rangkaian inti adalah 0,05 cm, jadi ketebalannya adalah disensor kiri: jika tephra dari letusan tertentu teramati setidaknya dalam satu inti, maka inti yang tidak mencatat tephra harus berukuran kurang dari 0,05 cm, atau belum mengawetkan tephra karena alasan lain, seperti tanah longsor atau gempa bumi mengubah lingkungan pengendapan. Namun ternyata tidak layak untuk memasukkan 'penyebab khusus' tersebut ke dalam model, karena hasilnya tidak dapat diidentifikasi secara statistik.

Dari 270 tephra berbeda yang dikenali dalam gabungan catatan, 22 berhubungan dengan tersebar luas dan mudah dibedakan, 14 tephras bernama di antaranya telah mengenal isopach diagram (lih. Alloway et al. 1995). Peta isopach ini menyediakan sebuah 'pendapat ahli' tentang pola penyebaran tephras dan dapat digunakan untuk memperoleh distribusi sebelumnya untuk parameter model tersebut. Penyebaran dan volume tephras Bernama dari letusan besar telah dijelaskan dengan baik (lih.Neil 1972; Frank 1984; Terakhir tahun 1990; Izinkan dkk. 1995),

oleh karena itu tujuan utama dari penelitian ini adalah untuk memperkirakan ukuran tephras dari peristiwa yang lebih kecil. Seperti letusan ukuran berbeda menyimpan tephra distal di bawah kondisi serupa kondisi angin dan efek spesifik lokasi, pengetahuan tentang penyebaran tephra yang tersebar luas dapat digunakan untuk memahami penyebaran tephra dari letusan yang lebih kecil.

Variasi dari pendekatan semi-empiris Bayes adalah diambil: pertama nilai parameter dalam Persamaan 7 diperkirakan untuk kemudian, tephras bernama melalui teknik kemungkinan maksimum distribusi sebelumnya ditentukan untuk semua parameter berdasarkan perkiraan yang dihasilkan.

### 3.5 Memperkirakan nilai parameter untuk tephras Bernama

Sepuluh hingga tiga puluh pengamatan  $(T_{i,j}, r_j, \theta_j)$  dilakukan secara acak diambil dari setiap baris isopach di Alloway et al. (1995) terkait dengan setiap tephra. Nilai parameter untuk yang terkenal bernama tephras  $(i = 1 \dots, 14)$  diperkirakan secara numerik maksimalisasi fungsi log-likelihood :

$$\log L = - \sum_{i=1}^{14} \sum_{j=1}^n \left[ \log T_{i,j} + \frac{1}{2} \log(2\pi\sigma^2) + \frac{1}{2\sigma^2} (\log T_{i,j} - \mu_{i,j})^2 \right], \quad (10)$$

yang mengikuti dari Persamaan. 9. Agar diperoleh yang cocok sebelum volume dikenakan hukuman, untuk penyimpangan dari perkiraan volume diturunkan menggunakan metode Legros (2000), ditambahkan ke fungsi log-likelihood sebelum maksimalisasi (Baik dan Gaskins 1971). Istilah hukumannya adalah :

$$- \sum_{i=1}^{14} \frac{1}{2} \log(2\pi s_{v_i}^2) + \frac{1}{2s_{v_i}^2} (V_i - \bar{x}_{v_i})^2, \quad (11)$$

dimana  $\bar{x}_{v_i}$  dan  $s_{v_i}$  adalah volume dan kesalahan terkait setiap tephra diturunkan menggunakan metode Legros (2000), dan  $V_i$  adalah perkiraan volume selama maksimalisasi dari Persamaan. 10. Estimasi parameter yang dihasilkan dan standarnya kesalahan diberikan pada Tabel 3.2, yang terakhir diperoleh dengan membalik matriks Hessian yang diperoleh dari optimasi numerik

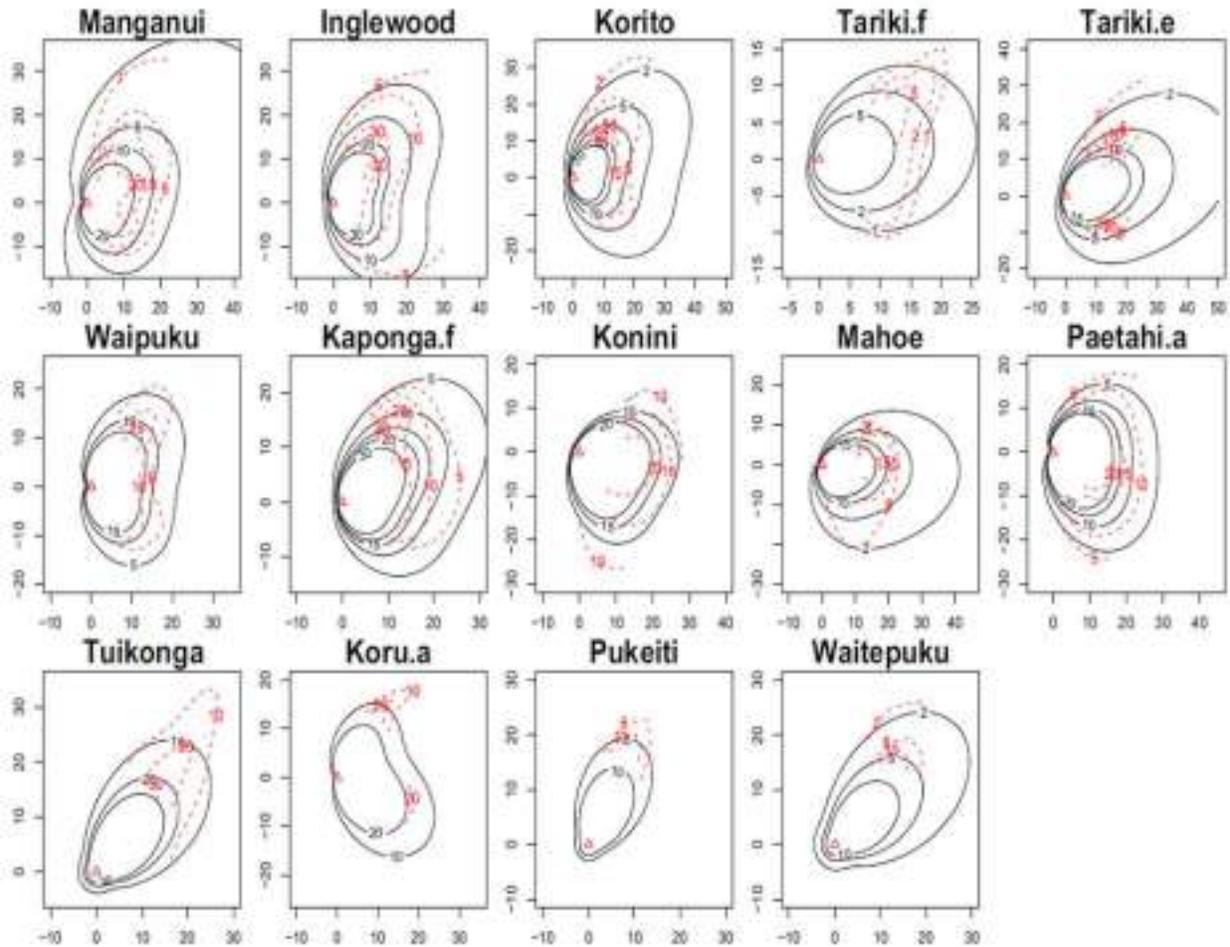
larutan. Hanya kesalahan standar yang digunakan secara eksplisit perumusan distribusi sebelumnya dilaporkan.

Efek spesifik lokasi tunggal ( $a_j = 7,914 \pm 0,057$ ) adalah diperkirakan selama pendekatan kemungkinan maksimum sejak itu isopach di Alloway et al. (1995) dibangun oleh menggabungkan pengamatan dari semua urutan tanah. Setiap situs mempunyai sifat tersendiri, tergantung pada lanskap sekitarnya dan permukaan pengendapan, bersama dengan efek sekunder karena tutupan vegetasi dan variasi iklim. Berbeda dengan inti urutan, urutan tanah tidak dibarengi dengan daerah tangkapan air ukurannya tidak diketahui atau dipengaruhi oleh aliran air yang tidak diketahui dan arus keluar. Kesalahan yang lebih besar terkait dengan estimasi  $\phi_{2i}$  disebabkan oleh urutan tanah yang sebagian besar terletak di kuadran timur laut dari ventilasi, bukan dari tenggara (Gbr. 3.1), dan nilai nol  $\alpha_{2i}$  dan  $\beta_{2i}$  untuk tephra Tuikonga, Pukeiti, dan Waitepuku konsisten dengan diagram isopach lobus tunggal yang terdokumentasi. Membandingkan diagram isopach dari Alloway et al. (1995) dan yang dibangun menggunakan estimasi parameter diberikan pada Tabel 10.2 (Gbr.3.2), model mampu mengatasi masalah tersebut bentuk yang bervariasi dalam penyebaran tephra dan masih dapat diperkirakan bentuk isopach yang digambar lebih samar Izinkan dkk. (1995)

Tabel 3.2: Perkiraan nilai parameter dan kesalahan standar (dalam tanda kurung) untuk tephras bernama ( $i = 1, \dots, 14$ ).  $V_i$  adalah volume (dalam km<sup>3</sup>),  $c_i$  adalah laju peluruhan ketebalan,  $d_i$  adalah parameter ketebalan terbatas,  $\phi_{ki}$  adalah sumbu penyebaran lobus ke- $k$  ( $k = 1, 2$ ),  $\alpha_{ki}$  dan  $\beta_{ki}$  mengontrol bentuk semi-elips dari setiap lobus penyebaran. Lihat Persamaan. 5 dan 7 untuk detailnya

ID $i$	Name	$\hat{V}_i$	$\hat{c}_i$	$\hat{d}_i$	$\hat{\alpha}_{1i}$	$\hat{\alpha}_{2i}$	$\hat{\beta}_{1i}$	$\hat{\beta}_{2i}$	$\hat{\phi}_{1i}$	$\hat{\phi}_{2i}$
1	Manganui.c	0.119 (0.010)	2.137	0.991	3.289	3.097	0.282	0.001	0.519 (0.112)	-0.657 (0.220)
2	Inglewood.b	0.209 (0.032)	2.176	1.088	3.127	2.712	0.696	0.541	0.738 (0.090)	-0.550 (0.228)
3	Korito.b	0.123 (0.013)	2.261	0.453	3.383	3.384	0.833	0.258	0.606 (0.089)	-0.478 (0.191)
4	Tariki.f	0.019 (0.003)	2.209	0.795	4.047	1.898	0.135	0.253	0.189 (0.117)	-0.637 (0.389)
5	Tariki.e	0.108 (0.012)	2.132	0.867	3.458	2.681	0.861	0.049	0.304 (0.079)	-0.442 (0.261)
6	Waipoku	0.092 (0.010)	2.146	0.999	3.575	3.403	0.302	0.091	0.662 (0.170)	-0.656 (0.201)
7	Kaponga.f	0.134 (0.014)	2.176	0.771	3.649	2.526	0.558	0.631	0.533 (0.094)	-0.455 (0.392)
8	Konini.b	0.261 (0.043)	2.175	0.587	2.937	2.688	0.655	0.672	0.000 (0.126)	-0.949 (0.160)
9	Mahoe.a	0.056 (0.011)	2.171	0.907	3.740	3.447	0.735	0.004	0.000 (0.115)	-0.789 (0.251)
10	Pactahi.a	0.188 (0.030)	2.501	0.572	4.561	4.713	0.010	0.093	0.321 (0.124)	-0.686 (0.113)
11	Tuikonga.d	0.207 (0.030)	2.161	1.473	3.388	0.000	0.847	0.000	0.756 (0.118)	-1.506 (0.622)
12	Koru.a	0.123 (0.032)	2.172	2.287	3.209	4.164	0.541	0.275	0.829 (0.333)	-0.484 (0.448)
13	Pukeiti	0.061 (0.005)	2.179	1.454	3.262	0.000	0.815	0.000	1.044 (0.176)	-1.571 (0.487)
14	Waitepuku.a	0.057 (0.005)	2.218	1.066	3.527	0.000	0.881	0.000	0.636 (0.128)	-1.503 (0.659)

Penting untuk dicatat bahwa isopach peta dari Alloway dkk. (1995) semuanya digambar tangan kasus isopach tidak ditutup. Itu tidak mungkin, dibawah batasan fisik yaitu  $\alpha_{ki} > 4\beta_{ki}$ , untuk mendapatkan isopach lebih konsisten dengan yang ada di Alloway et al. (1995) menggunakan estimasi kemungkinan maksimum (MLE).



Gambar 3.2: Distribusi ketebalan tephra untuk tephras bernama. Segitiga menunjukkan posisi ventilasi, satuan sumbu dalam kilometer dari ventilasi (0,0), dan isopach dalam sentimeter. Garis padat mewakili isopach dibangun menggunakan estimasi parameter pada Tabel 2. Garis putus-putus mewakili isopach dari Alloway et al. (1995) dalam (Rebecca.M dkk, 2016)

Karena banyaknya parameter dan kelangkaannya data, memperkirakan volume seluruh 270 tephra tidaklah mudah mungkin menggunakan teknik kemungkinan maksimum sederhana. Ke menangani sifat kompleks dari data, modelnya akan seperti itu diimplementasikan dalam kerangka Bayesian. Tabel 3.2 menyediakan estimasi empiris apriori dari nilai parameter untuk bernama tephras yang diamati pada urutan inti dan tanah. Perkiraan ini digunakan untuk menginformasikan distribusi sebelumnya parameter modelnya.

**3.6 Spesifikasi sebelumdistribusi untuk model parameter**

Karena sangat sedikit yang diketahui mengenai penebalan yang berlebihan dan kurang tephra dalam urutan inti, kita asumsikan referensi sebelumnya (Christensen et al. 2011) untuk spesifik lokasi efek  $a_j \sim N(0, 104)$  ( $j = 1, \dots, 6$ ). Ini seharusnya terjadi dampak minimal pada

perkiraan. Untuk semua urutan tanah, kami gunakan distribusi prior yang umum  $a_j \sim N(7,914, 0,0572)$  ( $j = 7, \dots, 39$ ), berdasarkan MLE di atas. Sebelum lognormal diasumsikan untuk volume masing-masing tephra diberi nama dengan diagram isopach yang diketahui,  $V_i \sim LN(\mu_{V_i}, \sigma_{V_i}^2)$  ( $i = 1, \dots, 14$ ). Ini memuaskan ketidaknegatifan kendala pada  $V_i$ . Parameter untuk lognormal distribusi diperkirakan dengan momen yang cocok:

$$\mu_{V_i} = \log \left( \frac{m_{V_i}^2}{\sqrt{s_{V_i}^2 + m_{V_i}^2}} \right), \quad (12)$$

$$\sigma_{V_i}^2 = \log \left( \frac{s_{V_i}^2}{m_{V_i}^2} + 1 \right), \quad (13)$$

dimana  $m_{V_i}$  dan  $s_{V_i}$  adalah estimasi volume dan terkait kesalahan untuk masing-masing  $14 \hat{V}_i$  yang diberikan pada Tabel 3.2. Dinamakan tephra yang belum diketahui diagram isopachnya ( $i = 15, \dots, 22$ ) diperlakukan sebagai tephra yang tidak disebutkan namanya dengan berkaitan dengan spesifikasi parameter yang bergantung pada tephra  $\alpha_{ki}, \beta_{ki}, \phi_{ki}, c_i$ , dan  $d_i$ . Namun ketebalannya teramati dari tephra yang diawetkan cukup besar untuk diperkirakan bahwa mereka mungkin sama besarnya dengan isopach diagram. Oleh karena itu parameter (12) dan (13) untuk Namanya tephra tanpa isopach yang diketahui ( $i = 15, \dots, 22$ ) ditetapkan pada rata-rata ( $m_{V_i} = 0,125$ ) dan standar deviasi ( $s_{V_i} = 0,069$ ) dari seluruh  $\hat{V}_i$  yang diberikan pada Tabel 2. Tephra tersisa yang tidak disebutkan namanya ( $i = 23, \dots, 270$ ) adalah diasumsikan lebih kecil karena ketidakhadiran runtunan soil. Dengan demikian kami mengasumsikan volume maksimum 1 km<sup>3</sup> dan memperkirakan 90 % tephra memiliki volume yang lebih kecil dari 0,1 km<sup>3</sup> dengan mode pada 0,01 km<sup>3</sup>, yang menginduksi sebelumnya :

$$V_i \sim \text{Beta}(1.25, 25.73), \quad (i = 23, \dots, 270). \quad (14)$$

Kami memikirkan tentang kemungkinan terdapat dua lobus penyebaran melalui variabel acak

$$X_i \sim \text{Bernoulli}(q_i), \quad (15)$$

di mana  $q_i$  menunjukkan kemungkinan teramati dua lobus. Jika hanya satu lobus yang diamati maka  $X_i = 0$ , sedangkan  $X_i = 1$  di bawah kehadiran dua lobus. Mayoritas yang disebutkan tephra tersebar di timur laut dan Tenggara ventilasi, maka  $q_i = 1$  ( $i = 1, \dots, 14$ ), dengan pengecualian dari Kaponga.f, Tuikonga, Pukeiti, dan Waitepuku tephra yang hanya tersebar di

timur laut lubang angin (Gbr. 3.2). Karena simpanannya yang kurang tersebar luas, kami berasumsi bahwa fase penghasil tephra dari sisa letusan lebih mungkin terjadi dalam satu angin kondisi. Jadi kita misalkan  $q_i = 0,1$  (untuk  $i = 15, \dots, 270$ ) yang memberikan kemungkinan kecil untuk mengamati dua lobus, namun memungkinkan fleksibilitas yang cukup untuk mengatasi letusan itu menyimpan tephra yang lebih tebal di kedua Danau Umutekai (Utara ventilasi) dan Rawa Eltham/Danau Rotokare (SSE dari lubang angin).

Arah angin harus dibatasi pada jangkauannya  $[-\pi/2, \pi/2]$  karena semua lokasi coring berada di sebelah timur ventilasi (lihat Gambar 3.1) dan jaraknya cukup jauh hingga ke arah timur angin tidak akan memberikan deposit yang dapat diamati di salah satu lokasi dipertimbangkan. Distribusi beta ditugaskan ke arah penyebaran, dimodulasi untuk memungkir  $\xi_{ki} \sim \pi \text{Beta}(v_{ki}, \eta_{ki}) - \pi/2, \quad (k = 1, 2).$  (16)

Sumbu penyebaran pertama ditetapkan pada ;

$$\phi_{1i} = \xi_{1i}. \quad (17)$$

Sumbu penyebaran kedua bergantung pada jumlah lobus. Jika  $X_i = 0$ , hanya satu lobus yang diamati maka  $\phi_{2i}$  ditetapkan sama dengan  $\phi_{1i}$ . Sedangkan jika  $X_i = 1$ , di bawah kehadiran dua lobus, maka sumbu penyebaran kedua  $\phi_{2i}$  terletak beberapa sudut ( $Y_i$ ) menjauhi  $\phi_{1i}$  dalam arah yang bergantung pada apakah  $\phi_{1i}$  berada di NE atau SE dari lubang angin:

$$\phi_{2i} = \phi_{1i} - \text{sign}(\phi_{1i})Y_i X_i. \quad (18)$$

Variabel  $Y_i$  adalah sudut pisah antara dua sumbu penyebaran dan dihitung sebagai perbedaan absolut antara  $\xi_{1i}$  dan  $\xi_{2i}$  (yaitu,  $Y_i = |\xi_{1i} - \xi_{2i}|$ ). Syarat tanda( $\phi_{1i}$ ) menunjukkan apakah  $\phi_{2i}$  terletak di utara atau selatan  $\phi_{1i}$ . Misalnya, jika  $\phi_{1i} > 0$  maka  $\phi_{2i}$  adalah  $Y_i$  radian searah jarum jam dari  $\phi_{1i}$  (berlawanan arah jarum jam jika  $\phi_{1i} < 0$ ). Untuk yang bernama tephra ( $i = 1, \dots, 14$ ), parameter  $v_{ki}$  dan  $\eta_{ki}$  pada Persamaan. 16 adalah diperoleh dengan mencocokkan momen :

$$v_{ki} = \left( \frac{1 - \hat{\phi}_{ki}}{s_{ki}^2} - \frac{1}{\hat{\phi}_{ki}} \right) \hat{\phi}_{ki}^2, \quad (19)$$

$$\eta_{ki} = v_{ki} \left( \frac{1}{\hat{\phi}_{ki}} - 1 \right), \quad (20)$$

dimana  $\hat{\phi}_{ki}$  dan  $s_{ki}$  adalah perkiraan arah angin dan kesalahan terkait untuk setiap (bernama) tephra pada Tabel 2, setelahnya transformasi dari interval  $[-\pi/2, \pi, 2]$  ke  $[0, 1]$ . Transformasi diperlukan untuk memperkirakan  $v_{ki}$  dan  $\eta_{ki}$  sebagai distribusi beta dibatasi pada  $[0, 1]$ . Pergeseran dalam Persamaan. 16

memastikan arah angin yang dihasilkan berada pada  $[-\pi/2, \pi/2]$ .

Untuk tephra yang tersisa ( $i = 15, \dots, 270$ ), nilai-nilai umum dari  $v_{ki}$  dan  $\eta_{ki}$  digunakan untuk  $k = 1, 2$  seperti ini peristiwa memiliki kemungkinan kecil untuk menghasilkan dua tephra lobus. Dengan asumsi tidak ada perbedaan yang signifikan dengan masa kini kondisi angin dan ketinggian kurang lebih 10.000 m, Gambar 12 dari Rhoades dkk. (2002) mengemukakan adanya angin utara kecepatan  $Z1 \sim N(0,5, 102)$  m/s, kecepatan angin timur  $Z2 \sim N(9, 122)$  m/s, dan karenanya sumbu penyebarannya adalah  $\phi = \tan^{-1}(Z1/Z2)$ . Simulasi Monte Carlo  $Z1$  dan  $Z2$  menghasilkan  $v_{ki} = 2,09$  dan  $\eta_{ki} = 2,08$  untuk  $i = 15, \dots, 270$  dan  $k = 1, 2$ . Distribusi prior simetris, berpusat pada penyebaran tephra di sebelah timur ventilasi, dengan variabilitas yang besar. Ini memungkinkan berbagai sumbu penyebaran ( $\phi_{ki} \in [-\pi/2, \pi, 2]$ ). Parameter  $\alpha_{ki}$  dan  $\beta_{ki}$  mengontrol semi-elips bentuk deposit. Untuk memenuhi kendala fisik bahwa  $\alpha_{ki} > 0$ ,  $\beta_{ki} > 0$ , dan  $\alpha_{ki} > 4\beta_{ki}$  untuk semua  $i$  dan  $k = 1, 2$ , distribusi prior berikut dibuat.

Kita tentukan dulu hal itu :

$$\beta_{1i} \sim \text{Gamma}(\gamma_1, \gamma_2), \quad (21)$$

$$\alpha_{1i} - 4\beta_{1i} \sim \text{Gamma}(\gamma_3, \gamma_4). \quad (22)$$

Jika hanya ada satu lobus (yaitu  $X_i = 0$ ), maka  $\alpha_{2i} = \alpha_{1i}$  dan  $\beta_{2i} = \beta_{1i}$ , sedangkan untuk dua lobus (yaitu,  $X_i = 1$ ),  $\beta_{2i}$  dan  $\alpha_{2i}$  diperkirakan secara terpisah tetapi memiliki distribusi sebelumnya yang sama seperti  $\beta_{1i}$  dan  $\alpha_{1i}$  di atas. Pola angin yang berlaku diasumsikan tidak berubah sepanjang peristiwa atau, dengan kata lain Dengan kata lain, distribusi sebelumnya yang sama dapat digunakan untuk angin parameter secara keseluruhan. Parameter distribusi

gamma diperoleh dengan mencocokkan momen sedemikian rupa sehingga Persamaan. 21 dan 22 mempunyai mean dan deviasi standar yang sama dengan semua nilai bukan nol  $\hat{\alpha}_{ki-4}$  dan semua  $\hat{\beta}_{ki}$  dari nama tephras di Tabel 3.2, masing-masing. Terakhir, untuk laju peluruhan ketebalan  $c_i$  dan berhingga parameter ketebalan  $d_i$ , kami menggunakan distribusi lognormal sebelumnya:

$$c_i - 2 \sim LN(\mu_{c_i}, \sigma_{c_i}^2), \quad \text{and} \quad (23)$$

$$d_i \sim LN(\mu_{d_i}, \sigma_{d_i}^2), \quad (24)$$

yang memenuhi batasan yang diberlakukan  $d_i > 0$  dan  $c_i > 2$ . Parameter distribusi lognormal dipilih dengan mencocokkan momen sedemikian rupa sehingga untuk tephras Bernama ( $i = 1, \dots, 14$ )  $c_i$  dan  $d_i$  mempunyai mean (2.201 dan 1.022 masing-masing) dan varians (masing-masing 0,009 dan 0,221) sama dengan 14 perkiraan yang diberikan pada Tabel 102. Untuk sisa tephras ( $i = 15, \dots, 270$ ), parameter didasarkan pada mean dan error untuk  $c_i$  (2,38 dan 0,26) dan  $d_i$  (1,85 dan 2.18) diperkirakan oleh Rhoades dkk. (2002). Rhoades dkk. (2002) memperkirakan nilai parameter dari volume banyak urutan besarnya. Volume tephras bernama  $d_i$  sini variabelnya jauh lebih sedikit, oleh karena itu perlakuannya terpisah.

### 3.7 Hasil

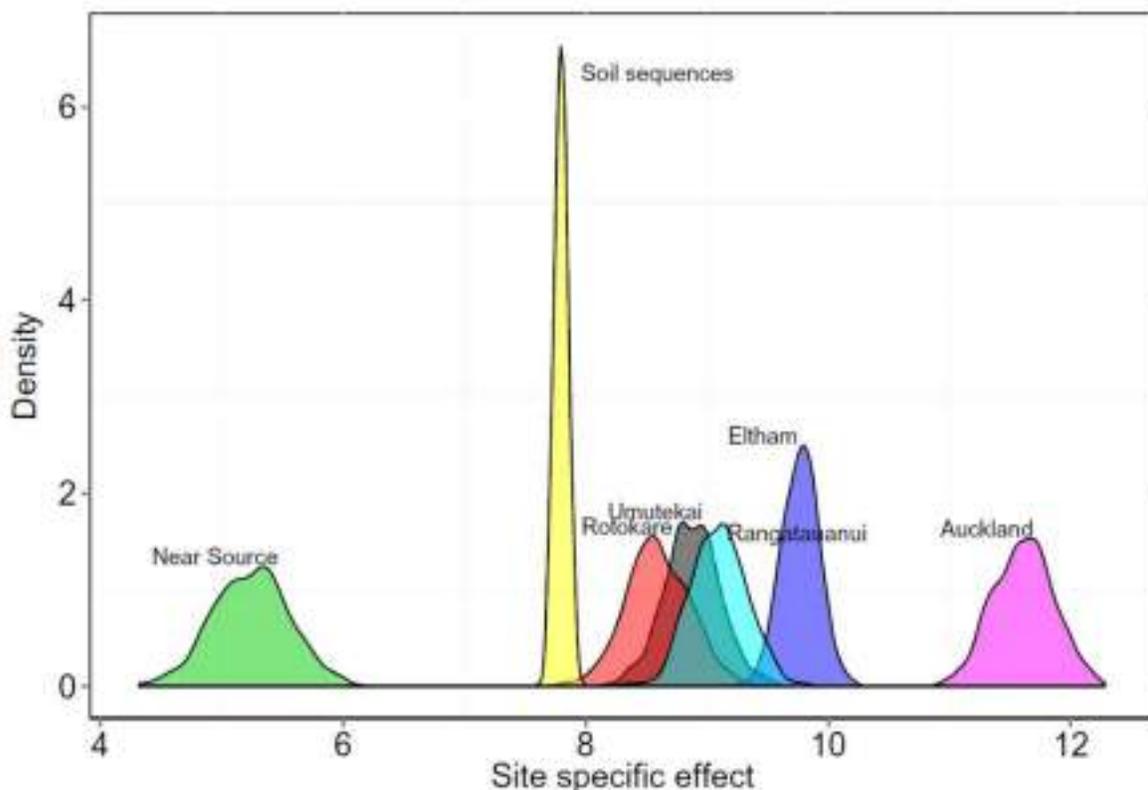
Perhitungan dilakukan dengan menggunakan Markov Chain Paket Monte Carlo (MCMC) WinBUGS (Lunn dkk.2000). MCMC menggunakan proses berulang untuk mensimulasikan model parameter dari distribusi kompleks menggunakan Markov rantai yang distribusi stasionernya sesuai dengan yang dibutuhkan distribusi posterior (Gelman dkk. 2000). Program kode diberikan dalam Materi Pelengkap C. Modelnya adalah dijalankan selama 50.000 iterasi, dengan periode burn-in yang dibuang dari 5000 iterasi. Hasil menipis karena faktor 50 untuk menghilangkan autokorelasi dan memberikan perkiraan contoh acak. Parameter spesifik lokasi  $\alpha_j$  diinisialisasi pada 0 untuk lokasi coring ( $j = 1, \dots, 6$ ), dan 8 untuk lokasi yang tersisa ( $j = 7, \dots, 39$ ). Tiga parallel simulasi berjalan dilakukan untuk memeriksa stabilitas solusinya. Semua parameter model yang dipamerkan dapat diterima sifat konvergensi.

*Goodness-of-fit* (konsep dalam *Structural Equation Modelling*) dinilai menggunakan Informasi Deviance Kriteria (DIC) (Spiegelhalter et al. 2002) yaitu Generalisasi Bayesian dari Kriteria Informasi Akaike (AIC) (Akaike 1977). DIC memberi penghargaan pada model yang cocok tetapi menghukum peningkatan kompleksitas model. Diberikan dua model apa pun, model

dengan nilai DIC yang lebih rendah lebih disukai. DIC adalah skala logaritmik, jadi selisih mutlak bersifat perkalian. Model (dasar) saat ini memiliki DIC 3428 yang digunakan untuk perbandingan kesesuaian dalam berbagai hal analisis sensitivitas dilakukan kemudian.

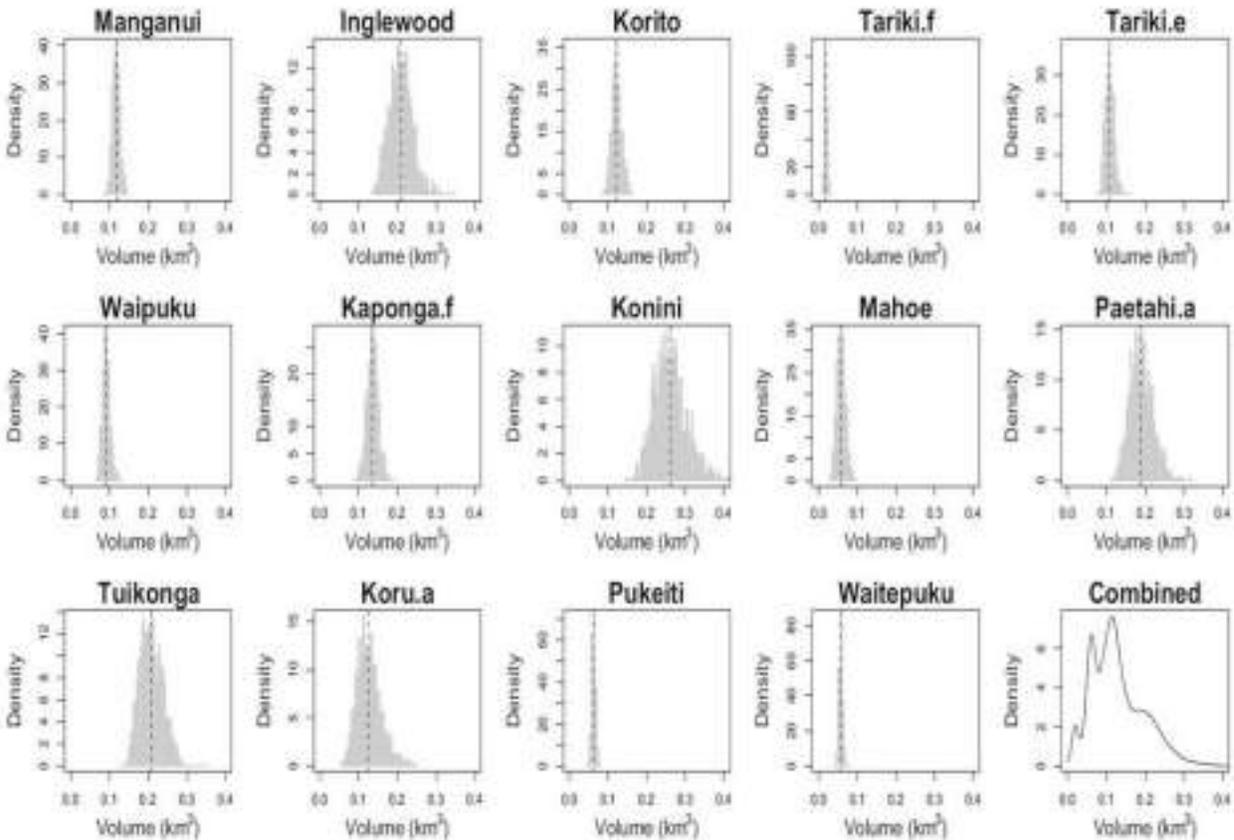
Distribusi posterior untuk efek spesifik lokasi adalah diberikan pada Gambar 3.3. Variabilitas kecil dalam agregat spesifik lokasi efek di semua urutan tanah adalah yang dikenakan kendala, karena lokasi tersebut tidak rawan overor kurang menebal. Mengobati efek spesifik lokasi urutan tanah sebagai patokan, terdapat perbedaan yang jelas dalam ketebalan yang diharapkan untuk lokasi coring.

Proksimal Tephra (sumber dekat) memiliki lokasi spesifik yang jauh lebih kecil efeknya, menunjukkan bahwa mereka lebih tipis dari yang diharapkan. Sebaliknya, ada kecenderungan untuk tephra Auckland terlalu menebal. Selain itu, tampaknya tidak ada sistematiknya hubungan efek spesifik lokasi dengan jarak, dan penyimpangan dekat sumber/Auckland kemungkinan besar diakibatkan oleh distribusi ukuran butir yang sangat berbeda di lokasi tersebut. Tephra Auckland juga memiliki sedikit tumpang tindih usia dengan tephra lainnya, yang menunjukkan bahwa mungkin ada pergeseran arah angin yang terlibat.



Gambar 3.3 : Distribusi posterior untuk efek spesifik lokasi  $a_j$ . Efek spesifik lokasi untuk urutan tanah ( $j = 7, \dots, 39$ ) ditampilkan sebagai satu distribusi posterior (Rebecca.M dkk, 2016)

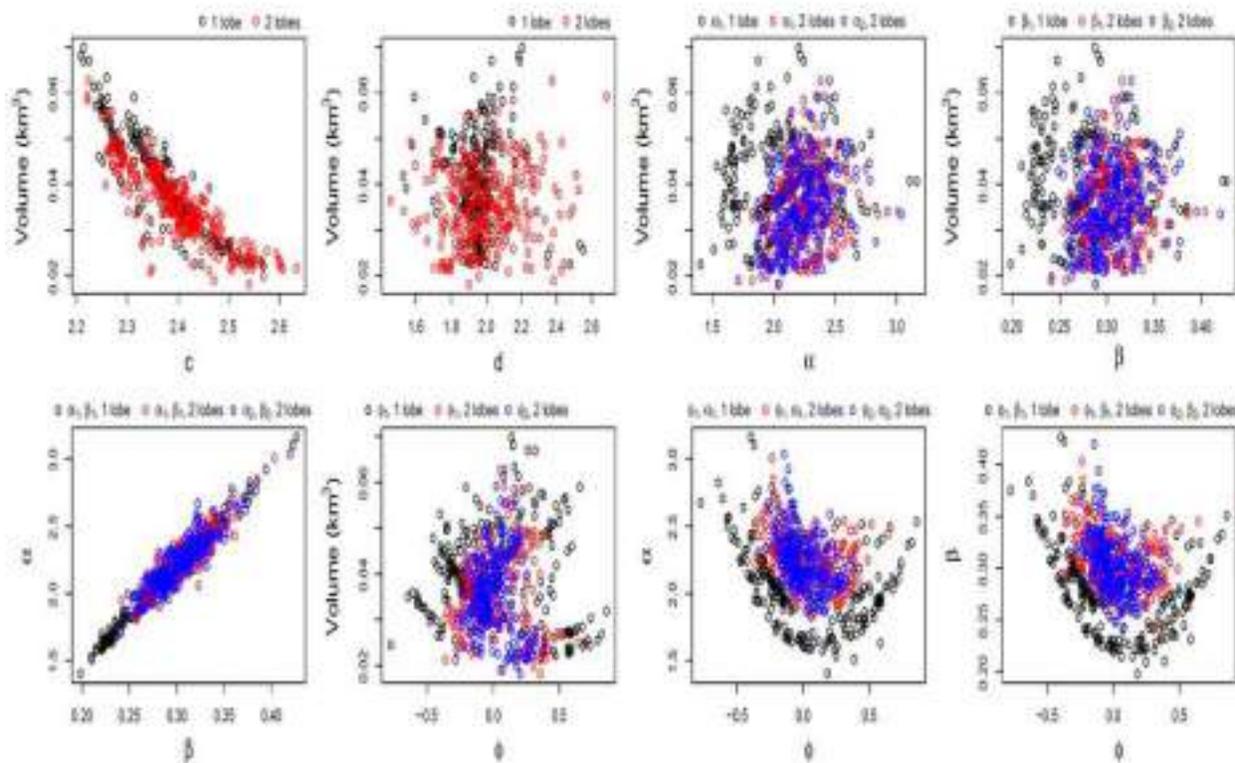
Meskipun Rawa Eltham terletak hanya  $\sim 7$  km dari Danau Rotokare dan pada sumbu penyebaran yang praktis sama dengan keduanya Danau Rotokare dan Danau Rangatauani, tephra ditemukan di Rawa Eltham biasanya lebih tebal dari dua rawa lainnya situs. Oleh karena itu, rawa Eltham merupakan hamparan yang luas dan sangat datar hanya ada sedikit remobilisasi tephra dalam skala besar setelah itu mendarat. Sebaliknya, Danau Rotokare berada di perbukitan terjal daerah tangkapan air, dan memiliki cekungan yang curam dan tidak beraturan membentuk. Oleh karena itu, kemungkinan besar deposit tephra juga tersapu ke bawah lereng, dan kecuali inti-intinya diambil dari lereng tersebut dasar danau yang absolut, sampel tephra kemungkinan besar sangat kecil. Distribusi posterior untuk volume yang diketahui bernama tephra diberikan Gambar 3.4. Variabilitas yang relatif kecil diamati untuk tephra bernama lebih tua (Pukekiti dan Waitepuku) cukup menggemirakan, mengingat keterbatasan yang ada peta isopach di Alloway dkk. (1995) (lihat Gambar 3.2). Itu gabungan distribusi volume untuk tephra Bernama menunjukkan kemungkinan terjadinya ledakan sebesar  $\sim 0,1 \text{ km}^3$  atau lebih besar tersebar luas dan mudah dikenali dalam catatan geologi.



Gambar 3.4 : Distribusi posterior untuk volume letusan  $V_i$  yang diberi nama tephras ( $i = 1, \dots, 14$ ). Garis putus-putus menunjukkan perkiraan nilai dari Tabel 2. Plot kanan bawah menunjukkan gabungan distribusi posterior untuk semua tephra Bernama (Rebecca.M dkk, 2016)

Ini berarti kemungkinan kecil tephras yang tidak disebutkan namanya lebih besar dari  $\sim 0,1$   $\text{km}^3$  terlewatkan, konsisten dengan data sebelumnya. Gambar 5 dan 6 membandingkan parameter mean posterior nilai untuk tephras yang tidak disebutkan namanya. Pada Gambar 5, parameternya nilai dipisahkan menurut kemungkinan jumlah lobus penyebaran, sedangkan pada Gambar 6 mereka diidentifikasi oleh lokasi di mana tephras diamati.  $\alpha$  dan Parameter  $\beta$  menggambarkan bentuk elips dari setiap penyebaran lobus dan dianggap sebagai proksi kekuatan angin dan variabilitas. Saat  $\alpha$  dan  $\beta$  meningkatkan elips penyebaran menjadi lebih panjang dan lebar pada tingkat yang berbeda-beda;  $\beta$  memanjang elips dengan laju diferensial.

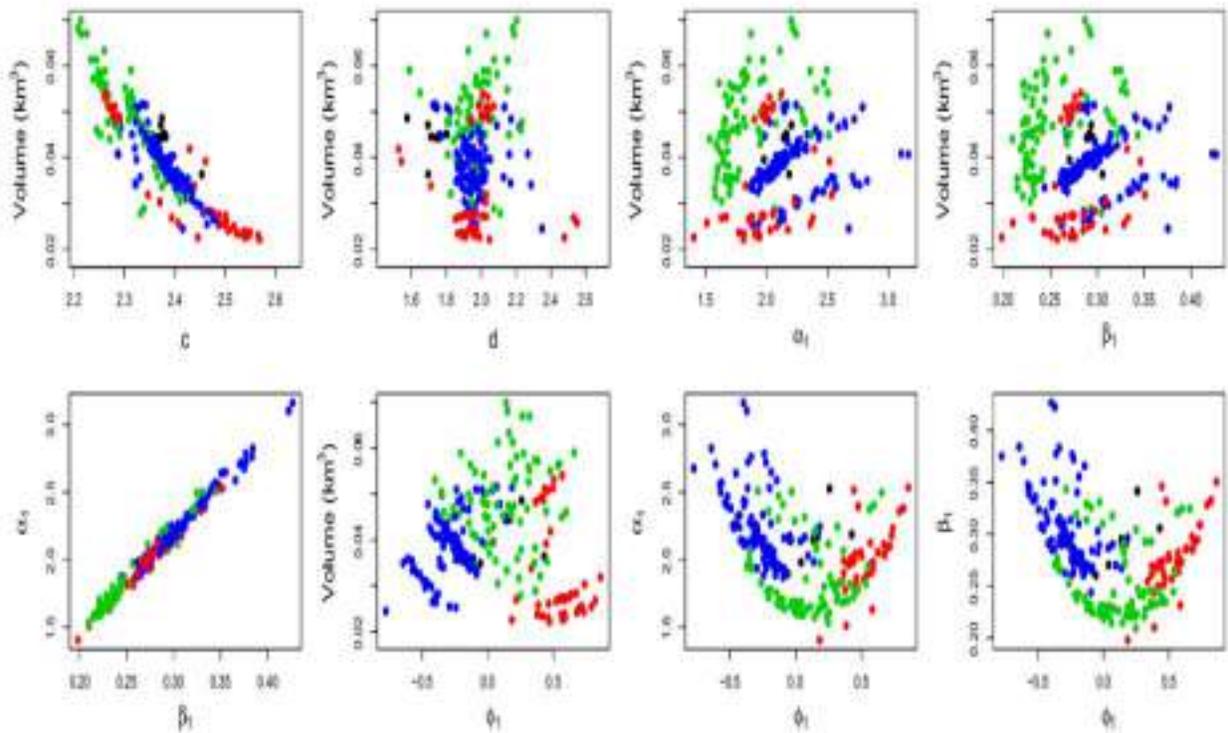
Nilai  $\alpha$  yang besar menjadi cirinya angin yang lebih kuat lebih bervariasi, sedangkan nilai  $\beta$ nya besar menggambarkan angin yang lebih kuat dan lebih konsisten. Linier yang kuat hubungan antara dua parameter bentuk ini adalah sebuah hasil dari batasan fisik yang  $\alpha > 4\beta$ . Gambar 6 menunjukkan ada sedikit korelasi antara  $\alpha$ ,  $\beta$  dan volume.



Gambar 3.5 : Nilai parameter rata-rata posterior tephra yang tidak disebutkan namanya ( $i = 23, \dots, 270$ ) dipisahkan menurut kemungkinan jumlah lobus penyebaran (Rebecca.M dkk, 2016)

Parameter gangguan  $d$  memastikan ketebalannya terbatas di ventilasi, dan tidak mengherankan jika tampaknya tidak ada hubungan apa pun dengan volume letusan tetapi tampaknya ada menjadi sedikit lebih banyak variabilitas dalam  $d$  untuk penyebaran multi-lobed (Gbr. 3.5). Ada hubungan negatif yang kuat antara volume dan parameter  $c$ , yang menggambarkan laju di mana ketebalannya berkurang seiring dengan jarak dari ventilasi. Tingkat peluruhan berbanding terbalik dengan ketinggian kolom letusan (Walker GPL 1980; Carey dan Sparks 1986). Lebih besar peristiwa mendistribusikan tephra lebih jauh ke atmosfer yang menghasilkan kolom letusan yang mencapai ketinggian lebih tinggi oleh karena itu tingkat peluruhan  $c$  yang lebih kecil diharapkan untuk volume yang lebih besar letusan. Untuk pembahasan lebih lanjut tentang volume, tinggi kolom dan tingkat penjarangan, lihat Pyle (1989). Mengizinkan banyak lobus penyebaran memberikan tingkat peluruhan ketebalan yang lebih tinggi, dengan variabilitas yang lebih besar (Gbr.3.5). Hal ini tampaknya merupakan kompensasi memengaruhi; satu lobus hanya dapat mencapai dua lokasi arah dengan menyebarkan lebih jauh. Gugusan lingkaran hitam di sebelah kiri volume versus plot bentuk

( $\alpha$  atau  $\beta$ ), pada Gambar 5, menunjukkan lebih banyak elips penyebaran melingkar untuk tephra lobus tunggal ( $\alpha$  lebih kecil dan nilai  $\beta$ ). Dengan asumsi satu lobus juga cenderung memaksa arah angin lebih jauh ke utara atau selatan (nilai  $\phi$  absolut lebih besar), sedangkan dua lobus memungkinkan penyebaran yang lebih ‘tertarget’ arah, dan karenanya memungkinkan peluruhan lebih cepat ( $c$  lebih besar).



Gambar 3.6 : Nilai parameter rata-rata posterior dari tephra yang tidak disebutkan namanya ( $i = 23, \dots, 270$ ) untuk kemungkinan kasus hanya satu lobus penyebaran. Hijau lingkaran menunjukkan tephra yang diamati di setidaknya satu lokasi Selatan (Danau Rotokare, Rawa Eltham, Danau Rangatauani) dan setidaknya satu lokasi utara (Danau Umutekai dan Auckland). Lingkaran merah melambangkan tephra hanya diamati di lokasi utara. Lingkaran biru melambangkan tephra hanya diamati di lokasi selatan. Lingkaran hitam melambangkan tephra diamati dalam catatan sumber dekat saja (Rebecca.M dkk, 2016)

Peristiwa yang diamati di situs utara dan selatan telah terjadi volume yang lebih besar, konsisten dengan letusan yang lebih besar penyebaran yang lebih luas (Gbr.3.6). Peristiwa hanya diamati di bagian utara catatan tampaknya memiliki volume yang relatif lebih kecil, yang kemungkinan besar disebabkan oleh lokasi lokasi pengambilan sampel. Itu sekelompok kecil peristiwa di utara  $> 0,05 \text{ km}^3$  sesuai dengan yang hanya diamati dalam catatan Auckland. Parameter angin sebagian besar diarahkan ke arah tersebut lokasi observasi ( $\phi_1 > 0$  untuk kejadian yang hanya diamati di lokasi utara, dan  $\phi_1 < 0$  untuk lokasi yang hanya diamati selatan

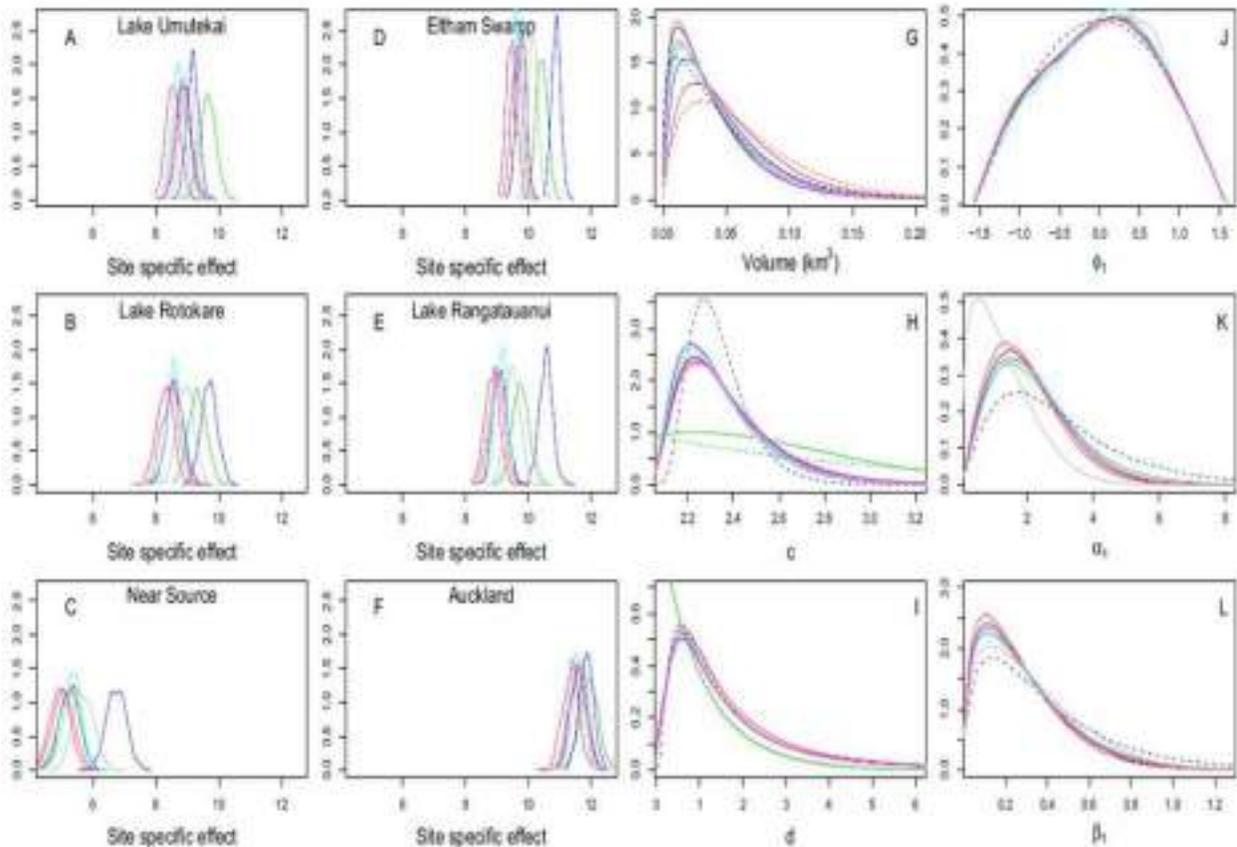
gunung berapi). Tephra menyebar lebih jauh ke utara (seperti  $\varphi \rightarrow \pi/2$ ) atau selatan (karena  $\varphi \rightarrow -\pi/2$ ) memerlukan elips yang lebih panjang, dan alhasil tidak ada titik yang mempunyai  $\alpha$  atau  $\beta$  kecil nilai tetapi arah angin absolut besar  $\varphi$ . Masih ada lagi variabilitas dalam nilai parameter untuk tephra yang diamati di kedua arah. Meskipun arah dan volume angin tampaknya terkait dengan lokasi di mana tephra berada diamati, tampaknya tidak ada perbedaan besar dalam hal ini parameter bergantung tephra lainnya.

### 3.8 Analisis sensitivitas

Dalam menganalisis penyebaran tephra, sejumlah asumsi dibuat, terutama yang berkaitan dengan distribusi sebelumnya parameter modelnya. Karena fokusnya adalah memperkirakan volume, penyelidikan sensitivitas perkiraan volume perubahan dalam distribusi sebelumnya yang dipilih diperlukan. Mungkin asumsi terbesar yang dibuat oleh spesifikasi model kami apakah tephra tersebar di bawah kehadiran angin kencang. Pola penyebaran elips tersirat, yang memanjang menurut parameter bentuk  $\alpha$  dan  $\beta$ , dan berorientasi pada arah  $\varphi$  di mana angin sedang bertiup. Asumsi alternatif 'tidak ada angin' adalah jawabannya menyiratkan tephra yang diendapkan dalam pola melingkar di sekitar ventilasi, dimana  $f_1(\cdot)$  dan  $f_2(\cdot)$  pada persamaan 7 ditetapkan sama dengan nol. Adalah mengejutkan bahwa volume posterior diperoleh di bawah asumsi tidak ada angin tampaknya serupa (Gbr. 7g); Namun, Gambar 7a–f menunjukkan bahwa terdapat efek spesifik lokasi mungkin dilebih-lebihkan sebagai kompensasi. Gambar 3.8 membandingkan pola penyebaran diperkirakan oleh model kami dengan itu model yang mengasumsikan tidak ada efek angin. Dari Gambar 8, itu segera terlihat bahwa asumsi penyebaran melingkar tidak berlaku untuk data ini. Mengingat lokasi di mana setiap tephra diamati, memungkinkan penyebaran tephra sebelah barat ventilasi tidak realistis. Tidak mengherankan, DIC memang demikian jauh lebih buruk (DIC = 3453) meskipun terjadi penurunan substansial jumlah parameter model. Dalam model dasar kami  $\sigma$  telah diperbaiki.

Kami sekarang akan mempertimbangkan pendekatan yang lebih fleksibel, memaksakan distribusi sebelumnya pada ketelitian ketebalan  $\tau = 1/\sigma^2$  semi informasi oleh kesalahan standar sisa ( $s = 1,78$ ) dari Rhoades dkk. (2002) :

$$\tau \sim \text{Gamma}(2, 2s^2), \quad (25)$$

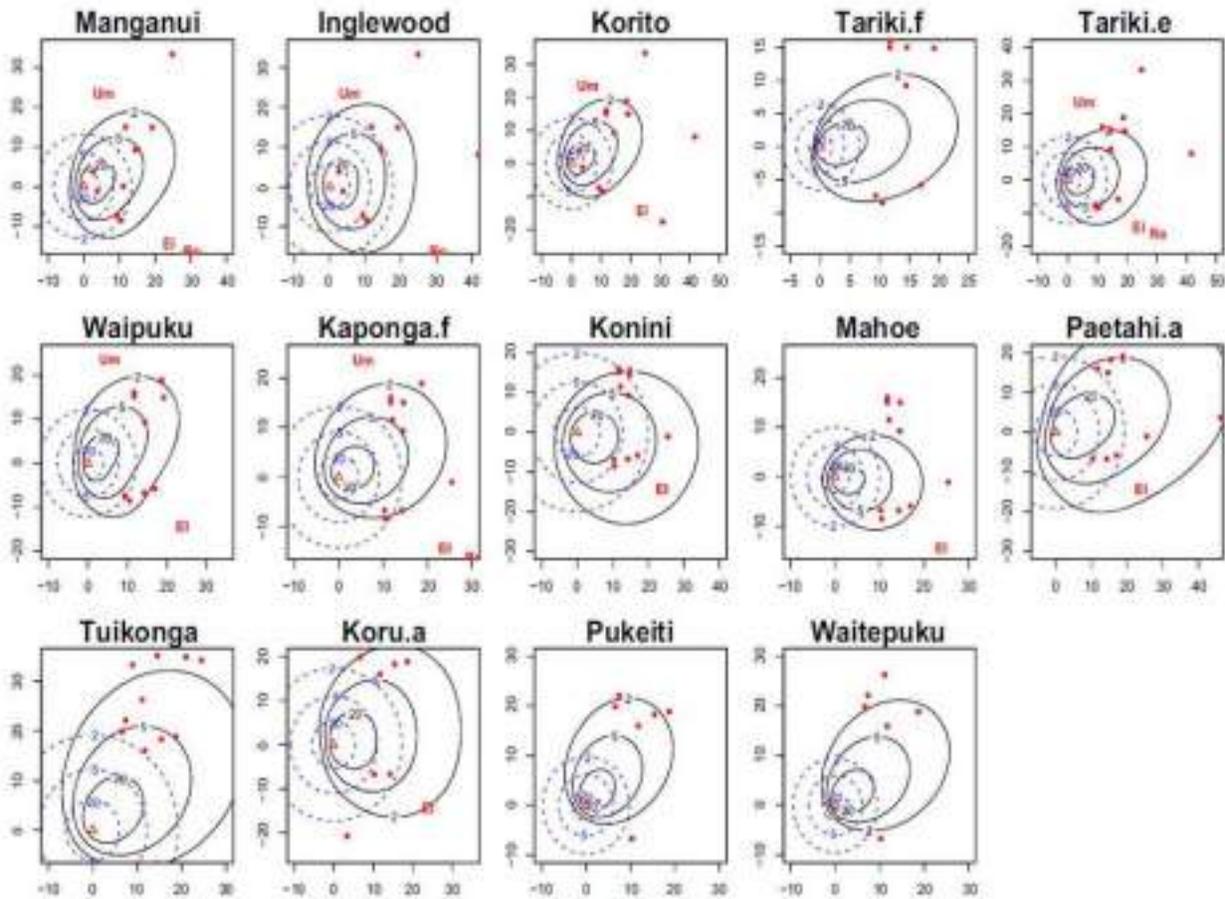


Gambar 3.7 : Perbandingan antara kepadatan sebelumnya dan posterior untuk berbagai macam analisis sensitivitas. Garis padat untuk distribusi posterior, putus-putus jalur untuk distribusi sebelumnya. Model dasar berwarna hitam, volume meningkat model berwarna merah, referensi sebelumnya di c, d berwarna hijau, seragam sebelumnya di probabilitas dua lobus berwarna magenta, kontur melingkar berwarna biru, itu model yang memperbaiki  $\alpha = 4\beta$  berwarna abu-abu, dan model yang menerapkan prioritas presisi ketebalan dalam cyan (Rebecca.M dkk, 2016)

Rata-rata posterior dan deviasi standar untuk  $\tau$  (0,580 dan 0,027) menunjukkan presisi yang lebih besar (variabilitas lebih kecil). pengukuran ketebalan dibandingkan yang diperoleh Rhoades dkk.(2002) untuk deposit Taupo. Hal ini seperti yang diharapkan; Rhoades dkk. (2002) memodelkan hubungan rata-rata antara ketebalan dan volume tephra oleh karena itu kesalahan sisa model mereka jauh lebih besar daripada yang diharapkan untuk individu acara. Penggunaan prior untuk presisi muncul memiliki pengaruh yang sangat kecil pada distribusi posterior baik parameter yang bergantung pada tephra maupun efek spesifik lokasi (Gbr. 3. 7). Selain itu, kompleksitas model diperkenalkan oleh menggunakan prior untuk presisi ketebalan menghasilkan DIC yang lebih buruk (DIC = 3485).

Awalnya, kemungkinan mengamati dua lobus ( $q_i$ ) adalah ditetapkan secara semi-arbitrer pada 0,1 untuk tephra yang tidak disebutkan namanya ( $i = 15, \dots, 270$ ).

$$q_i \sim U(0, 1), \quad (26)$$

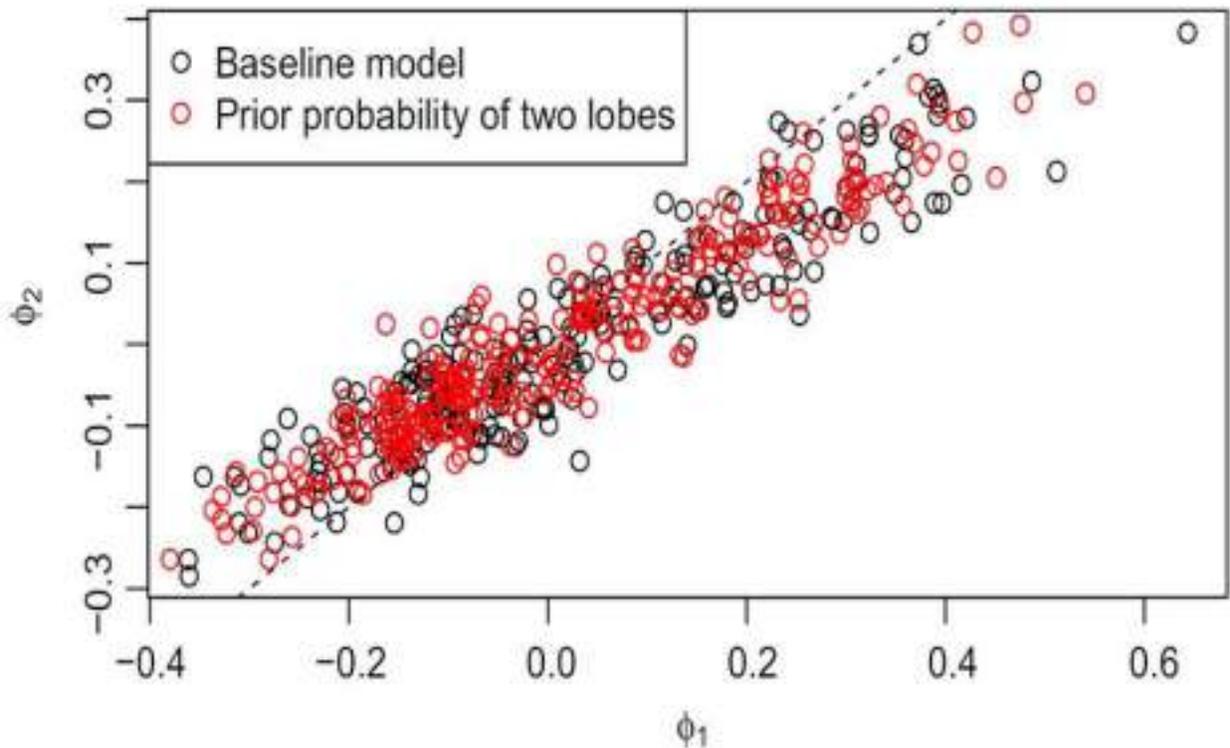


Gambar 3.8 : Penyebaran bernama tephra. Segitiga menunjukkan posisinya ventilasi, satuan sumbu dalam kilometer dari ventilasi (0,0), isopach dalam sentimeter (20, 5, dan 2 cm). Isopach dibuat menggunakan nilai parameter rata-rata posterior. Garis padat mewakili pilihan model, garis putus-putus mewakili kontur melingkar yang dihasilkan dari sensitivitas analisis dengan asumsi tidak ada angin. Poin menunjukkan di dekatnya lokasi pengambilan sampel (Danau Umutekai (Um), Rawa Eltham (El), Danau Rotokare (Ro)) yang mengamati tephra yang diberikan (Rebecca.M dkk, 2016)

Sebagai alternatif, kami menerapkan seragam terlebih dahulu yang menghindari anggapan bahwa kemungkinan terjadinya ganda pola penyebaran lobed kecil. Hal ini tidak membaik kesesuaian ( $DIC = 3482$ ) dan perkiraan volume tidak terpengaruh (Gbr.3.7g). Probabilitas rata-rata posterior dari dua lobus penyebaran di bawah Persamaan. 26 adalah 0,488 dengan standar deviasi 0,288. Gambar 3.9 menunjukkan ketika dua lobus muncul di bawah Persamaan. 26, mereka biasanya memiliki arah yang sangat mirip. Itu lobus penyebaran tumpang tindih sehingga menghasilkan kipas yang sempit dua elips yang dapat dibedakan. Mengingat terbatasnya data

yang tersedia, ini adalah tingkat kebebasan yang bisa kita lakukan tanpanya. Juga untuk konsisten dengan ini, tephra utama akan membutuhkan empat atau lebih lobus.

Hubungan linier yang kuat diamati antara keduanya parameter bentuk  $\alpha$  dan  $\beta$  (Gbr.3.5) menunjukkan jumlah parameter model dapat dikurangi dengan memaksa  $\alpha_{ki}$  menjadi a fungsi  $\beta_{ki}$ , misalnya menetapkan  $\alpha_{ki} = 4\beta_{ki}$  untuk  $k = 1, 2$ .



Gambar 3.9 : Perbandingan arah angin rata-rata posterior  $\phi_{1i}$  dan  $\phi_{2i}$  (dalam radian) untuk kasus dua lobus penyebaran untuk yang tidak disebutkan Namanya tefras. Garis putus-putus mewakili kasus dimana  $\phi_{1i} = \phi_{2i}$  (Rebbeca.M dkk, 2016)

Meskipun distribusi posterior untuk  $\beta$  relatif tidak terpengaruh dengan perubahan ini, distribusi yang dihasilkan untuk  $\alpha$  memiliki a mode yang lebih kecil dan variabilitas yang lebih sedikit dibandingkan model dasar (Gbr. 3.7k). Elips penyebaran yang memanjang akan menghasilkan dan efek penebalan spesifik lokasi terlalu meningkat kompensasi (Gbr.3.7a – f). Meskipun terjadi penurunan yang besar jumlah parameter estimasi, fit yang dihasilkan banyak lebih buruk (DIC = 3449). Tingkat peluruhan ketebalan  $c_i$ , dan ketebalan terbatas parameter  $d_i$ , ditentukan dalam Persamaan. 23 dan 24 dengan sebelumnya distribusi berdasarkan perkiraan yang diberikan oleh Rhoades dkk. (2002).

$$c_i - 2 \sim \text{Gamma}(1, 1), \quad \text{and} \quad (27)$$

$$d_i \sim \text{Gamma}(1, 1). \quad (28)$$

Di sini, kami menerapkan distribusi sebelumnya yang kurang informatif yang masih mempertahankan batasan non-negatif pada  $d$ , dan batasan bahwa  $c \geq 2$ . Dalam arti praktis, hasilnya perkiraan untuk  $d$  tidak terlalu penting. Hanya itu saja disertakan untuk membatasi ketebalan yang sangat dekat dengan ventilasi dan memiliki pengaruh yang sangat kecil terhadap bentuk atau volume penyebaran.

Perbandingan antara sebelumnya (27) dan posterior untuk  $c$  menunjukkan distribusi berekor lebih tipis yang cenderung ke arah a mode lebih sesuai dengan hasil awal (Gbr 3.7h). Meskipun ada perbedaan nyata dalam distribusi posterior yang dihasilkan untuk  $c$ , perkiraan untuk parameter lainnya tetap ada relatif tidak terpengaruh. Mirip dengan analisis sensitivitas lainnya, DIC yang dihasilkan tidak menunjukkan adanya perbaikan cocok ( $\text{DIC} = 3513$ ).

Distribusi sebelumnya untuk volume tephra yang tidak disebutkan Namanya dalam Persamaan. 14 didasarkan pada asumsi volume maksimum 1 km<sup>3</sup>, modus pada 0,01 km<sup>3</sup>, dan diharapkan 90 % kejadian yang menghasilkan kurang dari 0,1 km<sup>3</sup>. Di sini, kami mempertimbangkan sebuah distribusi prior alternatif berdasarkan moda pada 0,03 km<sup>3</sup>, dengan 80% acara diharapkan menghasilkan kurang dari 0,1 km<sup>3</sup> :

$$V_i \sim \text{Beta}(1.73, 24.37). \quad (29)$$

Meskipun pilihan distribusi prior mempengaruhi posterior perkiraan volume, tampaknya ada trade-off dengan efek spesifik lokasi. Gambar 3.7a – f. Mengingat formulasi model dalam Persamaan. 7, jika volume  $V_i$  diperbesar, pasti ada a efek kompensasi untuk mencapai hal yang sama yang diamati ketebalan di setiap lokasi. Memaksakan alternatif sebelumnya distribusi volume tidak meningkatkan kebaikan ( $\text{DIC} = 3470$ ) dan tampaknya tidak mempengaruhi distribusi posterior untuk bergantung pada peristiwa lainnya parameter (Gbr 3.7h – l). Hal ini menunjukkan bahwa kompensasi efeknya berasal dari perubahan parameter  $a_j$  khusus lokasi sendiri.

### 3.9 Diskusi

Parameter spesifik lokasi bertindak secara aditif pada logaritma dari ketebalan tephra yang diamati (lihat Persamaan 7) jadi sebagai tambahan untuk memahami efek relatif spesifik lokasi,

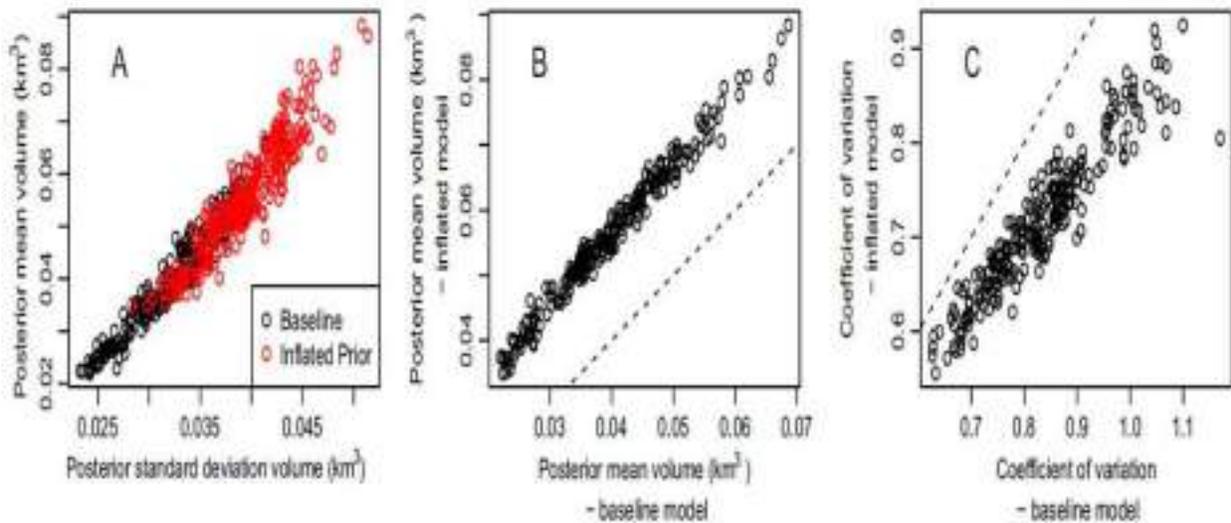
efek absolut ukuran untuk setiap lokasi perlu diukur. Itu akan lebih baik menempatkan distribusi sebelumnya yang lebih informatif pada  $a_j$ , yang pada akhirnya dapat memberikan batasan yang lebih baik untuk  $V_i$  meningkatkan perkiraan volume sebenarnya. Namun sampai sekarang, sangat sedikit yang diketahui tentang kelebihan relatif tersebut properti yang kurang menebal di setiap lokasi dan bahkan lebih sedikit lagi tentang karakteristik ini ribuan tahun yang lalu di bawah pola iklim dan vegetasi bervariasi dan karenanya berbeda tingkat erosi pada lanskap dan pengendapan di sekitarnya di rawa-rawa danau melalui proses aeolian atau lereng.

Oleh karena itu, kita harus memikirkan matang-matang mengenai pendistribusian sebelumnya untuk volume untuk memastikan perkiraan volume yang realistis diperoleh. Meskipun perkiraan volume untuk tephra yang tidak disebutkan namanya tampak sangat sensitif terhadap pilihan distribusi sebelumnya untuk  $V$ , pertanyaan pentingnya adalah berapa priornya mempengaruhi bagian posterior. Dengan menggembungkan volume secara relative ukuran dampak spesifik lokasi tetap tidak berubah, yaitu pengurutan efek spesifik lokasi dari Near-Source hingga Auckland tidak berubah (Gbr 3.7a – f). Ukuran relatif masing-masing tephra yang tidak disebutkan namanya dan variabilitasnya sekitar perkiraan volume juga dipertahankan (Gbr 3.10). Distribusi perkiraan volume miring ke kanan dengan positif yang kuat hubungan antara mean posterior dan deviasi standar (Gbr 3.10a). Gambar 3.10c menunjukkan bahwa ada sedikit lebih banyak variabilitas di sekitar volume rata-rata posterior di bawah model dasar. Namun model dengan volume digelembungkan sebelumnya (29) memberikan kecocokan yang lebih buruk ( $DIC = 3470$ ).

Dapat disimpulkan bahwa terjadi pergeseran distribusi sebelumnya terlalu membatasi volume. Sayangnya, pertanyaannya masih tersisa apakah model dasar benar-benar mampu menangkapnya volume letusan sebenarnya. Namun perlu dicatat bahwa perbedaan volume rata-rata posterior yang diperoleh di sini adalah jauh lebih kecil dari ketidakpastian volume pada umumnya (lih. Bonadonna dan Kosta 2012). Tephra yang diberi nama memiliki perkiraan volume sekitar  $0,1 \text{ km}^3$  (Tabel 3.2). Ini menunjukkan sebagian besar tephra yang tidak disebutkan namanya seharusnya berukuran kurang dari  $0,1 \text{ km}^3$ ; jika tidak, penyebarannya akan cukup luas mudah dikenali dan selanjutnya diklasifikasikan berdasarkan nama tephra. Distribusi yang sangat miring ke kanan, dengan sangat kemungkinan kecil volumenya melebihi  $0,1 \text{ km}^3$ , dengan demikian dijamin untuk tephra yang tidak disebutkan namanya. Parameterisasi asli

ditentukan secara praktis distribusi prior simetris untuk arah angin, terpusat di sekitar penyebaran tephra di sebelah timur ventilasi ( $\phi = 0$ ).

Gambar 3.7j menunjukkan distribusi posterior dengan mode lebih lanjut utara (kira-kira 0,25 radian atau  $15^\circ$  berlawanan arah jarum jam dari timur), hasil yang konsisten dengan isopach yang diketahui diagram (Alloway dkk. 1995).



Gambar 3.10 : Perbandingan antara perkiraan volume posterior tephra yang tidak disebutkan namanya untuk model dasar dan model peningkatan volume (Rebecca.M dkk, 2016)

Mengingat rata-rata usia masing-masing tephra (Bahan Pelengkap B), prospek yang timbul memeriksa perubahan arah angin rata-rata posterior seiring waktu (Gbr 3.11a). Cluster  $\phi < 0$  poin diamati antara 25 dan 40 kal ka BP didorong oleh fakta daripada tephra yang lebih tua dari 25,6 kal ka BP hanya diamati dalam catatan Eltham Swamp dan Auckland. Ini adalah Batasan dari data; dengan hanya satu atau dua rekaman yang terentang cukup jauh ke belakang untuk mengamati tephra tertua, angin parameter dipaksa ke arah lokasi pengamatan, terlepas dari apa pola angin sebenarnya.

Untuk pemahaman yang lebih baik tentang perubahan angin dari waktu ke waktu, catatan yang lebih panjang dikumpulkan dari banyak lokasi di berbagai tempat jarak dan arah sudut dari ventilasi diperlukan. Meskipun mudah untuk menggabungkan berbagai prior angin subjektif dalam model tersebut, terdapat masalah sirkularitas. Angin mendahului mempengaruhi perkiraan volume, yang pada gilirannya mempengaruhi angin parameter. Perluasan pekerjaan ini mencakup penyelidikan perubahan jangka panjang pada profil angin tergantung pada kondisi

setempat Iklim Purba. Iklim paleoklimat di wilayah ini termasuk aktif bidang penelitian (lih. Alloway dkk. 2007), yang menjadi tujuan penelitian ini berkontribusi.

Ada batasan ketat pada jumlah ketebalan data tersedia untuk tephra kecil yang tidak disebutkan namanya. Letusan volume diperkirakan untuk sejumlah besar tephra dimana, dalam beberapa kasus, tephra tertentu mungkin hanya memiliki a pengukuran ketebalan tunggal dari satu lokasi. Ini mempunyai mempengaruhi perkiraan arah angin selama ini letusan. Penyebaran searah dengan lokasi pengambilan sampel tersirat. Idealnya, sejumlah besar rangkaian inti pada berbagai sudut dan jarak dari gunung berapi tersedia, untuk memberikan perkiraan volume yang lebih andal. Jika catatan baru tersedia, mereka dapat dengan mudah dimasukkan ke dalam model. Memahami penyebaran dan besar kecilnya peristiwa-peristiwa kecil tersebut menantang karena kelangkaan data, dan kompleksitas terlibat dalam proses fisik yang mengatur penyebaran tephra. Inferensi Bayesian memberikan kerangka ideal untuk memperkirakan volume letusan. Perkiraan volume yang dapat diandalkan adalah tidak dapat dicapai melalui analisis sederhana terhadap data ketebalan sendiri.

Sebaliknya, pendekatan model fisik parametrik harus dilakukan diambil untuk memasukkan faktor-faktor lain yang mempengaruhi penyebaran, seperti kondisi angin. Meskipun modelnya punya beberapa sifat inferensial yang tidak diinginkan, karena kesulitan dalam memisahkan parameter model, ini memberikan penurutan kerangka untuk memperkirakan volume. Tidak diketahui apakah model terpisah yang lebih baik dapat dirumuskan yang telah sifat fisik yang tepat. Gonzalez-Mellado dan De la Cruz-Reyna (2010) menyarankan model fisik alternatif untuk redaman ketebalan tephra. Meskipun hal ini dapat membentuk dasar metode untuk memperkirakan volume letusan (Kawabata dkk. 2015), memasukkannya ke dalam kerangka Bayesian adalah hal yang rumit oleh fakta bahwa volume tidak dimasukkan secara eksplisit parameter model. Model ini juga memiliki masalah dalam pemisahan kecepatan angin dan laju peluruhan ketebalan (Kawabata dkk. 2013).

Metodologi ini memerlukan spesifikasi sejumlah distribusi sebelumnya. Ini harus mencakup hal-hal yang mendasarinya keyakinan atau asumsi proses dan dapat disesuaikan dengan masalah yang ada. Prior ada tiga jenis: (1) eksogen informasi seperti angin, yang tersedia; (2) data mengenai letusan besar, yang seringkali terdefinisi dengan baik, dan (3) parameter seperti  $c$  dan  $d$ , yang semuanya setidaknya pada awalnya dapat didasarkan pada nilai-nilai dari gunung berapi lain.

Pendekatan ini layak dilakukan dengan informasi terbatas, namun lebih jauh perkembangan, mencari informasi sebelumnya yang lebih informatif untuk efek spesifik lokasi atau arah angin, mungkin memberikan batasan yang lebih baik untuk perkiraan volume. Menggunakan volume perkiraan dari gunung berapi analog (yang menunjukkan hal serupa karakteristik letusan seperti Gunung Taranaki) untuk dibangun sebelumnya distribusi juga bisa menjadi suatu kemungkinan tetapi hal itu mungkin ada tantangan karena kondisi angin yang berbeda dan kurangnya catatan rinci yang tersedia.

### **3.10 Implikasi terhadap model bahaya**

Perkiraan volume curah rata-rata posterior berkisar antara 0,02 hingga 0,26 km<sup>3</sup> sesuai dengan potensi letusan VEI 3-4 Hal ini sesuai dengan asumsi Alloway dkk. (1995) bahwa semua tephra tersebar luas di luar taman nasional batas diperkirakan memiliki volume >0,01 km<sup>3</sup>.

Kurva frekuensi-volume diperkirakan dari danau Umutekai inti oleh Bebbington dkk. (2008) juga mengemukakan sebagian besarnya (~ 85 %) peristiwa mempunyai volume kurang dari 0,1 km<sup>3</sup>. Potensi VEI yang dinyatakan di sini adalah untuk tujuan perbandingan, untuk memberikan kerangka acuan global untuk menyamakan perkiraan volumenya dibandingkan gunung berapi dan/atau letusan lainnya. Tephra kecil yang tidak disebutkan namanya yang hanya disimpan di urutan inti memiliki volume rata-rata posterior mulai dari 0,02 hingga 0,07 km<sup>3</sup> (VEI 3). Meskipun kisaran ini relative sempit, distribusi volume posterior (Gbr. 7g) menunjukkan ada kemungkinan beberapa letusan lebih besar dari ini (VEI rendah 4) dan untuk beberapa lebih kecil. Perkiraan volume letusan dari model dasar dapat digunakan untuk membuat prakiraan bahaya bagi Gunung di masa depan letusan Taranaki. Distribusi umum untuk pemodelan ukuran/volume diperlukan.

Kehadiran kecil dan letusan besar yang meluas di Gunung Taranaki menunjukkan distribusi bimodal untuk pemodelan logaritma letusan volume  $Z = \log(V)$ . Kami mempertimbangkan campuran Weibull distribusi :

$$f(Z) = pk_1\delta_1^{k_1} Z^{k_1-1} \exp(-(\delta_1 Z)^{k_1}) + (1-p)k_2\delta_2^{k_2} Z^{k_2-1} \exp(-(\delta_2 Z)^{k_2}), \quad (30)$$

a mixture of normal distributions

$$f(Z) = \frac{p}{\sigma_1\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(Z-\mu_1)^2}{2\sigma_1^2}\right) + \frac{1-p}{\sigma_2\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(Z-\mu_2)^2}{2\sigma_2^2}\right), \quad (31)$$

and a mixture of lognormal distributions

$$f(Z) = \frac{p}{Z\sigma_1\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln Z - \mu_1)^2}{2\sigma_1^2}\right) + \frac{1-p}{Z\sigma_2\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln Z - \mu_2)^2}{2\sigma_2^2}\right), \quad (32)$$

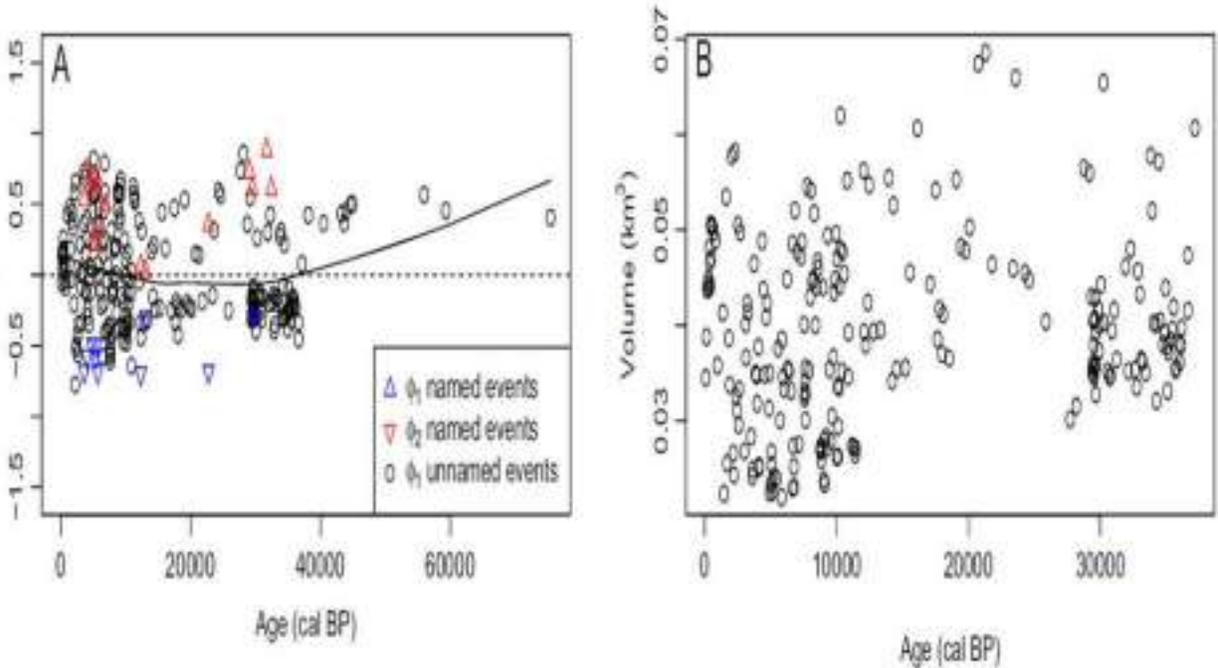
dimana p adalah proporsi pencampuran ( $0 \leq p \leq 1$ ). Sejak distribusi Weibull dan lognormal hanya mendukung positif nilai, estimasi volume rata-rata posterior diskalakan dengan membaginya dengan angka kecil sembarang (0,001 km<sup>3</sup>) sebelum mengambil logaritma (yaitu Weibull dan lognormal distribusi campuran sesuai dengan  $Z = \log(V / 0,001)$ ).

Parameter dalam setiap model diperkirakan secara numerik maksimalisasi fungsi dan model kemungkinan log kecocokan dibandingkan menggunakan Kriteria Informasi Akaike (Akaike 1977) (lihat Materi Pelengkap D). Penskalaan ulang volume untuk memastikan nilai logaritmik positif berarti bahwa parameter untuk Weibull dan tampilan lognormal 5 10 20 50 100 200 500 1000 2000 0,03 0,04 0,06 Periode istirahat (tahun) Volume letusan selanjutnya (km<sup>3</sup>). Untuk alasan ini, campuran distribusi normal mungkin lebih disukai. Nyatanya, ketika dipasang ke perkiraan volume posterior dari garis dasar model, campuran distribusi normal memberikan fit superior (AIC lebih kecil).

Pendekatan statistik untuk meramalkan ukuran masa depan peristiwa pada dasarnya terbatas pada ukuran umum yang dapat diprediksi model (Sandri dkk. 2005; Marzocchi dan Zaccarelli 2006; Bebbington 2014). Turner dkk. (2011) menemukan hubungan ukuran yang dapat diprediksi untuk penyebaran yang luas bernama Taranaki tephra; pada skala acara besar, itu semakin lama interval antara letusan, semakin kecil letusan berikutnya volume letusan

mungkin terjadi. Menariknya, itu hal sebaliknya tampaknya berlaku untuk tephra kecil yang tidak disebutkan namanya (Gbr 3.12), terlepas dari kenyataan bahwa volume tephra ini tetap relatif konstan sepanjang waktu (Gbr 3.11b).

Bukti ini berguna dalam kerangka perkiraan bahaya dan memberikan motivasi untuk eksplorasi lebih lanjut prediksi ukuran letusan Gunung Taranaki.

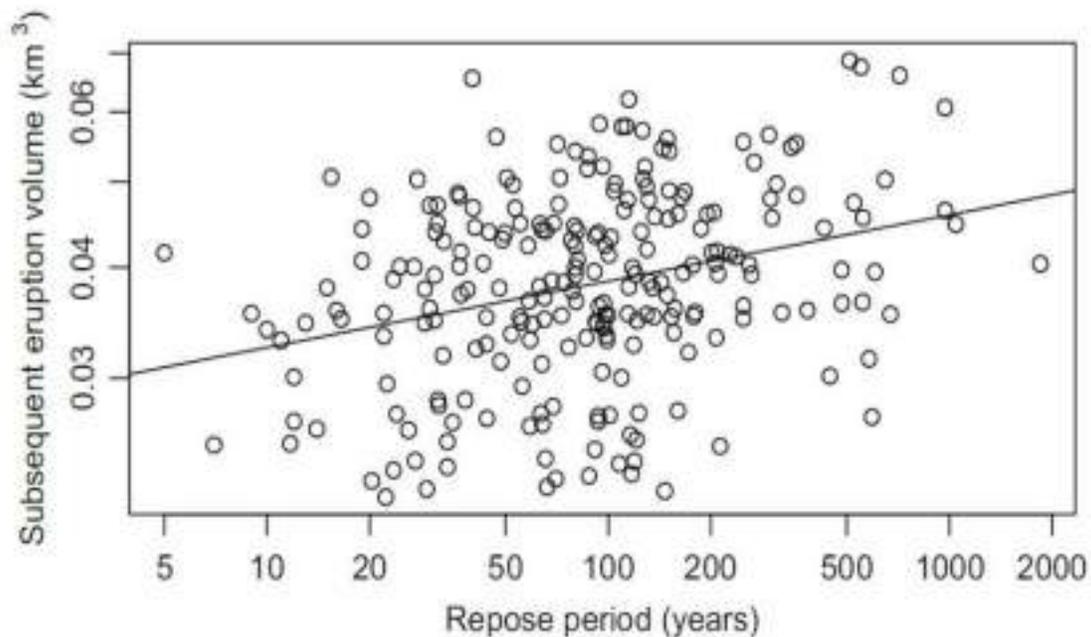


Gambar 3.11 : Perubahan arah angin rata-rata posterior  $\phi$  (dalam radian) dari waktu ke waktu dan b volume rata-rata posterior ( $\text{km}^3$ ) dari waktu ke waktu untuk tephra yang tidak disebutkan namanya. Garis putus-putus melambangkan arah timur. Garis padat menunjukkan garis halus loess. Tephra yang lebih tua dari 38.000 kal BP adalah dikecualikan dari (b) karena hanya diamati dalam catatan Auckland (Rebecca.M dkk, 2016)

### 3.11 Kesimpulan

Kami telah menyajikan pendekatan Bayesian untuk memperkirakan volume dari serangkaian panjang deposit tephra dari Mt Taranaki. Pengamatan ketebalan titik dimodelkan sebagai fungsi jarak dan arah sudut setiap lokasi. Peta Isopach digunakan untuk membangun distribusi sebelumnya untuk parameter model. Daripada menggabungkan banyak hal peristiwa, letusan dimodelkan secara individual. Volume letusan diperkirakan, selain angin dan lokasi tertentu efek pada ketebalan deposit.

Sebagian besar penelitian berfokus pada letusan besar yang meluas dengan menggunakan peta isopach dibangun dari pengamatan urutan tanah. Sebaliknya, kami mengambil pendekatan unik, dengan menggabungkan ketebalan mentah pengukuran tephra dari inti tambahan (danau dan rawa) urutan.



Gambar 3.12 : Waktu istirahat dan volume letusan berikutnya (pada log skala) untuk acara yang tidak disebutkan namanya. Garis regresi paling cocok ditambahkan (nilai P kemiringan  $<0,001$ ). Deposit yang lebih tua dari 38.000 kal BP tidak termasuk hanya diamati dalam catatan kontribusi Auckland tidak mudah ditafsirkan (Rebecca.M dkk, 2016)

Sedimen dapat bertahan sangat tipis tephra yang memfasilitasi penyelidikan pola penyebaran dan volume tephra dari peristiwa yang jauh lebih kecil. Sampai kini, skala peristiwa-peristiwa kecil ini belum meluas dipahami atau diukur.

Perkiraan volume yang dihasilkan memberikan gambaran yang komprehensif catatan yang cocok untuk mendukung model bahaya. Pendahuluan pemeriksaan menunjukkan hubungan ukuran yang dapat diprediksi. Temuan karya ini juga memotivasi eksplorasi ke hal lain hubungan, misalnya antara prekursor geokimia data (Green et al. 2013) dan volume. Tambahan Gunung Taranaki catatan tephra dapat dengan mudah diakomodasi ke dalam analisis ini, haruskah mereka tersedia. Kerangka Bayesian memberikan fleksibilitas. Distribusi sebelumnya untuk parameter model dapat disesuaikan, sebagai pengetahuan tentang proses fisik itu mengatur penyebaran tephra membaik.

Metode ini membuka pintu untuk menggunakan skala yang berbeda data. Daripada mengumpulkan data tentang satu letusan di banyak letusan lokasi (lih. Alfano dkk. 2010; Volentik dkk. 2010; Bias dan Bonadonna 2011; Johnston dkk. 2012; Maeno dkk. 2014), seseorang dapat mengumpulkan data mengenai banyak letusan di tempat yang jauh lokasi yang lebih sedikit. Jadi, daripada mempelajari beberapa letusan di dalamnya detailnya, seseorang

mempelajari catatan tersebut secara holistik, yang telah keuntungan menerjemahkan lebih langsung ke dalam perkiraan bahaya.

Kami telah menciptakan cara untuk mengekstraksi tephra yang masuk akal perkiraan volume dari data ketebalan yang sangat jarang. Di sana adalah kurangnya catatan panjang untuk mengembangkan model untuk perkiraan volume. Kami tidak hanya menyediakan satu, namun metode yang kami kembangkan juga dapat diterapkan di tempat lain untuk secara dramatis meningkatkan panjang dan jumlah yang dapat digunakan sebagai catatan.

### RANGKUMAN BAB III

Prakiraan temporal terjadinya letusan kejadian telah dipelajari secara luas, model-model yang menggabungkan peristiwa besar di masa depan jarang terjadi. Dua pendekatan utama dikemukakan oleh Wadge dan Guest (1981), dan Marzocchi dan Zaccarelli (2006). Yang pertama didasarkan pada amplop tipe Kolmogorov-Smirnov yang mendefinisikan sebuah konstanta laju volume, sedangkan yang terakhir adalah regresi linier volume antara satu letusan ke letusan yang lain, namun persentasenya rendah karena menggunakan banyak variabilitas alternatif. Yang biasa dilakukan adalah dengan melakukan memperkirakan kejadian dan volume secara mandiri (Bebbington dkk. 2008). Terlepas dari model yang bersangkutan, menggabungkan besar kecilnya volume letusan tergantung pada ketersediaan dari data yang diperkirakan.

Hanya ada sedikit gunung berapi yang mempunyai cukup sumber daya alam catatan volume lengkap untuk mendukung prakiraan bahaya. Sementara metode telah diusulkan untuk menggabungkan letusan kronologi (Mendoza-Rosas dan De la Cruz-Reyna 2008; Turner dkk. 2009; Hijau dkk. 2014), membuat rekor dari volume peristiwa sebelumnya lebih menantang. Sebagian besar penelitian mengenai ukuran letusan sebagian besar berfokus pada letusan tunggal yang terdokumentasi dengan baik letusan (lih. Alfano et al. 2010; Volentik dkk. 2010; Bias dan Bonadonna 2011; Johnston dkk. 2012; Maeno dkk. 2014; dan referensi didalamnya), sedangkan di sini fokusnya adalah memperkirakan volume tephra dari jangka panjang serangkaian letusan. Ada sangat sedikit contoh di mana ada adalah rekor volume gunung berapi, bukan letusan (Marzocchi dan Bebbington 2012). Volume letusan biasanya diperkirakan dari tephra ketebalan diukur di berbagai lokasi di sekitar ventilasi. Ini melibatkan pengukuran ketebalan kontur tangan membuat peta isopach, dari mana plot dua dimensi dari logaritma ketebalan  $T$  versus akar uadrat dari daerah isopach  $\sqrt{A}$  dibangun.

## **UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN**

1. Faktor apa saja yang mempengaruhi persebaran deposit produk erupsi gunung api
2. Buat peta isopach untuk menghitung volume deposit erupsi gunung api

## **BAHAN DISKUSI**

1. Engwell SL, Aspinall WP, Sparks RSJ (2015) An objective method for the production of isopach maps and implications for the estimation of tephra deposit volumes and their uncertainties. *Bull Volcanol* 77(7):1–18
2. Fontijn K, Costa F, Sutawidjaja I, Newhall CG, Herrin JS (2015) A 5000-year record of multiple highly explosive mafic eruptions from Gunung Agung (Bali, Indonesia): implications for eruption frequency and volcanic hazards. *Bull Volcanol* 77:59–74
3. Kawabata E, Cronin SJ, Bebbington MS, Moufti MR, El-Masry N, Wang T (2015) The AD1256 Al-Madinah eruption, Saudi Arabia: identifying multiple eruption phases from a compound tephra blanket. *Bull Volcanol* 77:6
4. Klawonn M, Houghton BF, Swanson DA, Fagents SA, Wessel P, Wolfe CJ (2014b) From field data to volumes: constraining uncertainties in pyroclastic eruption parameters 76:839–854
5. Rebecca M. Green, Mark S. Bebbington, Geoff Jones, Shane J. Cronin, Michael B. Turner, 2016, Estimation of tephra volumes from sparse and incompletely observed deposit thicknesses, *Bull Volcanol* (2016) 78: 25, Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016, DOI 10.1007/s00445-016-1016-5
6. R. E. Burden · L. Chen · J. C. Phillips, 2013, A statistical method for determining the volume of volcanic fall deposits, *Bull Volcanol* (2013) 75:707 Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013 DOI 10.1007/s00445-013-0707-4
7. Moritz Rösch, Simon Plan, 2022, Detailed Mapping of Lava and Ash Deposits at Indonesian Volcanoes by Means of VHR PlanetScope Change Detection

## BAB IV. GAS GUNUNG API

### Capaian Pembelajaran :

Bab ini membantu mahasiswa agar mampu untuk :

1. Memahami keberadaan dan komposisi gas gunung api serta pemanfaatannya
2. Dapat menggunakan keberadaan gas untuk memprediksi kemungkinan terjadinya erupsi gunung api

### 4.1 Pendahuluan

Letusan gunung berapi terjadi karena beberapa faktor termasuk masuknya magma baru, runtuhnya gunung berapi bangunan, gempa bumi, dan infiltrasi air meteoric (Cañón-Tapia, 2014). Gunung berapi bisa meletus secara eksplosif atau diam-diam tergantung pada jenis magma dan kandungannya yang mudah menguap (Roggensack dkk., 1997). Seringkali terjadi letusan gunung berapi yang tidak terduga Apakah bencana alam tidak hanya menimbulkan dampak langsung (misalnya, kerugian jiwa dan harta benda manusia) namun juga dampak tidak langsung konsekuensinya (misalnya perubahan iklim) (Robock, 2000). Jika vulkanik letusan diprediksi pada waktu yang tepat, dampak buruknya dapat diminimalkan dan/atau dicegah.

Hingga saat ini, para ahli vulkanologi telah mencoba memprediksi letusan gunung berapi menggunakan observasi seismologi (Ratdomopurbo dan Poupinet, 2000; Matthews dkk., 2009; Inza et al., 2014), pengukuran jarak elektronik (EDM) (Pingue et al., 1998; Young et al., 2000; Ramírez- Ruiz dkk., 2002; Saepuloh et al., 2013), magnetik dan Listrik observasi lapangan (Sasai et al., 2002; Zlotnicki et al., 2003; Lillis et al., 2003; al., 2008), pemantauan suhu (Yamashina dan Matsushima, 1999; Cigolini dkk., 2009; Feseker et al., 2009), dan gas vulkanik pemantauan (Giggenbach dkk., 2001; Aiuppa dkk., 2007; Vaselli dkk., 2010; Inguaggiato dkk., 2011a, 2011b, 2013).

Pemantauan gas vulkanik dapat memberikan petunjuk penting mengenai letusan gunung berapi karena komposisi gas dapat berubah respon terhadap aktivitas vulkanik. Selanjutnya analisis gunung berapi gas dapat membantu memahami sifat kimia dan lingkungan tektonik magma (Halmer et al., 2002; Wallace, 2005). Juga, karena beberapa gas vulkanik (misalnya SO<sub>2</sub>) dapat menimbulkan dampak serius terhadap lingkungan kekhawatiran seperti hujan asam,

data gas vulkanik sangat penting dalam penilaian setelah letusan (Parnell dan Burke, 1990; Delmelle dkk., 2002). Setelah diproduksi oleh pencairan (sebagian) pada mantel atau kerak bawah, magma naik ke permukaan dekat dengan daya apung. Saat magma mendekati permukaan, kelarutannya mudah menguap komponen di dalamnya berkurang. Akhirnya, komponen-komponen yang mudah menguap adalah dikeluarkan dari magma untuk terakumulasi di bagian atasnya reservoir, dan beberapa di antaranya dibuang ke permukaan sebagai gunung berapi gas (Proussevitch dan Sahagian, 2005).

Di antara gas vulkanik komponen, H<sub>2</sub>O adalah komponen yang paling melimpah, dengan CO<sub>2</sub> biasanya menjadi yang kedua (Bruno et al., 2001). Secara umum, gas vulkanik dibedakan menjadi gas asam (CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, dan HF), gas yang tidak dapat terkondensasi (H<sub>2</sub>, He, N<sub>2</sub>, Ar, CH<sub>4</sub>, dan CO), logam elemen jejak, dan bahan organik (Cadle, 1980; Symonds et al., 1988; Chin dan Davis, 1993).

Ketika letusan gunung berapi akan segera terjadi, emisi gas vulkanik menjadi lebih kuat karena peningkatan degassing dari magma. Seringkali, konsentrasinya CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, dan H<sub>2</sub>S dalam gas vulkanik telah digunakan untuk memprediksi letusan gunung berapi (Gerlach, 1979, 1980; Bruno et al., 2001; Allard, 2010; Werner dkk., 2013). Karena kelarutan yang bervariasi dalam magma, gas vulkanik menunjukkan kecenderungan berbeda untuk tereklusi. Ketika komponen yang kurang larut (lebih mudah menguap) seperti CO<sub>2</sub> menunjukkan emisi intens dari tahap awal letusan, emisi komponen yang lebih mudah larut (kurang mudah menguap) termasuk HCl dan HF tidak terlihat sampai tahap selanjutnya. Akibatnya, konsentrasi komponen yang kurang larut meningkat lebih cepat dibandingkan komponen yang kurang larut komponen yang lebih larut, menghasilkan profil temporal yang berbeda komposisi gas vulkanik. Untuk alasan ini, konsentrasi rasio termasuk CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>/HCl, dan SO<sub>2</sub>/HF telah banyak digunakan sebagai prekursor letusan (Aiuppa, 2009; Aiuppa dkk., 2009; Allard, 2010; Notsu dan Mori, 2010; kekuatan dkk., 2011; López dkk., 2013; Werner dkk., 2013).

Tabel 11.1 daftar parameter gas vulkanik yang telah digunakan untuk memprediksi letusan. Tabel 11.1 tidak hanya menunjukkan konsentrasi absolut masing-masing gas komponen tetapi juga konsentrasi relatif di antara mereka telah dipekerjakan. Juga, perubahan komposisi isotop gas vulkanik tertentu (misalnya,  $\delta D$  dan  $\delta^{18}O$  uap air) telah digunakan untuk menilai aktivitas gunung berapi (Shevenell dan Goff, 2000). Meski tidak dibahas lebih lanjut, pemantauan geokimia dapat dilakukan pada abu vulkanik, salju, air bawah permukaan, panas mata air, dan

batuan yang memerangkap komponen-komponen yang mudah menguap magma (Allard et al., 2000; Gislason et al., 2002; Toutain et al., 2003; Mackenzie dan Canil, 2008).

Tabel 4.1 : Parameter gas vulkanik digunakan untuk memprediksi letusan

Volcanoes	Volcanic gas parameters	References
Masaya, Nicaragua	SO <sub>2</sub> /HCl, SO <sub>2</sub>	Duffiel et al. (2003)
St. Helens, Washington	HCl, δD-H <sub>2</sub> O, δ <sup>18</sup> O-H <sub>2</sub> O	Shevenell and Goff (2000)
Etna, Italy	CO <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub>	Bruno et al. (2001)
Redoubt, Alaska	CO <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S, CO <sub>2</sub> /SO <sub>2</sub>	Werner et al. (2013)
Stromboli, Italy	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> , He	Carapezza et al. (2004)
Bezmianny, Russia	SO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> /S, S/HCl	López et al. (2013)
Cofima, Mexico	SO <sub>2</sub>	Zobin et al. (2008)
Izu-Oshima, Japan	CO <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> , H <sub>2</sub>	Shimoike and Notsu (2000)
Tatun volcanic group, Taiwan	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	Ohba et al. (2010)

Seperti disebutkan di atas, komposisi gas vulkanik mengalami perubahan yang signifikan perubahan seiring dengan terjadinya letusan (Fischer dkk., 1996). Namun perubahan tersebut tidak hanya disebabkan oleh proses magmatic (misalnya, degassing yang mengalami depressurisasi), tetapi juga karena faktor lain termasuk interaksi hidrotermal dan *meteorology* variabilitas (Shimoike dan Notsu, 2000; Symonds et al., 2001).

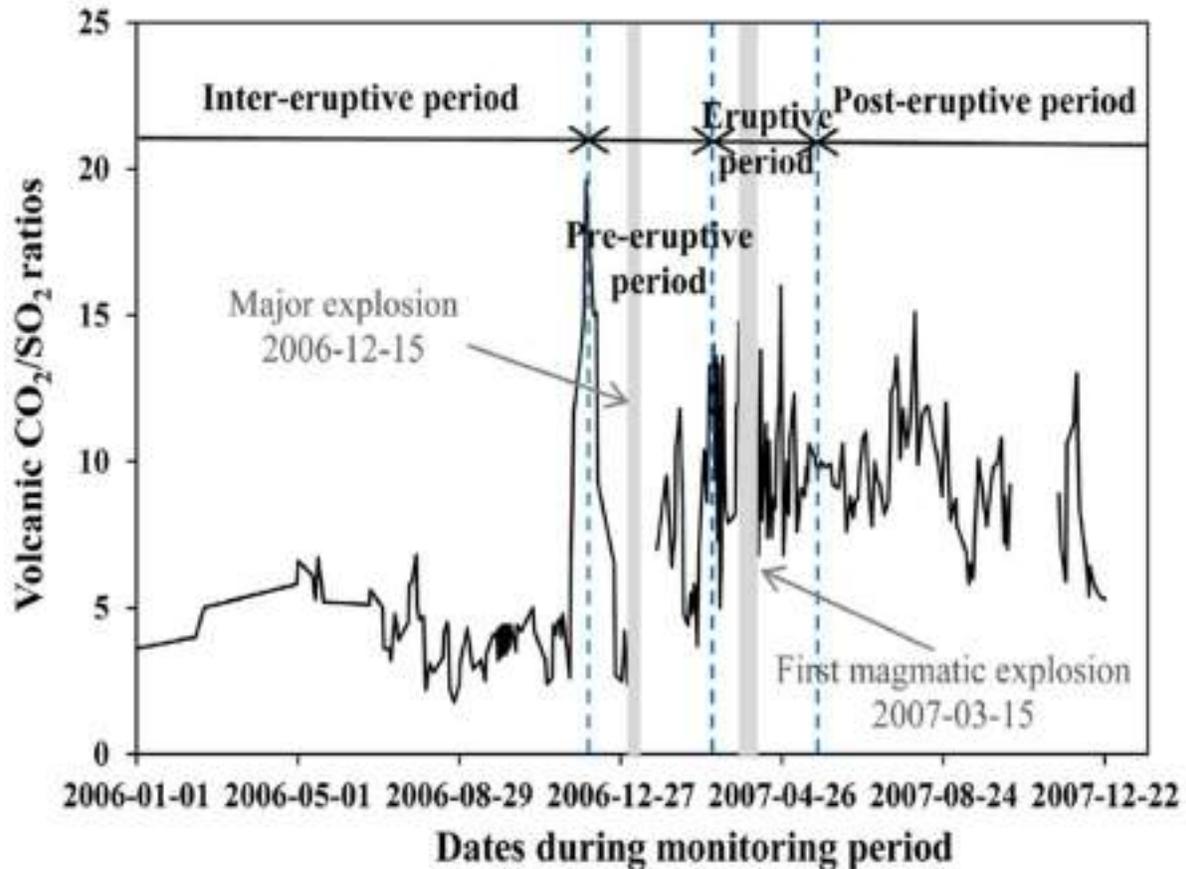
Lebih jauh lagi, bahkan di gunung berapi yang sama, komposisi gasnya mungkin berbeda tergantung lokasi dan metode pengukuran gas (Stoiber dan Rose, 1970). Oleh karena itu, ini tidak sederhana dan mudah meramalkan letusan gunung berapi berdasarkan perubahannya dalam komposisi gas vulkanik. Studi ini menggambarkan letusan siklus gunung berapi pada bagian 2 yang dilanjutkan dengan pembahasan tentang proses geokimia yang bertanggung jawab atas perubahan gunung berapi komposisi gas di bagian 3. Untuk mendapatkan wawasan tentang hubungan tersebut antara aktivitas vulkanik dan komposisi gas vulkanik, studi kasus sebelumnya ditinjau kembali di bagian 4.

## 4.2 Siklus Erupsi

Pengetahuan tentang siklus letusan gunung berapi diperlukan lebih memahami dan memprediksi letusan. Tergantung pada gunung berapi komposisi gas, suhu, dan aktivitas seismik, gunung berapi Kegiatan dapat dibagi menjadi erupsi, pasca erupsi, interupsi, dan periode pra-erupsi (Menyailov, 1975). Dibawah ini adalah pembahasan setiap periode siklusnya. Periode letusan adalah tahap yang ditandai dengan magma letusan disertai aktivitas vulkanik yang dahsyat. Itu bisa berisi satu atau lebih letusan, dengan interval yang relatif tenang antara letusan yang berlangsung sehari-hari atau berbulan-bulan (Menyailov, 1975).

Selama periode ini, sebagian besar gunung berapi menunjukkan peningkatan debit Gas CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, dan halogen, dengan urutan emisi secara umum dalam urutan gas CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, dan halogen (Aiuppa, 2009; Aiuppa dkk., 2009). Akibatnya, rasio konsentrasi CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>/HCl, dan SO<sub>2</sub>/HF biasanya lebih tinggi pada tahap awal periode letusan. Di gunung berapi Stromboli di Italia, konsentrasinya rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> selama periode letusan dua kali lebih tinggi seperti yang terjadi pada periode inter-erupsi (lihat Gambar 4.1). Letusan gunung berapi di Alaska, berapi terjadi pada tahun 1902, 1966–1968, 1989–1990, dan Februari hingga April 2009, di mana peningkatan rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> juga diamati (Werner et al., 2013).

Periode pasca erupsi biasanya lebih singkat dibandingkan periode lainnya. Periode ini terkadang samar-samar karena tidak ada kejelasan fitur. Misalnya, meskipun masa pasca erupsi pada umumnya ditandai dengan suhu fumarol yang tinggi, ciri ini juga demikian dicatat untuk interval tenang antara letusan selama periode letusan (Menyailov, 1975). Di gunung berapi Stromboli, periode pasca letusan diperkirakan dimulai dari akhir tahun periode letusan (April 2007) dan berlanjut hingga Desember 2007 (lihat Gambar 4.1).



Gambar 4.1 : Siklus letusan gunung berapi Stromboli di Italia untuk tahun 2006-2007 berdasarkan rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> vulkanik. Angka ini berasal dari Aiuppa dkk. (2009) dalam Sangchul Lee, 2018

Meskipun letusan magma berhenti pada masa pasca letusan periode, gempa vulkanik masih terjadi di Stromboli gunung berapi (Aiuppa et al., 2009). Periode inter-erupsi jauh lebih lama dibandingkan periode-periode lainnya, dan itu mungkin berlangsung selama bertahun-tahun hingga berabad-abad. Hal ini ditandai dengan aktivitas fumarol seperti solfatara, mofette, dan sumber air panas tanpa letusan magma (Menyailov, 1975). Dalam kasus letusan gunung berapi Stromboli pada tahun 2007, periode inter-erupsi berlanjut hingga November 2006, sekitar empat bulan sebelum periode letusan (lihat Gambar 4.1). Selama periode ini, rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> di gunung berapi Stromboli ditemukan berkisar antara 1,6 hingga 10,3, yang jauh lebih rendah dari nilai maksimum 21 pada ambang letusan. Berbeda dengan masa pasca erupsi, jumlahnya sangat sedikit gempa vulkanik terjadi selama periode ini (Menyailov, 1975; Patané dkk., 2007; Aiuppa dkk., 2009).

Periode pra-erupsi biasanya ditandai dengan periode yang tiba-tiba perubahan komposisi gas fumarol, gempa vulkanik, dan aktivitas vulkanik lainnya (Patanè et al., 2007; Aiuppa et al.,

2009). Periode ini sangat penting dalam memprediksi gunung berapi letusan karena hanya menjelang periode letusan. Terkadang, itu sulit membedakan periode ini ketika terjadi aktivitas vulkanik menjadi intens selama periode inter-erupsi. Tidak seperti periode inter-erupsi, namun periode ini disertai dengan peningkatan suhu fumarol dan perubahan substansial dalam komposisi gas fumarol (Madonia et al., 2013).

Selama periode inter-erupsi, sebagian besar H<sub>2</sub>, HCl, HF, dan SO<sub>2</sub> habis. Di sisi lain, emisi CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, dan H<sub>2</sub> mungkin meningkat secara signifikan selama periode pra-erupsi (Menyailov et al., 1986; Carapezza dkk., 2009; Werner dkk., 2013). Akibatnya, konsentrasi gas belerang dan H<sub>2</sub> relatif terhadap gas halogen serta konsentrasi CO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub> menjadi tinggi selama periode pra-erupsi (Menyailov, 1975). Juga rasionya CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> dan CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O selama periode ini ditemukan lebih tinggi (Bruno et al., 2001; de Moor et al., 2005; Burton et al., 2007; Carapezza dkk., 2009; Giammanco dkk., 2013; Werner dkk., 2013). Seiring dengan perubahan komposisi gas, vulkanik gempa bumi selama periode ini menjadi lebih kuat (Bruno et al., 2001; de Moor dkk., 2005; Burton dkk., 2007; Carapezza dkk., 2009; Giammanco dkk., 2013; Werner dkk., 2013). Untuk letusan gunung berapi Stromboli pada tahun 2007, periode pra-erupsi berlangsung dari Desember 2006 hingga Maret 2007 (lihat Gambar 4.1).

### **4.3 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Komposisi Gas Vulkanik**

Komposisi gas vulkanik dipengaruhi oleh beberapa faktor termasuk asal magma dan degassing, interaksi hidrotermal, dan variabilitas meteorologi. Oleh karena itu, semua faktor ini harus ada dan diperhitungkan saat menganalisis data gas vulkanik. Bagian ini membahas faktor-faktor kunci yang mengatur komposisi gas vulkanik 11.3.1 Asal Magma dan *Degassing*.

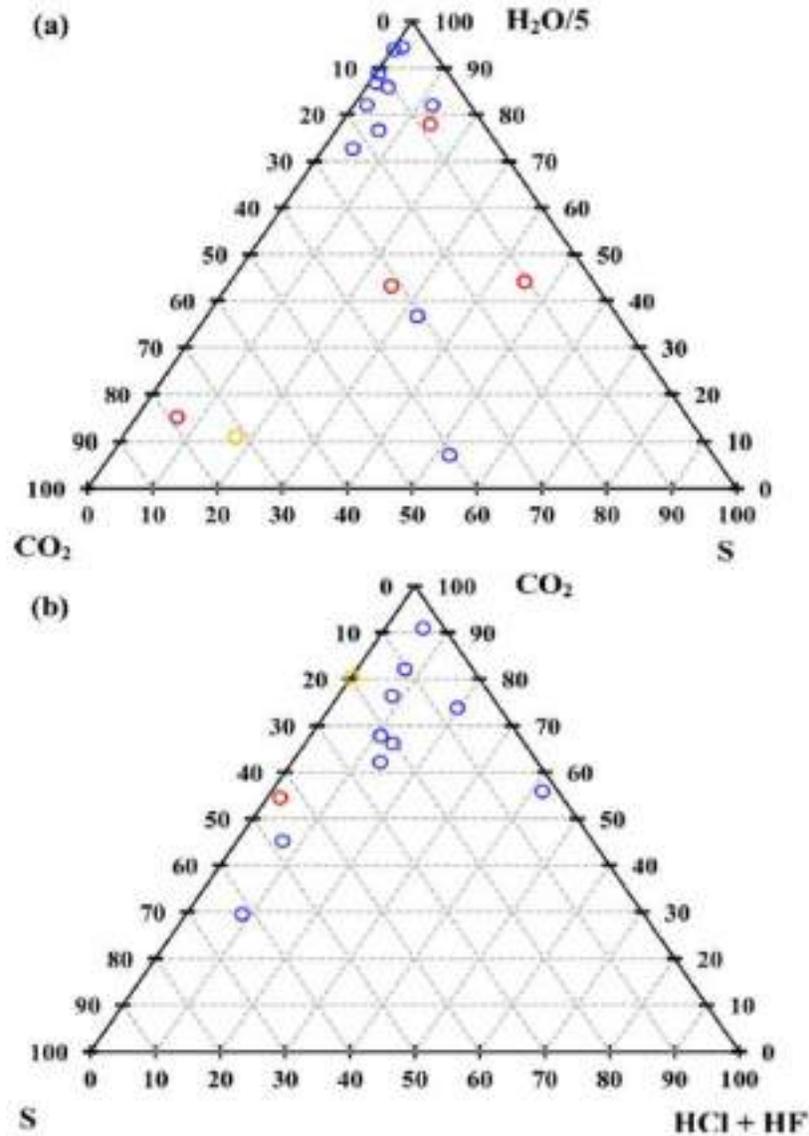
Komposisi gas vulkanik dari gunung berapi berbeda-beda lingkungan tektonik dan jenis magma tercantum pada Tabel 4.2, di mana komposisi gas vulkanik sangat bervariasi menurut lokasi. Dengan beberapa pengecualian, suhu gas vulkanik saat subduksi zona (yaitu, batas lempeng konvergen) biasanya di bawah 1.000 °C, tetapi yang berada di zona keretakan (yaitu, batas lempeng yang berbeda) dan pulau-pulau samudera (yaitu hotspot) umumnya melebihi batas tersebut (lihat Tabel 4.2).

Tabel 4.2 : Komposisi gas vulkanik dari berbagai lingkungan tektonik dan jenis magma (Sangchul Lee,2018)

Volcanoes	Tectonic environments	Magma types	Temp. (°C)	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CO	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	HCl	HF	References
Etna, Italy		Hawaiite	1000	19.6	-	22.2	-	25.2	3.4	-	-	Gerlach (1979)
St. Helens, USA		Dacite	710	98.9	0.4	0.88	0.003	0.27	-	0.15	0.03	Symonds et al. (1994)
Usu, Japan		Dacite-andesite	690	99.3	0.26	3.85	-	0.23	0.26	0.35	-	Giggenbach et al. (1986)
Showa-Shinzan, Japan	Subduction zone	Andesite	800	98.0	0.63	1.2	0.003	0.043	0.0004	0.053	0.024	Giggenbach (1996)
Merapi, Indonesia	zone	Andesite	803	88.7	0.50	5.56	0.024	0.98	0.134	0.608	0.000	Giggenbach et al. (2001)
Ngauruhoe, New Zealand		Andesite	640	96.0	2.6	16.1	-	10.2	6.8	2.5	-	Giggenbach et al. (1986)
Tofbachik, Kamchatka		Basalt	1050	88.2	1.89	2.48	-	0.08	0.14	0.66	-	Menyalov & Nikitina (1980)
Klyuchevskoy, Kamchatka		Calcalkaline basalt	1075	94.8	1.15	2.3	-	0.1	-	1.72	-	Taran et al. (1991)
Poas, Costa Rica		Tholeiitic basalt	940	95.0	0.9	1.35	0.012	2.83	-	0.38	0.015	Rowe et al. (1992)
Momotombo, Nicaragua		Tholeiitic basalt	844	95.1	0.87	2.38	0.025	0.7	0.049	0.35	0.029	Giggenbach (1996)
Nyiragongo, Africa		Melilitic-nephelinitic	995	44.7	1.4	47.0	2.5	2.2	1.6	-	-	Gerlach (1980)
Ertu Ale, Africa		Tholeiitic basalt	1130	77.2	1.39	11.3	0.44	8.34	0.68	0.42	-	Symonds et al. (1994)
Ardoukoba, Africa	Raft zone	Tholeiitic basalt	1070	77.4	1.7	3.7	0.2	14.2	1.7	-	-	Allard (1983)
Surtsey, Iceland		Alkali basalt	1125	92.0	1.65	1.94	0.07	3.27	0.012	-	-	Gerlach (1980)
Kilauea, Hawaii	Ocean island	Tholeiitic basalt	1170	37.1	0.49	48.9	1.51	11.8	0.04	0.08	-	Symonds et al. (1994)

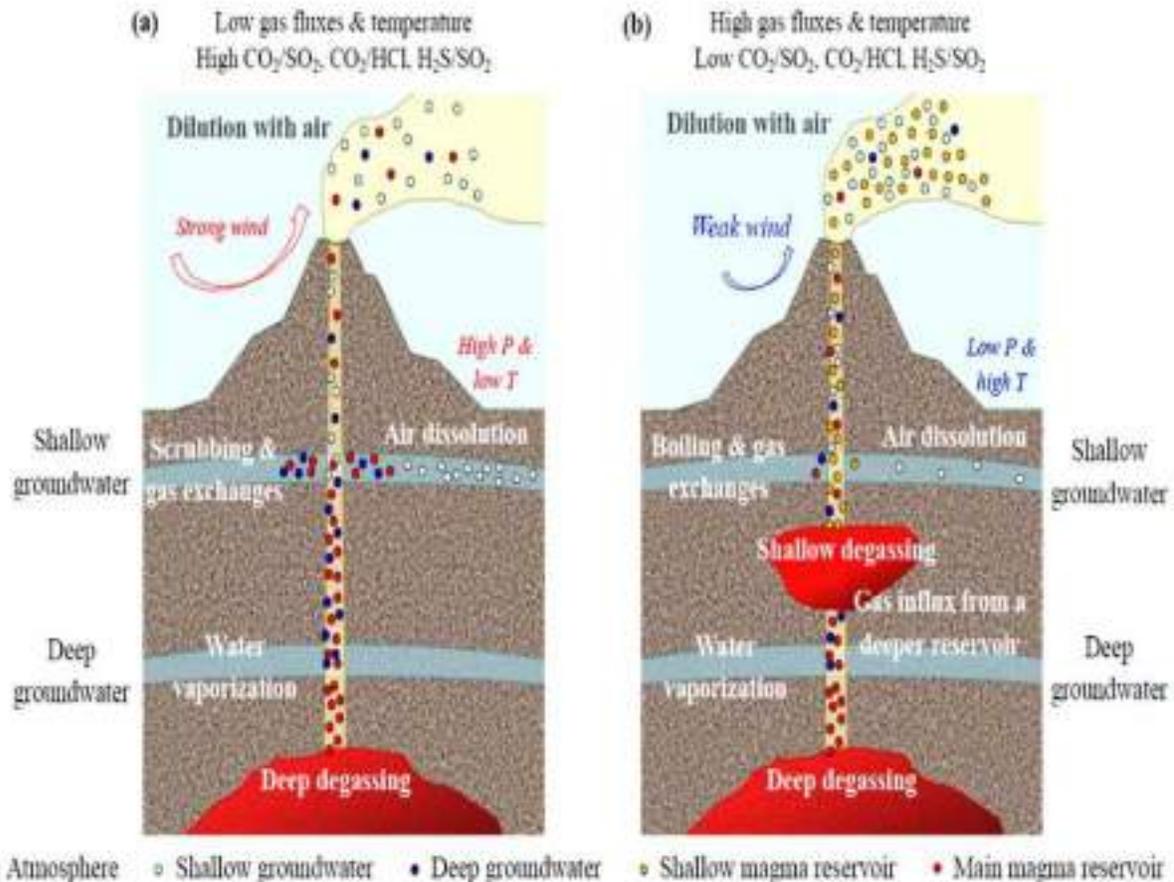
Catatan: Semua konsentrasi gas vulkanik dinyatakan dalam persen mol.

Sebelumnya, Symonds dkk. (1994) menemukan bahwa gas vulkanik di zona subduksi umumnya memiliki H lebih tinggi tetapi C dan S lebih rendah dibandingkan di zona keretakan dan pulau-pulau samudera. Konsisten dengan ini adalah plot segitiga H<sub>2</sub>O/5-CO<sub>2</sub>-S pada Gambar 2a, di mana gas vulkanik di zona subduksi biasanya lebih kaya dengan H<sub>2</sub>O daripada CO<sub>2</sub> dan S (SO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>S) dibandingkan dengan yang berada pada keretakan zona dan pulau-pulau samudera. Juga, mereka melaporkan gunung berapi itu gas di zona subduksi lebih pekat dengan HCl (lihat Gambar 2b). Dengan demikian, gas vulkanik di zona subduksi dicirikan oleh rasio SO<sub>2</sub>/HCl vulkanik yang lebih rendah (misalnya 0,1–10) dibandingkan di zona keretakan (20–160) (Symonds et al., 1994).



Gambar 4.2 : Plot segitiga H<sub>2</sub>O/5-CO<sub>2</sub>-S (a) dan CO<sub>2</sub>-S-HCl + HF (b) di gas vulkanik. Datanya diambil dari Tabel 11.2. Lingkaran biru, merah, dan oranye sesuai dengan asal usul zona subduksi, zona keretakan, dan pulau-pulau samudera, masing-masing (Sangchul Lee,2018)

Hingga saat ini, tidak ada hubungan yang jelas antara komposisi gas vulkanik dan jenis magma telah dikenali. Meskipun demikian, meski kaya akan alkali magma biasanya memiliki kandungan CO<sub>2</sub> yang tinggi, kaya akan Mg dan Fe mengandung H<sub>2</sub>O dalam jumlah besar (Gerlach, 1979). Konsisten dengan ini, gunung berapi Etna dan Nyiragongo, keduanya berasal dari magma yang kaya alkali, menunjukkan kandungan CO<sub>2</sub> yang relatif tinggi (lihat Tabel 4.2).



Gambar 4.3 : Evolusi gas vulkanik selama periode diam (a) dan periode degassing dan letusan yang sangat pasif (b). Pada bagian (a), bagian dalam *degassing* pada reservoir magma utama menghasilkan gas vulkanik dengan komposisi CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O >> H<sub>2</sub>S, HCl, HF; penguapan air masuknya air tanah dalam oleh gas vulkanik panas menyebabkan masuknya uap air; *scrubbing* dan pertukaran gas gunung berapi dingin gas di air tanah dangkal menyebabkan pelarutan intensif gas asam kuat (SO<sub>2</sub>, HCl, HF); pembubaran atmosfer komponen (O<sub>2</sub> dan CO<sub>2</sub>) pada air tanah dangkal lebih besar pada tekanan atmosfer tinggi dan suhu rendah; dan pengenceran gunung berapi gumpalan gas di udara lebih kuat pada kondisi berangin. Pada bagian (b), gas vulkanik dari reservoir magma dangkal dapat terkoelutasi dengan yang berasal dari reservoir magma utama; degassing dangkal di reservoir dangkal menghasilkan gas vulkanik dengan komposisi H<sub>2</sub>O, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub> > HCl, HF; perebusan air dan pertukaran gas oleh gas vulkanik panas di air tanah dangkal menyebabkan masuknya uap air dan efek *scrubbing* yang lebih sedikit; Pelarutan komponen atmosfer pada airtanah dangkal lebih kecil pada atmosfer rendah tekanan dan suhu tinggi; dan pengenceran gumpalan gas vulkanik di udara lebih lemah pada kondisi tenang. Dalam legenda, setiap lingkaran berwarna mewakili asal tertentu (Sangchul Lee, 2018)

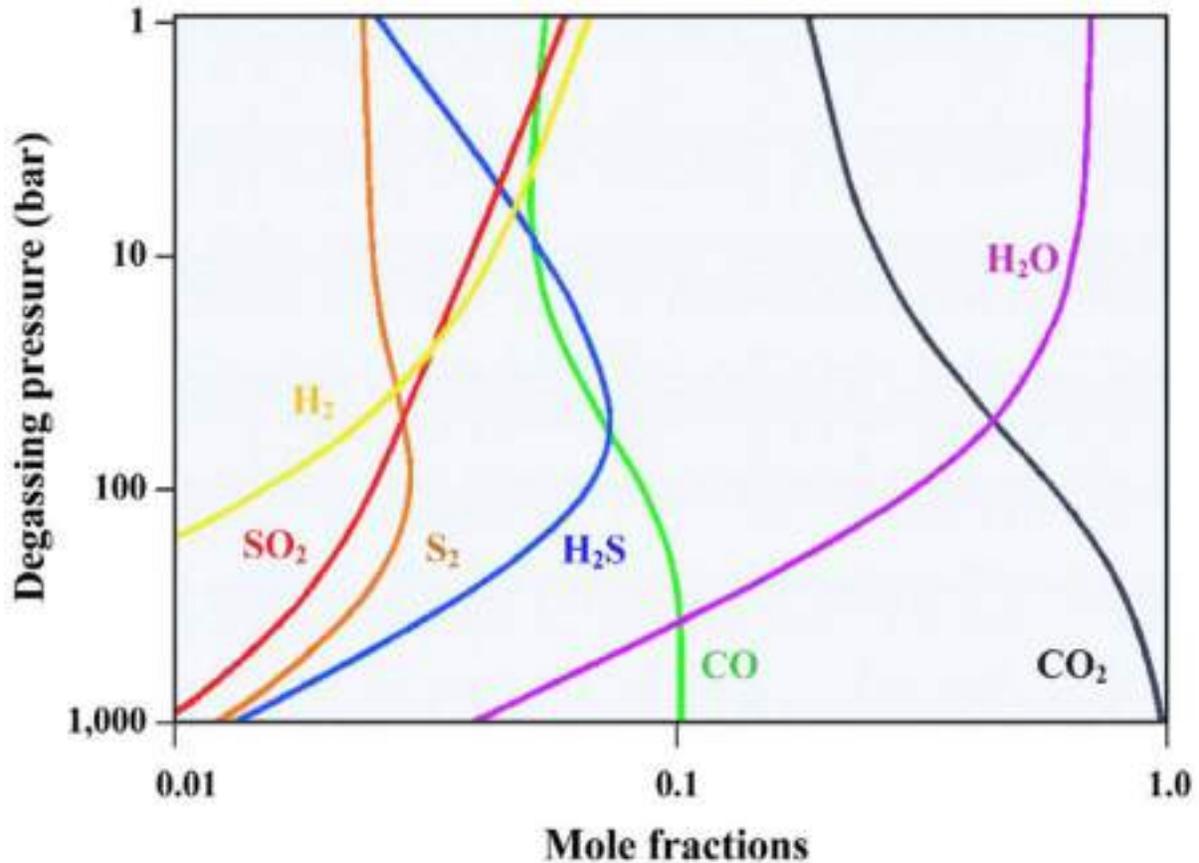
Selain komposisi magma, kedalaman degassing (tekanan) sangat penting untuk mengendalikan komposisi gas vulkanik (Edmonds, 2008; Gaillard dkk., 2011). Secara umum, terjadi degassing magmatic semakin kuat seiring dengan semakin berkurangnya kedalaman, sehingga menyebabkan peninggian fluks gas vulkanik selama kenaikan magma (Bruno et al., 2001; Allard, 2010; Werner dkk., 2013).

Namun, perubahan tersebut tidak terjadi tentu saja terjadi. Jika ventilasi vulkanik tersumbat karena intensif aktivitas seismik, fluks gas dapat menurun. Misalnya saja gunung berapi Fluks SO<sub>2</sub> menurun dari 11 kg/s menjadi 4 kg/s sebelum letusan Gunung berapi Masaya pada tanggal 23 April 2001 (Duffell et al., 2003). Juga, ketika terdapat banyak reservoir magma di bawah gunung berapi, maka fluks gas dapat bervariasi tergantung pada reservoir mana yang lebih besar dampak (lihat Gambar 4.3b). Jika ventilasi vulkanik paling berpengaruh dari reservoir magma yang dilengkapi dengan magma komponen yang mudah menguap maka debit gas akan meningkat (Bruno et al., 2001). Sebaliknya jika ventilasi dipengaruhi oleh magma ruang yang degassingnya hampir terjadi, emisi akan menurun (Bruno et al., 2001).

Kecenderungan degassing sangat bervariasi menurut jenisnya gas vulkanik. Dalam kondisi degassing kesetimbangan, semakin rendah semakin mudah kelarutan gas vulkanik dalam magma terpecahkan (Menyailov, 1975). Faktanya, saat magma naik, gas vulkanik lebih disukai berevolusi dalam urutan CO<sub>2</sub>, S, H<sub>2</sub>, HCl, dan HF (Oskarsson, 1984; Menyailov dkk., 1986 Werner dkk., 2013).

Pada Gambar 4.4, terjadi perubahan komposisi gas vulkanik yang dikeluarkan dari magma basaltik dijelaskan sebagai fungsi tekanan. Jika degassing terjadi setinggi 1.000 bar, konsentrasi CO<sub>2</sub> vulkanik diperkirakan 100 kali lipat lebih tinggi dari konsentrasi SO<sub>2</sub> vulkanik (Edmonds, 2008). Sebagai tekanan degassing berkurang, gas vulkanik secara bertahap diperkaya dengan spesies belerang (misalnya SO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>S + S<sub>2</sub>). Khususnya, SO<sub>2</sub> Konsentrasi gas vulkanik terus meningkat seiring dengan peningkatan penurunan tekanan, sedangkan konsentrasi H<sub>2</sub>S menunjukkan maksimum pada 20–100 bar (Gaillard et al., 2011). Meskipun tidak termasuk dalam Gambar 4, gas halogen (misalnya HCl dan HF) mulai ada terpecahkan pada tekanan serendah 400 bar (Edmonds, 2008). Akibatnya, gas-gas yang larut lebih sedikit termasuk CO<sub>2</sub> dan sulfur gas melimpah pada periode pra-erupsi awal, halogen gas (misalnya, HCl dan HF) sebagian besar tetap berada di magma hingga letusan vulkanik (Aiuppa, 2009).

Jika gas-gas yang keluar dari magma naik ke permukaan tanpa perubahan komposisi, komposisinya kemungkinan besar akan mencerminkan kedalaman degassing (López et al., 2013). Misalnya, rasio konsentrasi spesies yang lebih tidak larut dalam magma dengan yang lebih larut (misalnya CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>/HCl, dan SO<sub>2</sub>/HCl) diperkirakan akan tinggi jika degassing magmatik terjadi pada kedalaman yang dalam, sedangkan rasio ini akan berkurang seiring dengan bertambahnya magma naik. Namun, pola yang diharapkan ini sering



Gambar 4.4 : Simulasi komposisi gas vulkanik (dalam fraksi mol) sebagai fungsi tekanan degassing. Simulasi ini dilakukan untuk magma dengan komposisi 0,5% berat H<sub>2</sub>O, 0,3% berat CO<sub>2</sub>, dan 0,15% berat CO<sub>2</sub> berat% S pada 1.300 °C. Angka ini dimodifikasi dari Gaillard dkk. (2011) dalam Sangchul Lee, 2018

kali tidak konsisten dengan data pemantauan gas (lihat bagian 4.3). Ada beberapa kemungkinan penyebab ketidakkonsistenan tersebut. Dimana lanjutan lahar air mancur terjadi, degassing magmatik mungkin terjadi secara kinetik terbatas karena magma yang naik dengan cepat (dengan kata lain, terjadi degassing disequilibrium), menyebabkan gas terukur komposisi untuk mencerminkan tanda degassing yang lebih dalam kedalaman saat ini (Namiki dan Manga, 2008). Juga, degassing magma yang dangkal dapat disertai dengan magma yang lebih dalam magma (lihat Gambar 4.3b) (López et al., 2013). Seperti yang dibahas di bawah ini, komposisi gas juga dipengaruhi oleh efek sekunder tersebut seperti interaksi hidrotermal dan variabilitas meteorologi.

### 4.3.1 Interaksi Hidrotermal

Setelah dikeluarkan dari magma, gas vulkanik dapat berinteraksi dengan sistem hidrotermal selama pendakian mereka ke tanah (Menyailov, 1975; Symonds dkk., 2001; Mazot dkk., 2008). Gambar 4.3 menjelaskan proses hidrotermal yang menyebabkan perubahan komposisi gas vulkanik. Jika gas vulkanik “panas” masuk kontak dengan air hidrotermal, air menjadi menguap atau direbus untuk dimasukkan ke dalam gas vulkanik (Henley dan Ellis, 1983; Federico dkk., 2002). Jadi, uap air di gunung berapi gas mempunyai asal usul magmatik dan meteorik (Mizutani, 1978; Ohba dkk., 2008). Kontribusi relatif masing-masing sumber bisa ditentukan oleh analisis isotop uap air; yang  $\delta D$  dan nilai  $\delta^{18}O$  uap air cenderung menurun seiring dengan bertambahnya tingkat penguapan/pendidihan air yang lebih besar (Ohba et al., 2008).

Untuk menghindari efek pengenceran gas vulkanik akibat air penguapan/mendidih, komposisi gas vulkanik dapat dinyatakan secara kering (Tassi et al., 2010). Jika gas-gas yang keluar pada kedalaman yang dalam akan naik sampai ke air tanah yang dangkal, gas-gas yang “didinginkan” kemungkinan besar akan terlarut (digosok) ke dalamnya (lihat Gambar 3a). Skenario ini berlaku untuk pra-erupsi periode, di mana magma ditempatkan di kedalaman waduk. Penggosokan ini dapat menurunkan fluks gas secara keseluruhan, dengan efeknya bervariasi secara signifikan menurut jenis gas vulkanik. Sementara  $CO_2$  dan  $H_2S$  kurang larut dalam air tanah,  $SO_2$ ,  $HCl$ , dan  $HF$  jauh lebih sensitif terhadap scrubbing (Symonds et al., 2001). Akibatnya, jika scrubbing dilakukan secara intensif, hampir semuanya  $SO_2$  dan  $HCl$  kemungkinan besar hilang dari fase gas.

Faktanya, sangat rendah Fluks  $SO_2$  meskipun terdapat aktivitas seismik yang kuat telah diamati sebelumnya dan setelah letusan Gunung Spurr pada tahun 1992 (Symonds et al., 2001). Jadi, kecuali jalur emisi kering dikembangkan selama ini periode degassing pasif, tidak praktis untuk memanfaatkan vulkanik Fluks  $SO_2$  dan  $HCl$  untuk prediksi letusan (Symonds et al., 2001). Dibandingkan dengan  $CO_2$ ,  $He$  dan  $CH_4$  bahkan lebih sedikit larut ke dalam air tanah, menjadikannya kandidat ideal untuk prekursor letusan (Federico et al., 2002). Meskipun secara umum karakteristik, efek scrubbing dapat sangat bervariasi suhu, tekanan, dan pH (Henley dan Ellis, 1983; Federico dkk., 2002). Dengan demikian, mengingat sifat dinamis pada kedua magmatik tersebut proses dan interaksi hidrotermal, perhatian harus diberikan untuk menilai efek scrubbing bahkan di gunung berapi. Selain gas vulkanik, sistem hidrotermal di bawahnya gunung

Merapi juga mengalami perubahan komposisi. Pembubaran gas vulkanik yang bersifat asam di air tanah menyebabkan penurunan pH dan kenaikan suhu, keduanya mempercepat batuan air interaksi seperti meningkatkan garam terlarut dalam air tanah (Henley dan Ellis, 1983). Misalnya, Federico dkk. (2010) menemukan bahwa salinitas air tanah paling tinggi berada di dekat magma ventilasi. Apalagi mengingat air tanah dangkal terus berinteraksi dengan suasananya, komposisi pembentuknya dipengaruhi oleh baik gas vulkanik maupun atmosfer (lihat Gambar 4.3) (Henley dan Ellis, 1983).

#### **4.3.2 Variabilitas Meteorologi**

Komposisi gas vulkanik sering kali mempunyai variasi waktu respon terhadap perubahan musim dan cuaca (Faber et al., 2003; Kelly dkk., 2013). Di gunung berapi Izu-Oshima, Shimoike dan Notsu (2000) melaporkan variasi musiman CO<sub>2</sub> dan O<sub>2</sub> vulkanik konsentrasi. Sedangkan CO<sub>2</sub> vulkanik di gunung berapi ini meningkat selama musim panas, menurun selama musim dingin (Shimoike dan Notsu, 2000). Di sisi lain, tren yang terjadi justru sebaliknya diamati untuk O<sub>2</sub> vulkanik (Shimoike dan Notsu, 2000). Seperti pola dikaitkan dengan interaksi yang bervariasi terhadap waktu di antara atmosfer, air tanah, dan gas vulkanik (Shimoike dan Notsu, 2000). Karena meningkatnya kelarutan gas dalam air di suhu yang lebih rendah, jumlah spesies yang didorong oleh udara lebih banyak air tanah tersedia untuk ditukar dengan gas vulkanik selama musim dingin (lihat Gambar 4.3a).

Sejak suasana sekitar mengandung CO<sub>2</sub> yang jauh lebih rendah tetapi tingkat O<sub>2</sub> lebih tinggi dibandingkan gunung berapi gas, peningkatan pelarutan spesies atmosfer menjadi air tanah selama musim dingin akhirnya menyebabkan penurunan CO<sub>2</sub> tetapi meningkatkan konsentrasi O<sub>2</sub> dalam gas vulkanik melalui interaksi antara air tanah dan gas vulkanik. Kondisi cuaca (misalnya, suhu atmosfer dan tekanan, curah hujan, dan kecepatan angin) dapat mengubah gas vulkanik komposisi (lihat Gambar 4.3). Misalnya saja seperti tekanan atmosfer naik, konsentrasi CO<sub>2</sub> vulkanik menurun tetapi O<sub>2</sub> vulkanik konsentrasi meningkat (Shimoike dan Notsu, 2000). Juga, tingkat H<sub>2</sub> vulkanik ditemukan meningkat dalam beberapa jam setelahnya tekanan atmosfer turun (Shimoike dan Notsu, 2000). Pada Gunung Merapi di Indonesia, Zimmer dan Erzinger (2003) menemukan bahwa radioaktivitas <sup>222</sup>Rn dalam gas vulkanik meningkat dengan tekanan atmosfer.

Setelah hujan deras, mereka juga melaporkan bahwa kandungan H<sub>2</sub>O dalam gas vulkanik meningkat seiring dengan menurunnya suhu fumarol akibat infiltrasi air hujan ke dalam bangunan gunung berapi (Zimmer dan Erzinger, 2003). Begitu pula suhu fumarol di Etna gunung berapi ditemukan menurun tajam setelah hujan (Madonia et al., 2013). Angin juga diketahui mempengaruhi gas vulkanik komposisi (Faber et al., 2003; Kelly et al., 2013). Misalnya, kandungan H<sub>2</sub>O vulkanik di gunung berapi Galeras berubah drastic ketika angin kencang bertiup (Faber et al., 2003). Juga, O<sub>3</sub> vulkanik ditemukan menurun pada kondisi berangin kencang (Kelly et al., 2013). Yang penting, variabilitas meteorologi sangat jelas berdampak pada pengukuran gas jarak jauh, yang mendeteksi gas vulkanik bulu-bulu, campuran gas atmosfer dan vulkanik (lihat Gambar 4.3). Oleh karena itu, jika pengukuran gas jarak jauh digunakan, hal ini diinginkan untuk menghilangkan latar belakang atmosfer dari pemantauan data (Zimmer dan Erzinger, 2003).

#### **4.4 Gas Vulkanik Sebagai Indikator Erupsi**

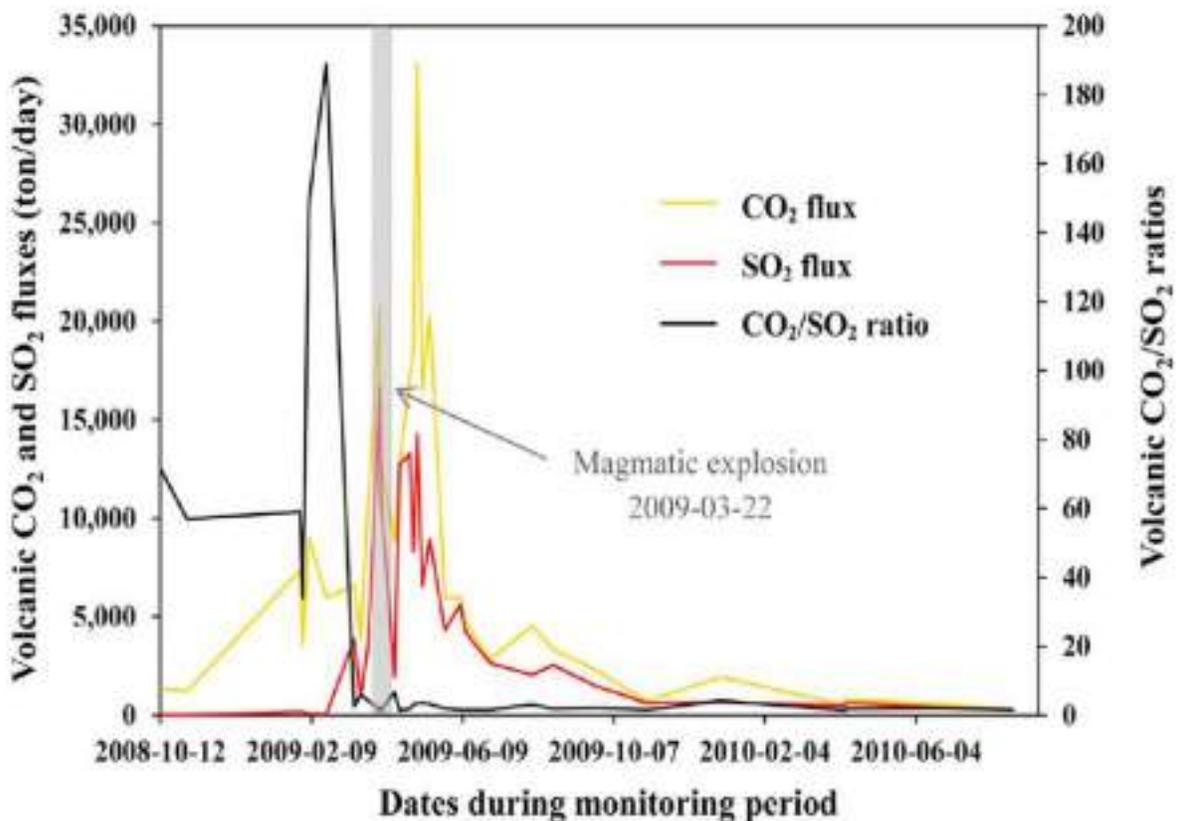
Beberapa gas vulkanik telah digunakan untuk memperkirakan letusan. Komponen gas yang digunakan untuk tujuan ini termasuk gas asam (CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, dan HF), H<sub>2</sub>O, gas mulia, dan logam elemen jejak (Sparks, 2003; Johnson dan Canil, 2011). Juga, komposisi isotop gas vulkanik tertentu (misalnya, <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, δ<sup>13</sup>C CO<sub>2</sub>, dan δ<sup>18</sup>O dari H<sub>2</sub>O) serta suhu fumarole telah diukur untuk membantu memprediksi letusan (Yamashina dan Matsushima, 1999). Bagaimana parameter gas tersebut digunakan untuk mengevaluasi aktivitas gunung berapi dibahas di bawah ini.

##### **4.4.1 Karbondioksida**

Karbon dioksida (CO<sub>2</sub>) telah umum digunakan untuk prediksi letusan. Karena kelarutan yang rendah dalam magma, CO<sub>2</sub> mudah terpecahkan untuk hadir dalam jumlah besar di gunung berapi gas (Bruno et al., 2001). Di antara gas vulkanik utama, CO<sub>2</sub> paling sedikit terpengaruh oleh scrubbing hidrotermal (Symonds et al., 2001). Ketika magma kaya CO<sub>2</sub> baru disuntikkan ke dalam magma ruang, atau ketika degassing magma menjadi lebih kuat karena lonjakannya, fluks CO<sub>2</sub> vulkanik cenderung meningkat (Carapezza dkk., 2004). Dengan demikian, fluks CO<sub>2</sub> vulkanik diperkirakan akan meningkat secara substansial pada saat letusan akan segera terjadi, menjadikan CO<sub>2</sub> an indikator letusan yang sangat berharga.

Di gunung berapi Redoubt, Werner dkk. (2013) mengukur fluks CO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub> vulkanik dari Oktober 2008 hingga Agustus 2010 (lihat Gambar 4.5). Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5, fluks CO<sub>2</sub> diperkirakan lebih rendah dari 1.000 ton/hari selama periode tenang, namun hal ini meningkat hingga 3,000–9,000 ton/hari sebulan sebelum letusan freatik pada tanggal 15 Maret 2009. Khususnya, emisi CO<sub>2</sub> kumulatif antara Maret 2009 dan Juli 2009, yang bertepatan dengan inisiasi letusan dan pembentukan selanjutnya kubah gunung berapi, masing-masing, menyumbang 59% dari total CO<sub>2</sub> emisi selama seluruh periode pemantauan.

Di gunung berapi Etna, Bruno dkk. (2001) memantau CO<sub>2</sub> vulkanik di dua lokasi antara Juli 1997 dan Maret 1999. Di satu lokasi, Konsentrasi CO<sub>2</sub> vulkanik diukur menjadi 282.000 ppm pada tanggal 7 September 1998, kemudian terus meningkat hingga 546.800 ppm sekitar sebulan sebelum letusan pada 4 Februari 1999.



Gambar 4.5 : Fluks buangan CO<sub>2</sub> vulkanik dan SO<sub>2</sub> serta rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> pada Gunung berapi yang diragukan lagi di Alaska selama bertahun-tahun tahun 2008-2010. Angka ini diturunkan dari Werner dkk. (2013) dalam Sangchul Lee, 2018

Tepat setelah letusan, konsentrasi di situs ini menurun tercatat setinggi 838.400 ppm. Begitu pula dengan CO<sub>2</sub> vulkanik konsentrasi di lokasi lain meningkat dari 33.300 ppm 14 Januari 1999 menjadi 64.100 ppm pada tanggal 8 Februari 1999. Selama periode pasca letusan, konsentrasi CO<sub>2</sub> di kedua lokasi sama ditemukan banyak berfluktuasi karena naiknya magma di bawah gunung berapi atau masuknya magma baru ke dalam magma ruang (Bruno dkk., 2001). Juga, Giammanco dkk. (2013) memantau CO<sub>2</sub> vulkanik untuk letusan gunung berapi Etna di 2002 2003 dan 2010. Seperti pada kasus letusan tahun 1999, Fluks CO<sub>2</sub> di gunung berapi ini meningkat hampir mendekati peristiwa letusan. Ada kejadian lain dimana CO<sub>2</sub> vulkanik fluks meningkat secara tiba-tiba di ambang letusan gunung berapi. Misalnya, Jousset dkk. (2013) melaporkan peningkatan tajam fluks CO<sub>2</sub> dan H<sub>2</sub>O vulkanik tepat sebelum letusan Merapi gunung berapi pada tahun 2010. Dengan demikian, fluks CO<sub>2</sub> umumnya meningkat secara tiba-tiba dianggap sebagai indikasi letusan. Namun, sejak CO<sub>2</sub> vulkanik fluks tidak mencapai maksimum sampai terjadi letusan (lihat Gambar 4.5), itu masih belum terpecahkan untuk menentukan seberapa dekat letusannya.

#### **4.4.2 Gas Belerang**

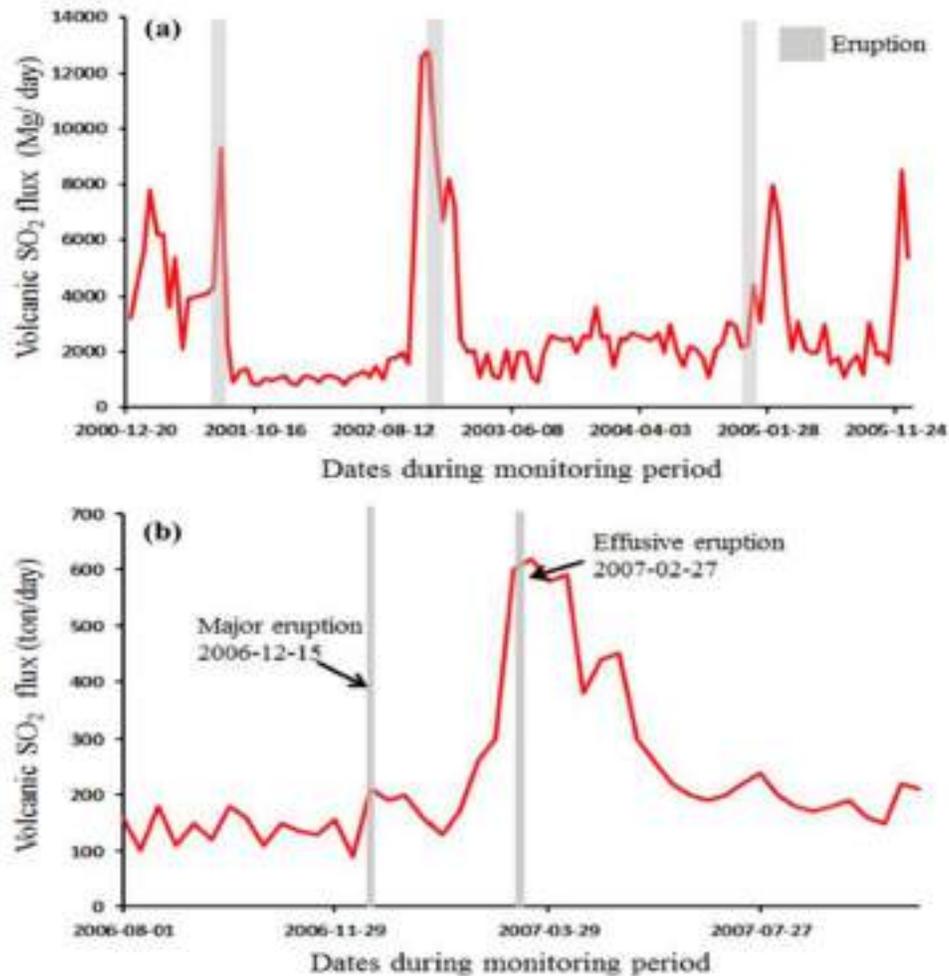
Gas belerang dapat mengambil berbagai bentuk kimia termasuk SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, COS, dan unsur belerang (Ohba et al., 1994). Dari semua ini, SO<sub>2</sub> dan H<sub>2</sub>S mewakili spesies belerang utama dalam gas vulkanik (Lee dkk., 2016). Karena melimpahnya gas vulkanik, SO<sub>2</sub> dianggap sebagai indikator letusan. Sejak pameran SO<sub>2</sub> kelarutan terendah kedua dalam magma di antara gas-gas asam, yaitu laju pelepasan kemungkinan meningkat karena degassing magmatik semakin kuat (Oskarsson, 1984). Meskipun demikian, seperti yang telah dibahas sebelumnya, *scrubbing* oleh air tanah dapat menurunkan konsentrasi SO<sub>2</sub> vulkanik menjadi tinggi luasnya, terkadang membuat spesies ini tidak memadai untuk prediksi letusan (Symonds et al., 2001). Di gunung berapi Redoubt, Werner dkk. (2013) mengamati bahwa keduanya Fluks CO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub> meningkat secara substansial selama letusan periode (lihat Gambar 4.5).

Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5, fluks SO<sub>2</sub> vulkanik adalah dijaga serendah 10 ton/hari, namun meningkat hingga 34-177 ton/hari sebulan sebelum letusan. Memang, fluks SO<sub>2</sub> antara letusan gunung berapi dan periode pertumbuhan kubah diperhitungkan 66% dari total emisi. Di gunung berapi Etna, Giammanco dkk. (2013) memantau fluks SO<sub>2</sub> vulkanik (lihat Gambar 4.6a). Pada Gambar 4.6a, fluks SO<sub>2</sub> tampaknya meningkat menjelang terjadinya letusan.

Belum, peningkatan fluks SO<sub>2</sub> di gunung berapi Etna dapat dikaitkan dengan berbagai penyebab: peristiwa letusan, naiknya magma yang ada, dan injeksi magma baru ke dalam ruang magma (Bruno dkk., 2001).

Di gunung berapi Stromboli, Burton dkk. (2009) memantau gunung berapi SO<sub>2</sub> untuk letusan tahun 2006 dan 2007 (lihat Gambar 4.6b). SO<sub>2</sub> fluks berkisar antara 150 dan 200 ton/hari sebelum efusif letusan pada tanggal 27 Februari 2007. Kemudian, fluks SO<sub>2</sub> tajam meningkat menjelang peristiwa ini, dengan fluks rata-rata sebesar 620 ton/hari yang berlangsung selama 35 hari ke depan. Selama periode ini, total emisi SO<sub>2</sub> dari gunung berapi Stromboli diperkirakan sebesar menjadi 22.000 ton.

Di gunung berapi lain, fluks SO<sub>2</sub> meningkat terkait dengan letusan juga telah diperhatikan. Di gunung berapi Colima di Meksiko, Zobin dkk. (2008) melaporkan fluks SO<sub>2</sub> vulkanik meningkat secara nyata mendekati letusan yang menyertainya dengan aktivitas seismik berkelanjutan. Di gunung berapi Kilauea di Hawaii, Chartier dkk. (1988) mengamati peningkatan fluks SO<sub>2</sub> dengan benar sebelum letusan. Pola serupa terjadi pada fluks SO<sub>2</sub> vulkanik juga dicatat di gunung berapi Kilauea (Gerlach dan Graeber, 1985) dan Gunung berapi Etna (Allard dkk., 2005). Seperti halnya CO<sub>2</sub> vulkanik fluks, fluks SO<sub>2</sub> vulkanik tidak mencapai maksimum hingga terjadi letusan (lihat Gambar 4.5 dan 4.6), sehingga sulit untuk meramalkan terjadinya letusan.



Gambar 4.6 : Fluks SO<sub>2</sub> vulkanik di gunung berapi Etna (a) dan gunung berapi Stromboli (b). Bagian (a) dan (b) berasal dari Giammanco dkk. (2013) dan Burton dkk (2009), masing-masing dalam Sangchul Lee,2018

H<sub>2</sub>S, spesies belerang utama lainnya dalam gas vulkanik, juga dapat berperan sebagai pendahulu letusan (Werner et al., 2013). Seperti yang dibahas sebelumnya, sedangkan degassing SO<sub>2</sub> terus meningkat seiring dengan semakin berkurang kedalamannya, degassing H<sub>2</sub>S awalnya meningkat dan kemudian menurun (Gaillard et al., 2011) (lihat Gambar 4). Jadi, jika magma naik cukup dekat dengan permukaan (misalnya, serendah ~5 bar), fluks H<sub>2</sub>S vulkanik diperkirakan rendah, menjadikan SO<sub>2</sub> sebagai spesies belerang yang dominan (Gaillard et al., 2011). Faktanya, seperti itu fitur telah dicatat pada pengukuran gas lapangan (Aiuppa et al., 2005; Gaillard dan Scaillet, 2009; Oppenheimer dkk., 2011).

Sebaliknya, peningkatan fluks H<sub>2</sub>S juga diamati pada akan segera terjadi letusan gunung berapi bawah laut El Hierro (Pérez et al., 2012), sehingga memerlukan penjelasan lain untuk

perbedaan. Setelah dikeluarkan dari magma, stabilitas H<sub>2</sub>S dan SO<sub>2</sub> dalam fasa gas berhubungan satu sama lain sebagai berikut (Giggenbach, 1987):



Menurut perhitungan termodinamika, Reaksi (1) bergeser ke sisi kanan dengan meningkatnya tekanan dan penurunan suhu (Giggenbach, 1987; Ohba et al., 1994). Juga, sebagai telah dibahas sebelumnya, H<sub>2</sub>S lebih sedikit terkena scrubbing dibandingkan SO<sub>2</sub> (Symonds dkk., 2001). Secara bersama-sama, jika terjadi degassing magmatic terjadi pada kedalaman yang lebih dalam (Gbr. 3a), H<sub>2</sub>S kemungkinan menjadi yang kedua spesies dominan setelah CO<sub>2</sub> sebagai hasil dari kedua fase gas Reaksi (1) dan penggosokan SO<sub>2</sub> selama vulkanik gas naik (Giggenbach, 1980). Dengan demikian, rasio H<sub>2</sub>S/SO<sub>2</sub> di gunung berapi tinggi gas mungkin menunjukkan kesetimbangan kembali gas vulkanik pada tingkat rendah suhu (Symonds et al., 1994, 2001; Aiuppa et al., 2005).

Sebaliknya jika gas vulkanik panas keluar dari reservoir magma dangkal dibuang ke atmosfer tanpa scrubbing yang signifikan (Gbr 4.3b), SO<sub>2</sub> kemungkinan besar merupakan yang dominan gas belerang (Symonds et al., 1994). Konsisten dengan ini, peningkatan mendadak dalam rasio SO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S vulkanik diamati pada ambang letusan gunung berapi Kusatsu-Shirane pada tahun 1976 (Ossaka dkk., 1980). Mengingat potensi kedua gas belerang tersebut untuk menjadi prekursor erupsi, perlu dilakukan kuantifikasi secara terpisah mereka (Montegrossi et al., 2001; Lee et al., 2016).

#### **4.4.3 Rasio Konsentrasi**

Karena kelarutan yang berbeda dalam magma, konsentrasinya rasio gas vulkanik yang relatif tidak larut terhadap gas vulkanik yang larut, yang meliputi CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>/HCl, SO<sub>2</sub>/HCl, dan SO<sub>2</sub>/HF, telah umum digunakan untuk memprediksi letusan (Duffell et al., 2003; Aiuppa, 2009; Notsu dan Mori, 2010; Stremme dkk., 2011; López dkk., 2013). Jika gas-gas yang terlarut berada pada kesetimbangan dengan sisa magma (yaitu, degassing kesetimbangan) dan kemudian naik ke permukaan tanpa perubahan (misalnya scrubbing hidrotermal), rasio yang disebutkan di atas akan menurun seiring dengan terjadinya letusan gunung berapi akan segera terjadi (Edmonds, 2008; López dkk., 2013). Memang, kecenderungan penurunan selama kenaikan magma telah dicatat rasio CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> dan SO<sub>2</sub>/HCl

(Aiuppa et al., 2007). Namun, kasus-kasus yang kontradiktif juga telah didokumentasikan. Seperti yang dibahas sebelumnya, perbedaan antara anggapan termodinamika dan observasi lapangan mungkin timbul dari sejumlah faktor: degassing yang terbatas secara kinetik (degassing disequilibrium), yaitu adanya beberapa magma degassing, interaksi hidrotermal, dan variabilitas meteorologi.

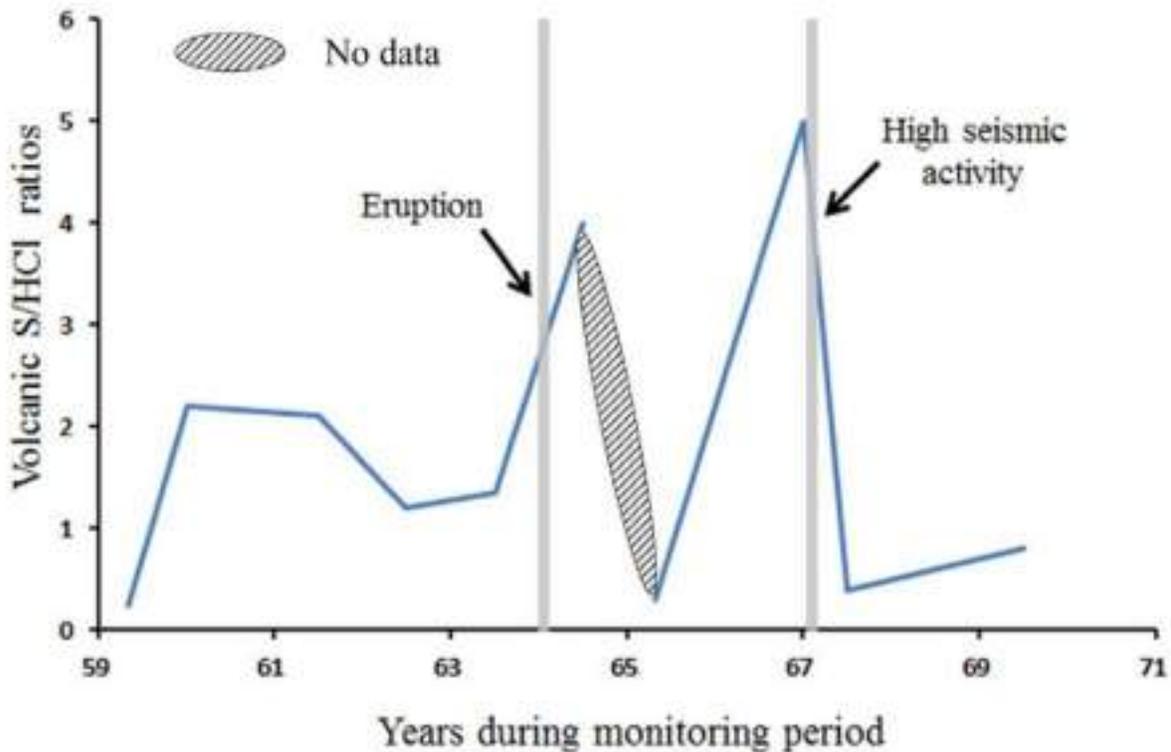
Karena lokasinya spesifik dan waktunya bervariasi alam, kepentingan relatif dari hal tersebut di atas faktor-faktor tersebut harus dievaluasi berdasarkan kasus per kasus. Jadi, itu pengetahuan tentang konfigurasi ventilasi magma dan hidrotermal sistem serta jumlah, ukuran, dan kedalaman magma kamar dituntut untuk memiliki pemahaman yang komprehensif kimia gas vulkanik dalam konteks degassing magmatik dan interaksi hidrotermal. Sayangnya, tidak ada informasi seperti itu sudah tersedia di banyak gunung berapi, sering kali menghasilkan interpretasi fenomenologis dari data pemantauan gas. Rasio  $\text{CO}_2/\text{SO}_2$  dalam gas vulkanik merupakan indikator potensial letusan. Pada Gambar 5, rasio  $\text{CO}_2/\text{SO}_2$  vulkanik di gunung berapi Redoubt dibandingkan dengan fluks  $\text{CO}_2$  dan  $\text{SO}_2$ . Mengingat  $\text{CO}_2$  adalah kurang larut dalam magma dibandingkan  $\text{SO}_2$ , gas vulkanik diperkirakan akan larut dalam magma awalnya lebih diperkaya dengan yang pertama daripada yang terakhir (López dkk., 2013).

Secara konsisten, fluks  $\text{CO}_2$  mulai meningkat lebih dulu fluks  $\text{SO}_2$ , sehingga rasio  $\text{CO}_2/\text{SO}_2$  melonjak dari 50-70 menjadi 190 sebelum letusan. Sekalipun  $\text{CO}_2$  terus berubah meningkat selama periode letusan, rasio  $\text{CO}_2/\text{SO}_2$  mencapai maksimum sebelum letusan karena lebih banyak fluks  $\text{SO}_2$  yang meningkat dengan cepat. Pola serupa terjadi pada  $\text{CO}_2/\text{Rasio SO}_2$  juga diamati di gunung berapi Stromboli (lihat Gambar 4.1). Oleh karena itu, melacak rasio  $\text{CO}_2/\text{SO}_2$  lebih bermanfaat dibandingkan fluks  $\text{CO}_2$  dan  $\text{SO}_2$  individu untuk prediksi letusan.

Di Kamchatka, Menyailov (1975) menemukan bahwa  $\text{S}/\text{HCl}$  rasio meningkat pesat menjelang letusan (lihat Gambar 4.7). Menggunakan data gas vulkanik dari 28 gunung berapi, Aiuppa (2009) memperhatikan korelasi positif antara aktivitas gunung berapi dan rasio  $\text{SO}_2/\text{HCl}$  dan  $\text{SO}_2/\text{HF}$ . Dalam studinya, kedua rasio tersebut ditunjukkan meningkat seiring dengan intensifnya aktivitas vulkanik atau letusan akan terjadi, sedangkan rasionya tampak menurun ketika aktivitas gunung berapi menjadi tenang atau terjadi letusan menjadi akhir.

Demikian pula, Duffell dkk. (2003) melaporkan bahwa  $\text{SO}_2/\text{Rasio HCl}$  meningkat menjelang letusan. Tren seperti itu pada perbandingan  $\text{SO}_2/\text{HCl}$  dan  $\text{SO}_2/\text{HF}$  semakin besar kelarutan gas halogen ( $\text{HCl}$  dan  $\text{HF}$ ) dalam magma dibandingkan  $\text{SO}_2$ , yang seharusnya

menyebabkan penurunan  $\text{SO}_2/\text{HCl}$  dan  $\text{SO}_2/\text{HF}$  rasio seiring aktivitas vulkanik menjadi lebih kuat. Faktanya, gunung berapi Rasio  $\text{SO}_2/\text{HCl}$  di gunung berapi Asama berkisar antara 6,7 dan 9,1 selama tiga sampai empat tahun sebelum letusan, namun rasionya turun menjadi 5.0-5.9 di ambang letusan (Notsu dan Mori, 2010). Bahkan dalam kasus ini, rasio  $\text{SO}_2/\text{HCl}$  yang lebih rendah mendekati rasio erupsi Peristiwa ini disebabkan oleh efek scrubbing, bukan ketergantungan tekanan degassing magmatik. Selama periode tenang, magma gunung berapi ini ditempatkan di reservoir yang dalam membuat pelarutan gas  $\text{HCl}$  yang terlarut pada air tanah dangkal menjadi signifikan (lihat Gambar 4.3a).



Gambar 4.7 : Rasio vulkanik S/HCl di gunung berapi Shiveluch di Kamchatka. Ini Angka tersebut berasal dari Menyailov (1975) dalam (Sangchul Lee,2018)

Saat magma naik dekat permukaan, hilangnya  $\text{HCl}$  ke hidrotermal terdekat sistem menjadi lebih kecil (lihat Gambar 4.3b), menghasilkan  $\text{SO}_2/\text{HCl}$  yang lebih rendah rasio pada saat terjadinya letusan.

Rasio  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  dalam gas vulkanik juga dianggap sama pendahulu letusan (Ohba et al., 2008, 2010). Mengingat kelarutan magma terhadap  $\text{H}_2\text{O}$  lebih besar daripada  $\text{CO}_2$  (Edmonds, 2008), rasio  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  diperkirakan menurun seiring naiknya magma (lihat Gambar 4.4).

Sebaliknya, rasio ini ditemukan meningkat ketika gunung berapi akan meletus (Ohba et al., 2008, 2010). Diberikan bahwa rasio CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O lebih tinggi pada gas magmatik dibandingkan pada gas air meteoric, diperkirakan akan meningkat seiring dengan semakin banyaknya gas vulkanik dipengaruhi oleh degassing magmatik daripada interaksi hidrotermal (Holloway dan Blank, 1994).

#### **4.4.4 Jejak Elemen Logam**

Elemen jejak logam dalam gas vulkanik juga dapat digunakan memprediksi letusan karena komposisinya berubah sesuai fungsinya aktivitas vulkanik (Quisefit et al., 1988; Toutain et al., 1995). Mengingat letusan gunung berapi merupakan masukan utama penelusuran logam ke atmosfer, hal ini menimbulkan masalah lingkungan memantau logam-logam ini (misalnya, Hg, Cd, As, dan Cr) dalam gas vulkanik (Johnson dan Canil, 2011).

Mambo dan Yoshida (1993) melakukan serangkaian laboratorium percobaan untuk menguji perilaku geokimia arsenic (As) sebagai fungsi suhu. Dalam studi mereka, gas As konsentrasinya tidak berubah selama suhunya berubah disimpan di atas 300 oC. Sementara itu, elemen ini sudah siap dilarutkan dalam air atau bereaksi dengan spesies belerang untuk mengendap ketika suhu turun dibawah 100 oC. Mengingat arsenik itu kaya akan gas vulkanik panas, hal ini diusulkan sebagai potensi indikator letusan (Mambo dan Yoshida, 1993). Faktanya, itu hasil serupa diamati pada letusan gunung berapi Tokachi di Jepang (Hirabayashi et al., 1990).

Di bawah kisaran suhu dan tekanan, Mackenzie dan Canil (2008) meneliti perilaku volatilisasi Cd, Re, Tl, Pb, Sb, dan Te dari pencairan magmatik. Dari semua elemen tersebut, Cd adalah yang paling cepat logam yang mudah menguap, dengan Re yang berdifusi paling lambat satu (Mackenzie dan Canil, 2008). Karena berbeda nyata perilaku antara Cd dan Re, dengan demikian, Mackenzie dan Canil (2008) berpendapat bahwa rasio Cd/Re dalam gas vulkanik merupakan sebuah potensi pendahulu letusan. Sesuai dengan kesepakatan, rasio ini meningkat pesat sebelum dan sesudah letusan gunung berapi Kilauea pada tahun 1984 (Crowedkk., 1987).

Di gunung berapi Saint Helens, konsentrasi <sup>210</sup>Pb dalam gas vulkanik lebih tinggi pada periode erupsi dibandingkan pada periode diam, menyiratkan bahwa pemantauan <sup>210</sup>Pb vulkanik berguna untuk memprediksi aktivitas vulkanik (Berlo et al., 2006). Meski begitu, komposisinya unsur jejak logam dalam gas vulkanik juga dapat berubah respons terhadap faktor non-vulkanologis seperti bahan kimia komposisi batuan di sekitarnya (Symonds et al., 1992).

#### 4.4.5 Komposisi Isotop

Komposisi isotop gas vulkanik tertentu dapat digunakan untuk perkiraan letusan. Rasio isotop  $^3\text{He}/^4\text{He}$  di gunung berapi gas ini berkaitan erat dengan letusan (Sano et al., 1988). Itu isotop primitif He,  $^3\text{He}$ , secara bertahap lepas dari bumi karena massanya yang lebih ringan (Gilfillan et al., 2011). Di samping itu, isotop yang lebih berat  $^4\text{He}$  terus dihasilkan melalui radioaktif peluruhan  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ , dan  $^{232}\text{Th}$ , dan dapat terperangkap dalam gravitasi Bumi (Padrón dkk., 2012). Akibatnya, rasio  $^3\text{He}/^4\text{He}$  lebih tinggi di mantel bumi dibandingkan di kerak bumi (Mackintosh dan Ballentine, 2012). Dalam hal ini, isotop ini Rasio gas vulkanik akan meningkat seiring dengan terjadinya gunung berapi meletus (Sano et al., 1988; de Moor et al., 2016). Faktanya, Sano dkk. (1991) menemukan bahwa rasio  $^3\text{He}/^4\text{He}$  meningkat dari 4,18 menjadi 4,59 tiga bulan sebelum letusan gunung berapi Mihara pada bulan Oktober 4,1990. Juga, isotop karbon  $\text{CO}_2$  dalam gas vulkanik atau mata air panas merupakan indikator potensi letusan (Sano et al., 1995). Karena fraksinasi isotop, nilai  $\delta^{13}\text{C}$   $\text{CO}_2$  adalah gas vulkanik lebih rendah dibandingkan air hidrotermal (Barry et al., 2013).

Ketika aktivitas vulkanik semakin kuat, gas vulkanik pun ikut bertambah kurang berinteraksi dengan air hidrotermal, sehingga menghasilkan menurunkan  $\delta^{13}\text{C}$   $\text{CO}_2$  vulkanik di ambang letusan (Allard et al., 1991). Selain indikator potensi letusan, isotop komposisi gas vulkanik dapat digunakan untuk melacak sumbernya. Misalnya, kondensat gas vulkanik sebagian besar merupakan campuran perairan magmatik dan meteorik, keduanya memiliki perbedaan tanda tangan isotop  $\text{H}_2\text{O}$  (misalnya, D dan  $^{18}\text{O}$ ) (Kusakabe et al., 1970; Mizutani, 1978). Karena air meteorik kurang diperkaya isotop yang lebih berat (misalnya D dan  $^{18}\text{O}$ ) dibandingkan air magmatik, lebih rendah Nilai  $\delta\text{D}$  dan  $\delta^{18}\text{O}$  menunjukkan proporsi yang lebih besar daripada yang terakhir (Mizutani, 1978). Komposisi isotop lainnya termasuk  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ,  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , dan  $^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar}$  dalam gas vulkanik telah digunakan untuk menilai pengaruh air meteorik, yaitu injeksi magma baru, dan tingkat degassing magmatic (Sakai dkk., 1982; Sano dkk., 1991; Tedesco dkk., 1995; Rizzo dkk. al., 2009; Ruzie dan Moreira, 2010).

## 4.5 Kesimpulan

Bab ini membahas tentang siklus erupsi gunung api, yaitu proses geokimia yang mengendalikan komposisi gas vulkanik, dan potensi parameter gas vulkanik sebagai prekursor erupsi. Secara umum, fluks gas vulkanik (misalnya CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, dll.) serta peningkatan suhu gas yang signifikan dalam waktu dekat dari letusan gunung berapi. Juga, rasio konsentrasi CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>/HCl, SO<sub>2</sub>/HCl, dan H<sub>2</sub>S/SO<sub>2</sub> cenderung menurun (lihat Gambar 4.3).

Namun, tren komposisi gas vulkanik seperti itu bisa saja terjadi dikaburkan oleh degassing yang terbatas secara kinetik serta sekunder efek termasuk interaksi hidrotermal dan meteorologi variabilitas. Akibatnya, sering kali sulit membuat generalisasi tentang kimia gas vulkanik untuk prediksi letusan. Di dalam kasus seperti itu, rasio konsentrasi antara gas vulkanik (misalnya, CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>/HCl, dan SO<sub>2</sub>/HF) mungkin berfungsi lebih baik untuk prediksi letusan gunung berapi daripada gas individu fluks. Juga data gas vulkanik lainnya seperti unsur jejak logam dan komposisi isotop dapat membantu memperkirakan aktivitas gunung berapi. Selain itu, direkomendasikan untuk mengkaji data gas vulkanik di hubungannya dengan data geofisika dan geomorfologi (misalnya, observasi seismik dan pengukuran jarak elektronik) untuk prediksi letusan gunung berapi yang lebih baik.

## RANGKUMAN BAB IV

Letusan gunung berapi terjadi karena beberapa faktor termasuk masuknya magma baru, runtuhnya gunung berapi bangunan, gempa bumi, dan infiltrasi air meteoric (Cañón-Tapia, 2014). Gunung berapi bisa meletus secara eksplosif atau diam-diam tergantung pada jenis magma dan kandungannya yang mudah menguap (Roggensack dkk., 1997). Seringkali terjadi letusan gunung berapi yang tidak terduga Apakah bencana alam tidak hanya menimbulkan dampak langsung (misalnya, kerugian jiwa dan harta benda manusia) namun juga dampak tidak langsung konsekuensinya (misalnya perubahan iklim) (Robock, 2000). Jika vulkanik letusan diprediksi pada waktu yang tepat, dampak buruknya dapat diminimalkan dan/atau dicegah.

Pemantauan gas vulkanik dapat memberikan petunjuk penting mengenai letusan gunung berapi karena komposisi gas dapat berubah respon terhadap aktivitas vulkanik. Selanjutnya analisis gunung berapi gas dapat membantu memahami sifat kimia dan lingkungan tektonik magma (Halmer et al., 2002; Wallace, 2005). Juga, karena beberapa gas vulkanik (misalnya SO<sub>2</sub>) dapat menimbulkan dampak serius terhadap lingkungan kekhawatiran seperti hujan asam, data gas vulkanik sangat penting dalam penilaian setelah letusan (Parnell dan Burke, 1990; Delmelle dkk., 2002). Setelah diproduksi oleh pencairan (sebagian) pada mantel atau kerak bawah, magma naik ke permukaan dekat dengan daya apung. Saat magma mendekati permukaan, kelarutannya mudah menguap komponen di dalamnya berkurang. Akhirnya, komponen-komponen yang mudah menguap adalah dikeluarkan dari magma untuk terakumulasi di bagian atasnya reservoir, dan beberapa di antaranya dibuang ke permukaan sebagai gunung berapi gas (Proussevitch dan Sahagian, 2005). Di antara gas vulkanik komponen, H<sub>2</sub>O adalah komponen yang paling melimpah, dengan CO<sub>2</sub> biasanya menjadi yang kedua (Bruno et al., 2001). Secara umum, gas vulkanik dibedakan menjadi gas asam (CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, dan HF), gas yang tidak dapat terkondensasi (H<sub>2</sub>, He, N<sub>2</sub>, Ar, CH<sub>4</sub>, dan CO), logam elemen jejak, dan bahan organik (Cadle, 1980; Symonds et al., 1988; Chin dan Davis, 1993).

## UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN

1. Mengapa gas dapat digunakan untuk prediksi erupsi gunung api?
2. Kenaikan komposisi gas apa saja yang dapat digunakan untuk prediksi erupsi gunung api?

## BAHAN DISKUSI

1. Aiuppa A, Bitetto M, Francofonte V, Velasquez G, Moussallam Y, Peters N, Tamburello G, Valderrama OA (2017) A CO<sub>2</sub>-gas precursor to the March 2015 Villarrica volcano eruption. *Geochem Geophys Geosys* 18:2120–2132. <https://doi.org/10.1002/2017G C0068 92>
2. Alessandro Aiuppa, 2015, Volcanic Gas Monitoring, *Volcanism and Global Environmental Change*, eds. Anja Schmidt, Kirsten E. Fristad and Linda T. Elkins-Tanton. Published by Cambridge University Press. © Cambridge University Press 2015. DOI: 10.1017/CBO9781107415683.009
3. Carn SA, Fioletov VE, McLinden CA, Li C, Krotkov NA (2017) A decade of global volcanic SO<sub>2</sub> emissions measured from space. *Sci Rep* 7:44095. <https://doi.org/10.1038/srep4 4095>
4. Chiodini G, Paonita A, Aiuppa A, Costa A, Caliro S, De Martino P, Acocella V, Vandemeulebrouck J (2016) Magmas near the critical degassing pressure drive volcanic unrest towards a critical state. *Nat Commun* 7:13712. <https://doi.org/10.1038/ncomm s13712>
5. Christoph Kern, Alessandro Aiuppa, J. Maarten de Moor, 2022, Golden era for volcanic gas geochemistry?, *Bulletin of Volcanology* (2022) 84: 43, Springer, <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01556-6>
6. de Moor JM, Stix J, Avard G, Muller C, Corrales E, Diaz JA, Alan A, Brenes J, Pacheco J, Aiuppa A, Fischer TP (2019) Insights on hydrothermal-magmatic interactions and eruptive processes at Poas Volcano (Costa Rica) from high-frequency gas monitoring and drone measurements. *Geophys Res Lett* 46:1293–1302. <https://doi.org/10.1029/2018G L0803 01>
7. Sangchul Lee, Namhee Kang, Minji Park, Jin Yeon Hwang, Sung Hyo Yun, and Hoon Young Jeong, 2018, A review on volcanic gas compositions related to volcanic activities and non-volcanological effects, *Geosciences Journal*, Vol. 22, No. 1, p. 183-197, February 2018, <http://dx.doi.org/10.1007/s12303-017-0056-y> pISSN 1226-4806 eISSN 1598-7477

## BAB V. VOLKANO SEISMIK

### Capaian Pembelajaran :

Bab ini membantu mahasiswa agar mampu untuk :

1. Memahami pengenalan metoda seismik terkait penyelidikan kegunungapian
2. Memahami sinyal-sinyal *seismic* yang dapat digunakan untuk monitoring aktivitas gunung api

### 5.1 Pendahuluan

Gunung berapi melepaskan energi seismik dalam frekuensi yang luas berkisar dari nol (perpindahan statis) hingga beberapa puluhan Hz. Umumnya dua kelompok seismik yang berbeda sinyal dapat dibedakan di daerah vulkanik (CHOUET, 1996): yang pertama, disebabkan oleh proses yang berasal di Bumi padat, dikaitkan dengan geser kegagalan gunung berapi, dan peristiwa seismik terkait disebut gempa vulkanik-tektonik (VT); itu kedua (selanjutnya disebut "sinyal seismo-vulkanik") dihasilkan oleh proses yang melibatkan fluida. Ini peristiwa termasuk kegempaan jangka panjang (LP) dan vulkanik getaran, yang berbagi spektral yang sama komponen (0,2–2 detik), dan periode sangat panjang (VLP) kegempaan ditandai dengan periode dominan 2–100 detik (OHMINATO dkk., 1998).

Terjadinya LP adalah ditandai dengan timbulnya sinyal yang muncul dan kurangnya kedatangan gelombang S yang jelas. Menurut CHOUET (2003), sumber kejadian LP dapat diartikan sebagai osilasi dari resonator berisi cairan sebagai respons terhadap eksitasi terlokalisasi waktu, sedangkan peristiwa VLP diasumsikan terkait dengan gerakan massa, dan mewakili kekuatan inersia yang dihasilkan dari gangguan dalam aliran magma dan gas melalui saluran (misalnya, UHIRA dan TAKEO, 1994; KANESHIMA dkk., 1996).

Ciri-ciri sinyal seismo-vulkanik dan ciri-cirinya variasi seringkali berkaitan erat dengan aktivitas letusan. Karena alasan ini, mereka umumnya dianggap sebagai indikator keadaan internal aktivitas gunung berapi (NEUBERG, 2000). Selain studi sinyal seismik, yang kegunaannya dalam pemantauan dan penyelidikan dinamika gunung berapi sangat penting, analisis infrasonic sinyal yang dipancarkan oleh gunung berapi baru-baru ini terbukti memberikan batasan tambahan pada analisis aktivitas gunung berapi (misalnya, RIPEPE dkk.,

2007; MONTALTO dkk., 2010; JOHNSON dan RIPEPE, 2011; BIAYA dan MATOZA, 2012). Penelitian terbaru telah menunjukkan bagaimana analisis sinyal tersebut dapat membantu merekonstruksi bagian pipa yang paling dangkal sistem (misalnya, FEE et al., 2010; GOTO dan JOHNSON, 2011).

Karakteristik unik dari seismovulkanik dan sinyal infrasonik, berbeda dari gempa tektonik dan VT dalam kedua bentuk gelombang dan mekanisme sumber, memerlukan teknik baru untuk menyelidiki fitur-fiturnya. Getaran vulkanik, kejadian LP, kejadian VLP, infrasonic peristiwa, dan getaran infrasonik diamati di Gunung Etna dan dipantau oleh seismik permanen dan jaringan infrasonik yang dijalankan oleh Istituto Nazionale di Geofisica dan Vulcanologia, Osservatorio etneo.

Selama satu dekade terakhir, aktivitas erupsi terjadi Gunung Etna dicirikan oleh keduanya yang efusif dan letusan eksplosif di kawah puncak, seperti serta pada celah yang terbuka pada sisi-sisinya (misalnya, ALLARD dkk., 2006; AIUPPA 2010). Saat ini, ada empat kawah aktif di puncak Gunung Etna: Voragine, Bocca Nuova, Kawah Tenggara, dan Timur Laut Kawah (selanjutnya disebut VOR, BN, SEC, dan NEC, masing-masing; lihat sisipan pada Gambar 1a). Lahar Kegiatan air mancur selama tahun 2011–2012 berlangsung di kawah baru, yang dibuka di dasar SEC dan diberi nama "SEC baru" (selanjutnya disebut sebagai NSEC).

Dalam bab ini, akan dijelaskan teknik yang diterapkan di Gunung Etna untuk mendeteksi dan menemukan lokasi seismo-vulkanik dan sinyal infrasonik.

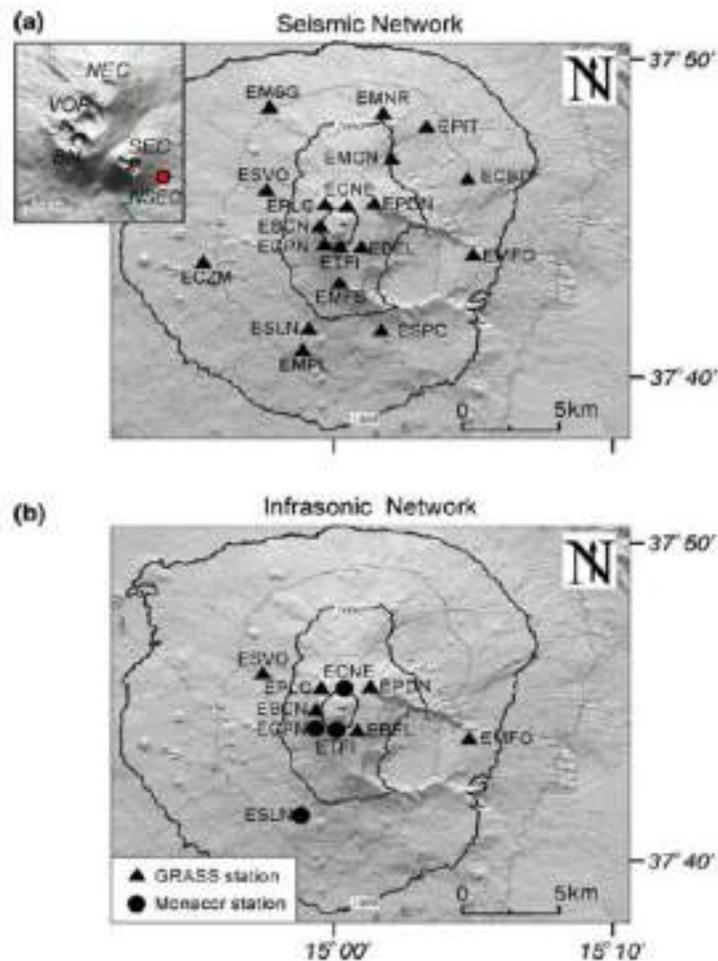
## **5.2 Jaringan Pemantauan Permanen**

Di Gunung Etna, jaringan seismik permanen dijalankan oleh Istituto Nazionale di Geofisicae Vulcanologia, Osservatorio Etneo, terdiri dari 33 broadband dan 12 stasiun jangka pendek. Analisis seismo-vulkanik sinyal dilakukan pada rekaman 19 dari stasiun-stasiun ini, masing-masing dilengkapi dengan broadband (40 detik periode cutoff), seismometer Trillium tiga komponen (Nanometrics<sup>TM</sup>) dan diperoleh secara real time di tingkat pengambilan sampel 100 Hz (Gbr 5.1a). Jaringan infrasonik permanen terdiri dari 10 stasiun yang terletak pada jarak berkisar antara \*1 dan 8 km dari pusat kawasan puncak (Gbr 5.1b). Empat stasiun dilengkapi dengan Monacor MC 2005 mikrofon kondensor, dengan sensitivitas 80 mV/Pa dalam pita infrasonik 1–20 Hz, sementara yang lain memilikinya mikrofon GRASS 40AN dengan respon

datar dengan sensitivitas 50 mV/Pa dalam rentang frekuensi 0,3–20.000Hz. Sinyal infrasonik diperoleh di kecepatan pengambilan sampel 50 Hz.

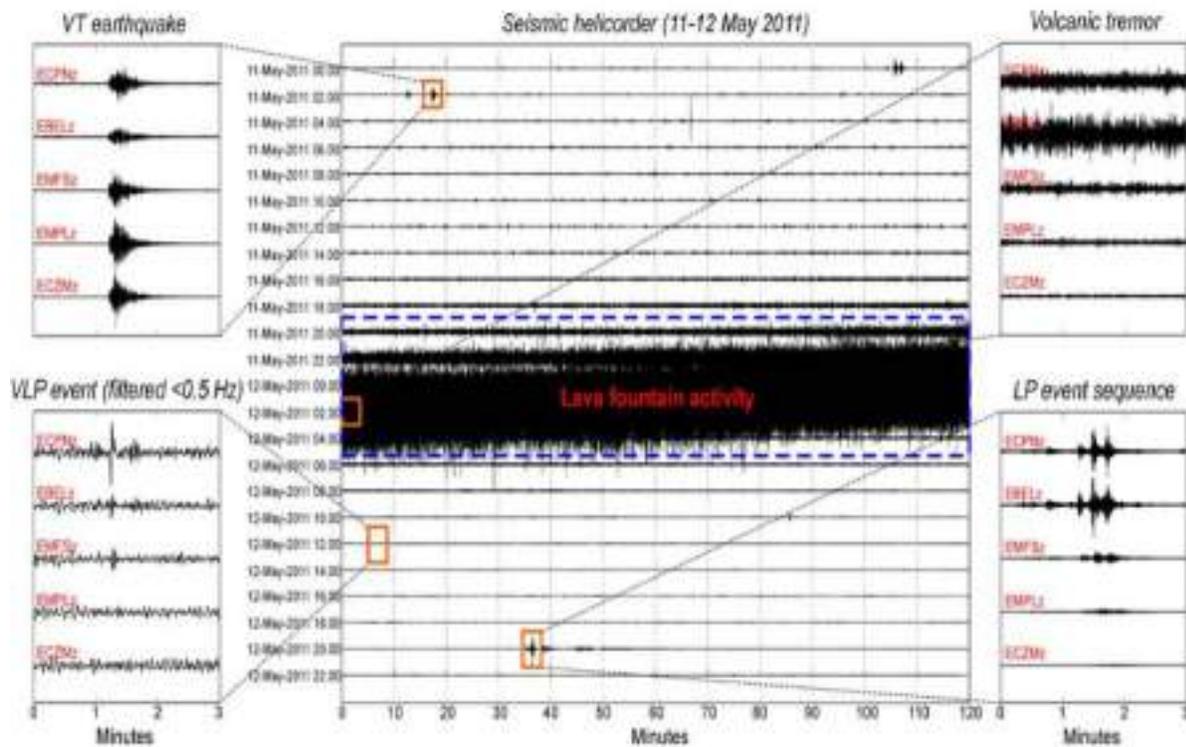
### 5.3 Sinyal Seismo-Vulkanik dan Infrasonik

Di Gunung Etna, gempa vulkanik, kejadian LP, VLP peristiwa, peristiwa infrasonik, dan getaran infrasonik adalah tercatat. Sebagai contoh, Gambar 5.2 dan 5.3 menunjukkan sinyal seismik dan infrasonik yang direkam oleh EBEL stasiun seismik dan infrasonik, masing-masing, aktif 11–12 Mei 2011.



Gambar 5.1 : Model elevasi digital Gunung Etna dengan lokasi stasiun seismik broadband (a) dan stasiun infrasonik (b). Model elevasi digital di pojok kiri atas (a) menunjukkan sebaran empat kawah puncak (VOR Voragine, BN Bocca Nuova, SEC Southeast Crater, NEC Kawah Timur Laut) dan SEC baru (NSEC), ditandai dengan titik merah. Garis konsentris hitam pada (a,b) merupakan garis kontur ketinggian dari 1 sampai 3 km dpl. dengan jarak tanam 1 km (Andrea Cannata dkk,2013)

Perlu dicatat bahwa, selama malam antara tanggal 11 dan 12 Mei, air mancur lava muncul tempat di NSEC, disertai dengan peningkatan amplitudo baik pada gempa vulkanik maupun infrasonik. Yang kecil plot pada Gambar 5.2 menunjukkan contoh bentuk gelombang di stasiun yang berbeda untuk semua sinyal seismik yang direkam di Gunung Etna: gempa VT, rangkaian kejadian LP, VLP peristiwa, dan jendela gempa vulkanik. Demikian pula, plot kecil pada Gambar 5.3 menunjukkan bentuk gelombang infrasonik acara dari NSEC dan NEC, serta jendela getaran infrasonik dari NSEC. Di bagian selanjutnya dijelaskan teknik yang diterapkan untuk mendeteksi dan menemukan sinyal-sinyal ini di Gunung Etna.



Gambar 5.2 : Heliometer sinyal seismik yang direkam oleh komponen vertikal stasiun EBEL pada 11–12 Mei 2011. Kotak merah menyoroti perbedaan jenis sinyal seismik, yang bentuk gelombangnya pada komponen vertikal lima stasiun dilaporkan dalam plot kecil di kiri dan kanan. Biru persegi panjang putus-putus menunjukkan periode yang ditandai dengan peningkatan amplitudo gempa vulkanik, bersamaan dengan aktivitas air mancur lava (Andrea Cannata dkk,2013)

#### 5.4 Getaran Vulkanik

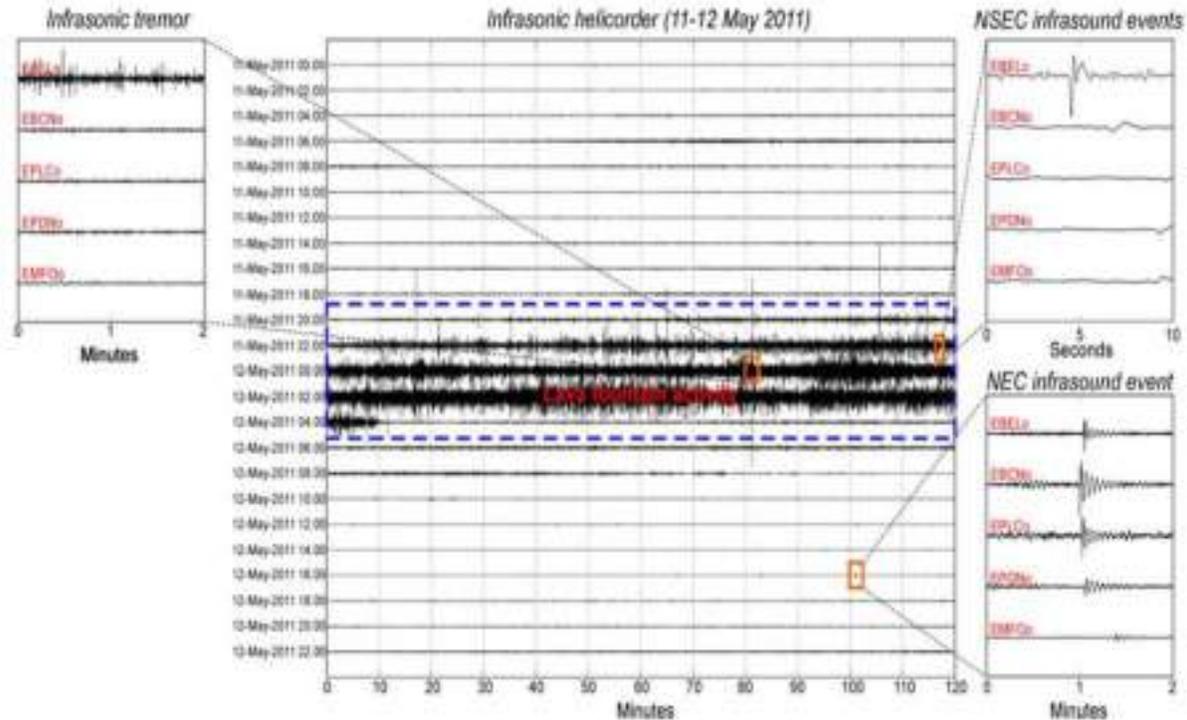
Salah satu aspek gempa vulkanik di Gunung Etna adalah gempanya kesinambungan waktu, seperti yang juga diamati pada basaltik lainnya gunung berapi dengan aktivitas persisten seperti Stromboli (Italia; LANGER dan FALSAPERLA, 1996). Sebagian besar energi dari getaran

vulkanik di Gunung Etna terpancar di bawah 5 Hz (misalnya, LOMBARDO et al., 1996; FALSAPERLA dkk., 2005; ALPARONE dkk., 2007). Hal menarik lainnya Ciri khas gempa vulkanik adalah kedekatannya hubungannya dengan perubahan aktivitas letusan, disorot oleh variasi amplitudo, konten spektral, fitur medan gelombang, dan lokasi sumber (misalnya, GRESTA dkk., 1991; ALPARONE dkk., 2007; PATANE` dkk., 2008; CANNATA dkk., 2010a).

Tidak mungkin menggunakan teknik berdasarkan yang pertama inversi pengambilan fase kedatangan, mirip dengan yang digunakan untuk menghitung hiposenter gempa, untuk menemukan sumber getaran vulkanik, karena sifatnya yang nonimpulsif karakter. Kecuali tekniknya diusulkan untuk susunan seismik (misalnya, METAXIAN dkk., 1997; ALMENDROS et al., 2001), sebagian besar metode diterapkan pada sinyal yang direkam oleh jaringan seismik renggang untuk menemukan lokasi gempa vulkanik didasarkan pada peluruhan amplitudo (misalnya, BATTAGLIA dan AKI, 2003; KUMAGAI dkk., 2010; JONES dkk., 2011).

Sebuah metode berdasarkan peluruhan amplitudo, dengan asumsi propagasi dalam media homogen, diterapkan di Gunung Etna hingga menemukan sumber gempa vulkanik (DI GRAZIA et al., 2006; PATANE` dkk., 2008). Sinyal direkam pada 19 stasiun broadband, terletak pada jarak yang bervariasi antara \*1 dan 9 km dari pusat puncak luas, digunakan (segitiga pada Gambar 1a).

Sinyal-sinyal ini adalah disaring dalam pita 0,5–2,5 Hz, dan root-mean-square (RMS) amplitudo persentil ke-25 saat meluncur jendela, bukan nilai rata-rata, yang diperkirakan. Untuk deret waktu tertentu, persentil pth bisa jadi didefinisikan sebagai nilai sedemikian rupa sehingga p % pengukuran kurang dari nilai ini dan (1-p) % adalah lebih besar.



Gambar 5.3 : Helicorder sinyal infrasonik direkam oleh stasiun EBEL pada 11-12 Mei 2011. Kotak merah menyoroti berbagai jenis infrasonik sinyal, yang bentuk gelombangnya di lima stasiun dilaporkan dalam plot kecil kiri dan kanan. Persegi panjang bergaris biru menunjukkan periode ditandai dengan getaran infrasonik, bersamaan dengan aktivitas air mancur lava (Andrea Cannata dkk,2013)

Penggunaan persentil memungkinkan kita melakukannya secara efisien hapus transien dalam sinyal dan pertimbangan rekaman terus menerus (DI GRAZIA et al., 2006; PATANE` dkk., 2008). CANNATA dkk. (2010a) dihitung efek lokasi di stasiun-stasiun ini dengan menerapkan metode yang dijelaskan oleh MATSUBARA dkk. (2004) dengan delapan gempa regional dengan episentral maksimum jarak sekitar 1.000 km dan besarnya berkisar dari 5,5 hingga 6,9. Namun, gempa vulkanik terjadi selama setahun penelitian di Gunung Etna telah menunjukkan bahwa efek lokasi memang demikian tidak terlalu mempengaruhi lokasi sumber gempa. Lokasi sumber gempa diperkirakan dengan menggunakan gridsearch pendekatan (misalnya, GOTTSCHAMMER dan SURONO 2000; BATTAGLIA dkk., 2005; DI GRAZIA dkk., 2006), dengan asumsi amplitudo seismik ( $A$ ) meluruh dengan jarak ( $r$ ) menurut hukum umum :

$$A(f, r) = A_0(f)r^{-b}e^{-\alpha r}, \quad \alpha = \frac{\pi f}{Qc}, \quad (1)$$

dimana  $f$  adalah frekuensi,  $c$  adalah kecepatan,  $b$  adalah eksponen, yang mengambil nilai 0,5 atau 1 untuk kasus tersebut gelombang permukaan dan gelombang tubuh, dan  $a$  adalah koefisien serapan yang bergantung pada frekuensi.  $Q$  mewakili faktor kualitas rata-rata jalur sinar. Persamaan (1) dapat dilinierkan dengan mengambil logaritma dari kedua belah pihak sebagai (DI GRAZIA et al., 2006; CANNATA dkk., 2010a) :

$$\ln A_i + \alpha r_i = \ln A_0 - b \ln r_i, \quad (2)$$

di mana  $A_i$  adalah amplitudo RMS yang diukur pada titik ke- $i$  stasiun,  $r_i$  adalah sumber-ke-penerima yang sesuai jarak, dan  $A_0$  adalah amplitudo pada sumber. Di dalam Persamaan. (2),  $\ln A_0$  dan  $b$  dapat dianggap intersep dan kemiringan persamaan linier, masing-masing.

Lokasi sumber gempa kemudian ditemukan berdasarkan kebaikan kecocokan regresi linier (selanjutnya disebut sebagai  $R^2$ ) yang diperoleh untuk setiap titik pada tiga dimensi (3D) grid berpusat di bawah puncak kawah (DI GRAZIA et al., 2006). Untuk jaringan ini kita umumnya menganggap volume  $6 \times 6 \times 6$  km<sup>3</sup> dengan  $a$  jarak antar node 250 m. Mirip dengan semua pencarian jaringan berdasarkan metode, jarak grid dipilih sebagai kompromi antara resolusi spasial yang baik dan waktu komputasi yang wajar. Posisi pusat massa dari semua titik grid 3D yang nilai  $R^2$ nya tidak berbeda sebesar lebih dari 1 % dari nilai  $R^2$  maksimumnya dianggap sebagai lokasi sumber gempa. Meskipun faktor atenuasi seharusnya tidak mempunyai pengaruh yang besar di lokasi sumber (BATTAGLIA et al., 2005), PATANE' dkk. (2008) dan CANNATA dkk. (2010a) menghitung beberapa nilai  $a$  dalam Persamaan secara berulang. (2) ( $0 < a < 0,4$  dengan langkah 0,01) dengan tujuan meningkatkan kebaikan kecocokan. Namun, itu benar mengamati bahwa nilai  $R^2$  terbaik tercapai dengan nilai  $a$  yang sangat rendah, terutama antara 0 dan 0,02, menunjukkan nilai kualitas rata-rata jalur sinar yang tinggi faktor  $Q$ . Untuk menghindari solusi yang tidak stabil, kami menerima hasil hanya jika: (1) kebaikan dari kecocokan  $R^2$  adalah  $> 0,9$ , dan (2) jumlah stasiun yang tersedia adalah  $> 13$ .

Contoh durasi 1 jam tanpa filter dan filter jendela sinyal seismik yang terekam di 15 stasiun tersebut dilaporkan pada Gambar 5.4, bersama dengan plot yang menunjukkan logaritma persentil ke-25 RMS versus logaritma jarak sumber-stasiun.

Untuk menilai kestabilan lokasi sumber, teknik pisau lipat digunakan (EFRON, 1982). Ini prosedur ini sangat berguna untuk mengurangi bias ketika skor ekstrim ada dalam kumpulan data dan/atau distribusi statistik dari populasi yang mendasarinya adalah tidak dikenal. Untuk setiap

lokasi sumber di jackknife prosedur, juga disebut "tinggalkan satu," n (jumlah stasiun) perkiraan parameter P yang tidak diketahui (lintang, bujur, dan kedalaman gempa vulkanik sumber) dihitung dengan meninggalkan satu stasiun di waktu (DI GRAZIA et al., 2009). Kami menunjukkan rata-rata aritmatika dari perkiraan ini dengan :

$$\hat{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i, \quad (3)$$

di mana  $P_i$  adalah parameter yang dihitung dengan menghilangkan stasiun ke-i. Definisikan apa yang disebut nilai semu sebagai :

$$J_i = n\hat{P} - (n-1)P_i, \quad (4)$$

di mana P adalah parameter yang dihitung dengan mempertimbangkan semua stasiun. Akhirnya, penduga jackknife dari parameter P diberikan oleh :

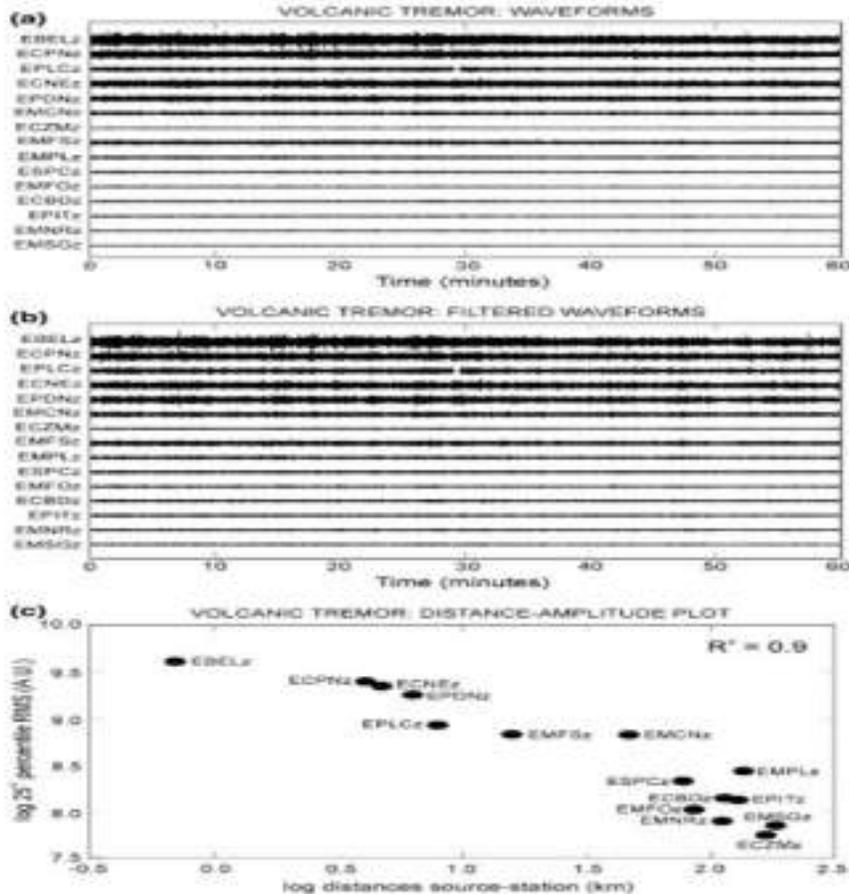
$$J(\hat{P}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n J_i = n\hat{P} - (n-1)\bar{P}, \quad (5)$$

Jika estimasi awal parameter P bias, kemudian sebagian bias dihilangkan dengan pisau lipat prosedur. Selanjutnya estimasi standard error dari perkiraan pisau lipat,  $J(P)$ , diberikan oleh :

$$\delta_{J(\hat{P})} = \sqrt{\frac{1}{n(n-1)} \sum_{i=1}^n (J_i - J(\hat{P}))^2}. \quad (6)$$

Kesalahan lokasi sumber gempa vulkanik, dihitung dengan menerapkan metode yang dijelaskan di atas, umumnya memiliki magnitudo di urutan ratusan meter (misalnya, DI GRAZIA dkk., 2006, 2009; PATANE' dkk., 2008).

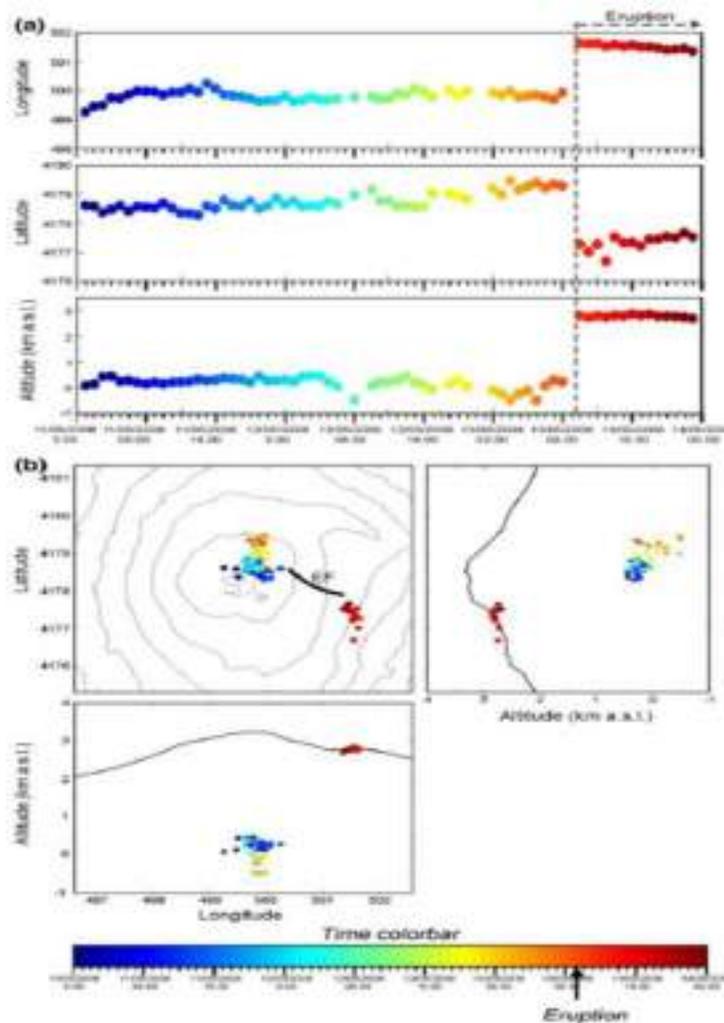
Mirip dengan semua lokasi berbasis peluruhan amplitude teknik, metode lokasi yang dijelaskan di sini memiliki berbagai keterbatasan yang dalam kasus tertentu bisa sangat berat mempengaruhi keandalan lokasi. Pertama, keberadaan lebih dari satu sumber dapat menyebabkan pusat gempa tremor untuk beralih ke posisi di antara lokasi sebenarnya sumber gempa vulkanik (BATTAGLIA et al., 2005).



Gambar 5.4 : a Tanpa filter dan b dengan filter (0,5–2,5 Hz) jendela berdurasi 1 jam sinyal seismik direkam oleh komponen vertikal 15 stasiun. c Logaritma persentil ke-25 deret waktu RMS versus logaritma jarak sumber-stasiun (Andrea Cannata dkk,2013)

Kelemahan seperti ini harus diperhitungkan terutama ketika sumber yang berbeda menghasilkan seismic sinyal berbagi konten frekuensi yang sama (mereka kontribusi tidak dapat dengan mudah dipisahkan) dan dengan amplitudo yang sebanding di stasiun. Selanjutnya, metode lokasi ini mempertimbangkan radiasi gelombang isotropik. Asumsi seperti ini tidak sesuai dengan sumbernya mekanisme gempa vulkanik dan kejadian LP, yang umumnya dianggap hasil dari berisi cairan resonansi (misalnya, CHOUET, 1996; DE BARROS dkk., 2011; DAVI dkk., 2012). Namun, seperti yang ditunjukkan oleh KUMAGAI dkk. (2010, 2011), fenomena hamburan, sangat signifikan pada frekuensi yang lebih tinggi dan masuk lingkungan gunung berapi yang bercirikan topografi curam dan heterogenitas struktural yang kuat, dapat membuat asumsi radiasi isotropik valid. Batasan lain Salah satu metodenya adalah penggunaan nilai  $b$  tetap (0,5 atau 1 masing-masing untuk gelombang permukaan atau tubuh; lihat Persamaan. 1), yang kadang-kadang mungkin tidak pantas. Memang benar dominasi gelombang

permukaan atau tubuh di medan gelombang sangat bergantung pada jarak dari sumbernya, dan karenanya pada stasiun yang dipertimbangkan, dan pada gempa kedalaman sumber, yang dapat bergantung pada waktu. Pada Gambar 5 lokasi pusat gempa vulkanik selama 11-13 Mei 2008 diplot. Sebelum \*9:00 GMT pada tanggal 13 Mei 2008 sumber gempa vulkanik tersebut terletak kira-kira di bawah NEC pada kisaran ketinggian antara -0,5 dan 0,5 km dpl.



Gambar 5.5 : Variasi waktu pada lokasi pusat gempa vulkanik dihitung selama periode 11–13 Mei 2008. b Peta dan bagian Gunung Etna yang menunjukkan lokasi pusat gempa vulkanik. Warna titik menunjukkan waktu (lihat bilah warna waktu bagian bawah). Garis abu-abu putus-putus pada (a) mewakili permulaan tahun 2008–2009 letusan. Garis hitam tebal dan label "EF" di peta b menunjukkan celah erupsi yang dibuka pada 13 Mei 2008. Garis konsentris pada peta b merupakan garis kontur ketinggian dari 1,75 hingga 3,25 km dpl. dengan jarak tanam 0,25 km. Garis hitam di bagian b mewakili profil gunung berapi (Andrea Cannata dkk,2013)

Pergeseran yang jelas dan tajam sumber gempa vulkanik ke arah tenggara pada titik yang sangat kedalaman dangkal terjadi bersamaan dengan letusan celah yang memicu letusan tahun 2008-2009 terbuka. Meskipun demikian dari batasan berbasis peluruhan amplitudo yang disebutkan di atas metode lokasi, contoh pada Gambar 5.5 menunjukkan bagaimana lokasi gempa vulkanik (dan variasinya waktu) berkorelasi sangat baik dengan aktivitas gunung berapi.

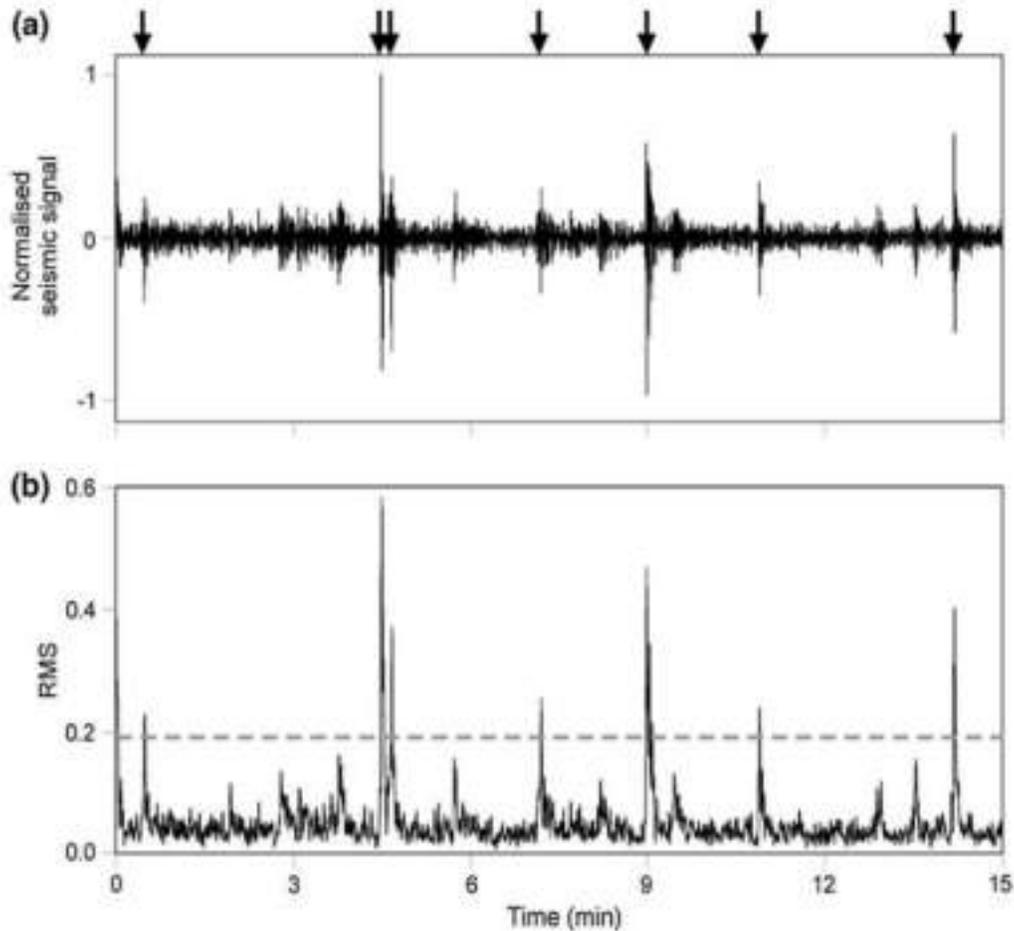
### **5.5 Kenampakan LP dan VLP**

Sejumlah artikel yang membahas hubungan tersebut antara aktivitas vulkanik dan kejadian LP/VLP di Gunung Etna (misalnya, PATANE` dkk., 2008; DI GRAZIA dkk., 2009; CANNATA et al., 2010b), menunjukkan bagaimana kejadiannya laju, energi, bentuk gelombang, kandungan spektral, dan/ atau lokasi sumber sering berubah sebelum, selama, dan setelah aktivitas erupsi. Namun, perlu diperhatikan bahwa acara LP dan VLP direkam di Gunung Etna selama periode non-erupsi, dan kejadiannya adalah seringkali tidak terkait langsung dengan apa pun yang dapat diamati aktivitas vulkanik (CANNATA dkk., 2009a).

Sebelum menganalisis peristiwa LP dan VLP, hal ini diperlukan untuk mendeteksinya. Metodenya berbeda-beda diterapkan pada sinyal dalam domain waktu, di domain frekuensi, dan fitur medan gelombang seperti itu sebagai bujursangkar dan planaritas (misalnya, WITHERS dkk., 1998). Teknik yang diterapkan di Gunung Etna untuk mendeteksi LP dan kejadian VLP didasarkan pada persentil yang dihitung pada seri RMS (CANNATA dkk., 2011a). RMS amplop dihitung dengan jendela bergerak tetap panjang diterapkan pada sinyal yang disaring dalam dua berbeda pita frekuensi: 0,2–2,0 Hz (untuk deteksi peristiwa LP) dan 0,05–0,2 Hz (untuk deteksi kejadian VLP). Secara berturut-turut, persentil pada jendela bergerak RMS amplop dihitung. Oleh karena itu, estimasinya persentil memungkinkan kita mendeteksi amplitudo secara efisien transien dan memperkirakan sinyal latar belakang tingkat.

Ambang batas persentil dipilih berdasarkan dari kedua jumlah transien dalam sinyal itu harus disertakan atau dikecualikan dalam perhitungan kami dan rasio signal-to-noise (CANNATA dkk., 2011a). Kami menggunakan 109 persentil ke-5 untuk LP peristiwa dan 259 persentil ke-5 untuk peristiwa VLP. Sebuah contoh deteksi kejadian LP dalam durasi 15 menit jendela sinyal seismik disajikan pada Gambar 5.6. Mengenai lokasi sumber, tekniknya berbeda-beda diterapkan pada acara LP dan VLP. Tentang yang pertama, metode yang digunakan di seluruh dunia untuk menemukan lokasi LP peristiwa didasarkan pada peluruhan amplitudo seismik (misalnya,

BATTAGLIA et al., 2003), tentang korelasi silang koefisien antara sinyal-sinyal di berbagai stasiun memperkirakan secara tepat waktu tunda (misalnya, SACCOROTTI et al., 2007), dan tentang algoritma yang dikembangkan untuk array (misalnya, INZA dkk., 2011).



Gambar 5.6 : jendela sinyal seismik berdurasi 15 menit yang direkam oleh komponen vertikal stasiun ECPN dan b selubung RMS yang sesuai dihitung dengan menggunakan jendela bergerak 1 s. Garis abu-abu putus-putus horizontal di b menunjukkan ambang deteksi yang dihitung dengan nilai persentil 5 dikalikan dengan 10. Panah di bagian atas menunjukkan waktu permulaan peristiwa yang terdeteksi (Andrea Cannata dkk,2013)

Di Gunung Etna, acara LP diadakan ditemukan dengan menerapkan metode pencarian grid berdasarkan perhitungan gabungan dari dua fungsi yang berbeda: (i) kemiripan, digunakan untuk mengukur kemiripan antar sinyal yang direkam oleh dua atau lebih stasiun (misalnya, NEIDELL dan TANER, 1971; NISHIMURA dkk., 2000); dan (ii) nilai R2, dihitung berdasarkan distribusi spasial amplitudo seismik (Bagian 3.1). Mengenai yang pertama, mari kita perhatikan

jejak U, diperoleh oleh sejumlah sensor N; itu kemiripan didefinisikan sebagai (NEIDELL dan TANER, 1971; ALMENDROS dan CHOUET, 2003)

$$S_0 = \frac{\sum_{i=1}^M \left( \sum_{j=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t) \right)^2}{N \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t)^2}, \quad (7)$$

dimana  $\Delta t$  adalah interval pengambilan sampel,  $\tau_i$  adalah waktu asal dari jendela pengambilan sampel jejak ke- $i$ ,  $U_i(\tau_i + j\Delta t)$  adalah sampel waktu ke- $j$  dari jejak U ke- $i$ , dan  $M$  mewakili jumlah sampel di jendela.  $S_0$  adalah angka antara 0 dan 1. Nilai 1 hanya tercapai ketika sinyalnya identik, tidak hanya dalam bentuk gelombang tetapi juga dalam amplitudo. Mengenai nilai  $R_2$ , nya metode komputasi setara dengan yang dilakukan untuk menemukan lokasi gempa vulkanik seperti yang dijelaskan pada Bagian. 5.3.1.

Metode lokasi kejadian LP terdiri dari penemuan himpunan waktu kedatangan ( $\tau_i$ ,  $i = 1, \dots, N$ ), yang menghasilkan kemiripan gabungan maksimum – nilai  $R_2$  untuk  $N$  channel data. Prosedurnya mencakup beberapa langkah umum untuk metode lokasi lain (misalnya, ALMENDROS dan CHOUET, 2003; RIPEPE dkk., 2007).

Pertama-tama, wilayah kepentingan yang cukup luas harus ditentukan untuk menyertakan sumber sebenarnya. Grid 3D mungkin lokasinya adalah  $69693,25 \text{ km}^3$ , berpusat di bangunan vulkanik, dan dengan batas vertikal dari 0 km dpl. ke puncak gunung berapi. Horizontal dan jarak grid vertikal adalah 250 m. Waktu mulai  $\tau_s$  adalah ditetapkan sebagai waktu kedatangan pertama di stasiun referensi (umumnya dipilih berdasarkan sinyal tertinggi rasio kebisingan). Sumbernya diasumsikan ada di masing-masing node grid, dan untuk setiap node waktu asal  $t_0$  dihitung, dengan asumsi nilai propagasi tertentu kecepatan gelombang seismik  $v$ , sebagai berikut:

$$t_0 = \tau_s - r/v, \quad (8)$$

dimana  $r$  adalah jarak antar stasiun referensi dan simpul grid yang diasumsikan sebagai sumbernya lokasi. Waktu perjalanan teoritis dihitung pada semua sensor  $t_i$  ( $i = 1, \dots, N$ , jumlah stasiun):

$$t_i = r_i/v, \quad (9)$$

dimana  $r_i$  adalah jarak antara stasiun ke- $i$  dan stasiun node grid diasumsikan sebagai lokasi sumber. Kemudian, dengan menggunakan waktu perjalanan teoritis dan waktu asal, sinyal di stasiun yang berbeda tertunda dan nilai kemiripan dan R2 adalah dihitung. Begitu sebaran spasial keduanya kemiripan dan nilai R2 ditentukan, keduanya 3D kisi-kisi nilai dinormalisasi dengan mengurangkan nilai minimum dan membaginya dengan nilai maksimum.

Dengan demikian, nilai-nilai yang dimiliki kedua grid tersebut berkisar dari 0 sampai 1, dan diberi bobot yang sama kemiripan dan R2. Kemudian, dua grid yang dinormalisasi adalah dijumlahkan simpul demi simpul. Sumbernya bertekad untuk ditempatkan di node di mana sinyal tertunda muncul kemiripan komposit terbesar – nilai R2. Stasiun digunakan untuk lokasi acara LP termasuk lingkaran stasiun puncak (EBEL, ETFI, ECPN, EBCN, EPLC, ECNE, dan EPDN) bersama dengan EMFS dan ESVO (Gbr. 5.1a).

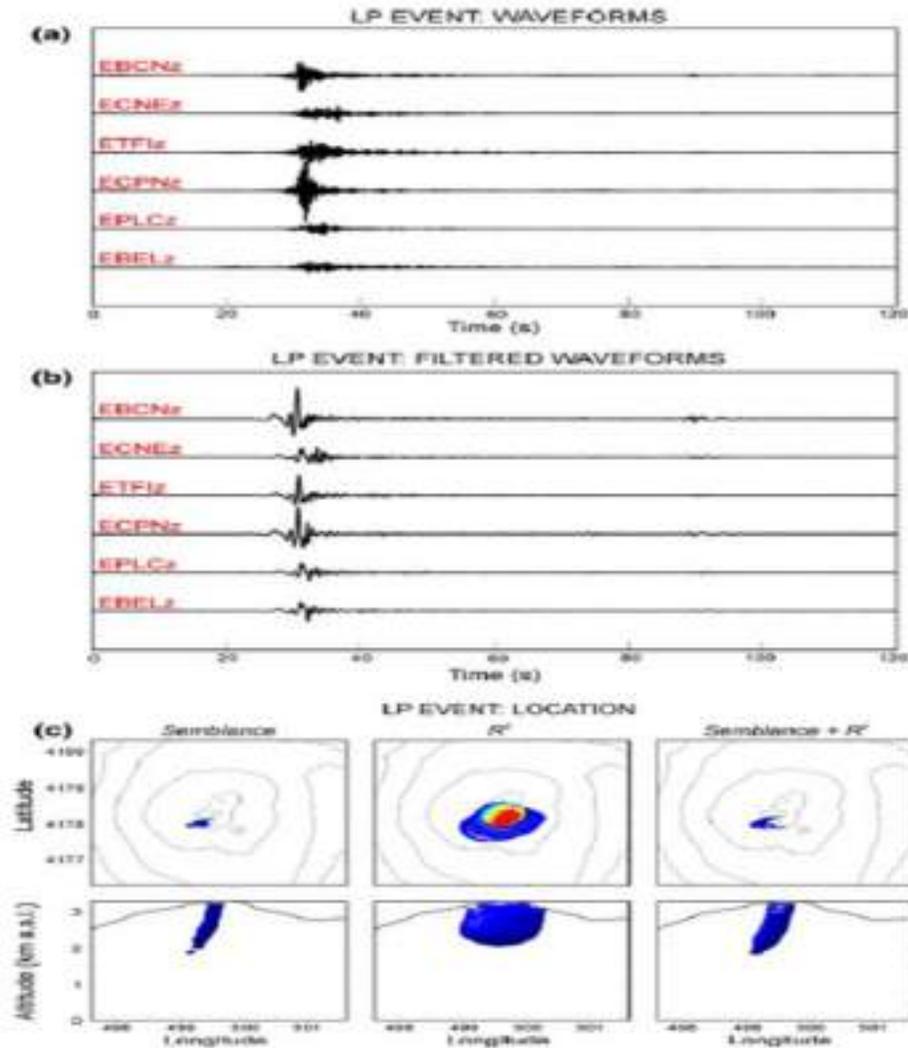
Metode gabungan ini memanfaatkan kedua LP koherensi bentuk gelombang antara stasiun yang berbeda dan distribusi amplitudo spasialnya. Menggunakan keduanya kemiripan dan R2, kelemahan yang terkait dengan metode lokasi peluruhan amplitudo (dibahas dalam Sekte. 3.1) berkurang. Gambar 5.7 menunjukkan contoh sumber acara LP lokasi: khususnya, volume model yang berisi node grid dengan nilai kemiripan, R2, dan kemiripan? R2 lebih tinggi dari 95% masing-masing nilai maksimum ditunjukkan oleh permukaan biru (Gbr 5.7c).

Di Gunung Etna, serta di gunung berapi lainnya (misalnya, ALMENDROS dan CHOUET, 2003), peristiwa VLP adalah dicirikan oleh gerakan partikel radial, dan dengan demikian terletak dengan kemiripan radial (misalnya, KILAUEA, DAWSON dkk., 2010; STROMBOLI, GIUDICEPIETRO dkk., 2009). KAWAKATSU dkk. (2000) memperkenalkan kemiripan radial definisi untuk memanfaatkan tiga komponen data. Dalam definisi ini, KAWAKATSU dkk. (2000) menggunakan komponen radial gerakan tanah untuk menghitung kemiripan dan memperkenalkan penalty berfungsi untuk menambah bobot receiver yang mana gerakan partikel yang sangat bujursangkar diamati (ALMENDROS dan CHOUET, 2003). Oleh karena itu,

persamaan kemiripan yang dimodifikasi adalah (KAWAKATSU et al., 2000; ALMENDROS dan CHOUET, 2003)

$$S_0 = \frac{\sum_{j=1}^M \left( \left( \sum_{i=1}^N U_i^L(\tau_i + j\Delta t) \right)^2 - N \sum_{i=1}^N \left( U_i^Q(\tau_i + j\Delta t)^2 + U_i^T(\tau_i + j\Delta t)^2 \right) \right)^2}{N \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \left( U_i^L(\tau_i + j\Delta t)^2 + U_i^Q(\tau_i + j\Delta t)^2 + U_i^T(\tau_i + j\Delta t)^2 \right)}, \quad (10)$$

dimana UL adalah komponen gerak tanah masuk arah sumber-penerima, UQ adalah komponennya arah tegak lurus terhadap UL dalam bidang vertical yang berisi sumber dan penerima, dan UT adalah komponen horizontal yang tegak lurus keduanya UL dan UQ. Dalam hal ini S0 bergantung pada bentuk as serta amplitudo sinyalnya. Radialnya metode kemiripan terdiri dari beberapa langkah serupa untuk kemiripannya? Metode R2, termasuk prosedur pencarian grid



Gambar 5.7 : a Nonfiltered and b filtered (2 Hz) waveforms of a LP event recorded by the vertical component of six stations and c maps and sections of Mt. Etna showing the portion of the model containing grid nodes with values of semblance,  $R^2$ , and semblance  $\times R^2$  higher than 95 % of the respective maximum values (see text for details). The concentric lines in the top plots of (c) are altitude contour lines from 2.50 to 3.25 km a.s.l. with spacing of 0.25 km. The black lines in the bottom plots of (c) represent the volcano profile (Andrea Cannata dkk,2013)

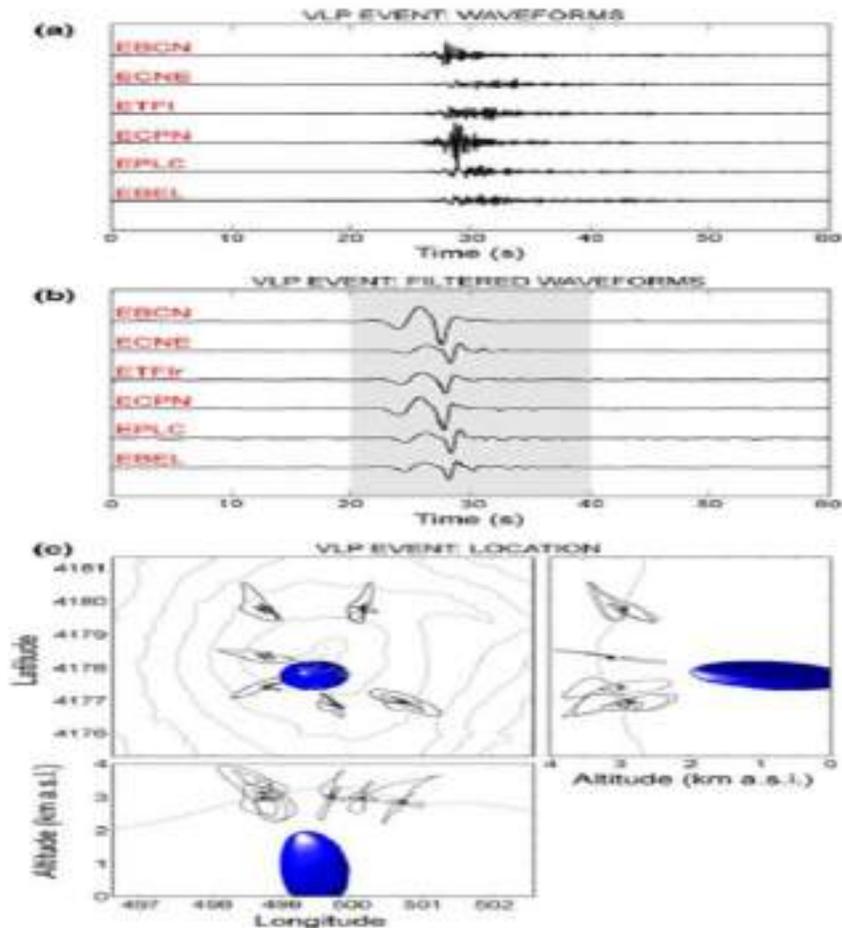
Sumbernya diasumsikan ada di masing-masing node grid, dan untuk setiap node perjalanan teoritis waktu dihitung di semua stasiun yang digunakan. Stasiun-stasiun ini perlu mencatat ketiga komponen tersebut dari kecepatan tanah. Untuk setiap node, ini komponen diputar dari UZ, UE, dan UN (ground komponen kecepatan pada arah vertikal, timur-barat, dan arah utara-selatan, masing-masing) ke UL, UQ, dan UT mempertimbangkan lokasi simpul sebagai lokasi sumber.

Kemudian,  $S_0$  dihitung dengan Persamaan. (10). Sumber lokasi ditentukan menjadi node dimana  $S_0$  mencapai nilai maksimum. Hanya untuk lokasi VLP stasiun milik lingkaran puncak digunakan. Sebuah contoh bentuk gelombang VLP, lokasi sumber, dan gerak partikel ditunjukkan pada Gambar 5.1. Mirip dengan gempa vulkanik dan kejadian LP metode lokasi, teknik kemiripan radial juga menderita beberapa keterbatasan, terutama karena penggunaan dari gerak partikel. Gerakan partikel, meskipun dihasilkan oleh sumber isotropik dan dicatat oleh seismometer terletak di permukaan, belum tentu mengarah ke sana sumbernya karena pengaruh kedua permukaan bebas tersebut dan stratigrafi kompleks (NEUBERG dan POINTER, 2000; ALMENDROS dan CHOUET, 2003). Mengenai sebelumnya, masalahnya menjadi lebih serius karena faktanya bahwa gunung berapi secara umum mempunyai topografi yang jelas, menyebabkan gangguan bentuk gelombang yang parah (NEUBERG dan POINTER, 2000). Untuk mengurangi pengaruhnya dari permukaan bebas perlu menggunakan stasiun di jarak episentral dekat (NEUBERG dan POINTER, 2000).

Untuk alasan ini, hanya stasiun milik cincin puncak digunakan untuk menemukan sumber VLP di Mt. etna. Selanjutnya, karena kami tidak menerapkan sinyal apa pun normalisasi, stasiun-stasiun yang terletak paling dekat dengan sumber (dan menunjukkan sinyal terbesar) memiliki "bobot" terbesar di lokasi sumber. Tentang stratigrafi yang kompleks, penggunaan jangka waktu yang sangat lama sinyal (umumnya 5–10 detik di Gunung Etna) mengurangi distorsi gerakan partikel akibat medium heterogenitas. Misalnya, dengan asumsi kecepatan 1,7 km/s (misalnya, PATANE` et al., 2008) dan periode 5–10 s, peristiwa VLP memiliki panjang gelombang 8,5–17 km, dan karena itu dapat dianggap relatif tidak *sensitive* hingga struktur berskala km.

Mengenai kesalahan perhitungan baik pada LP maupun Teknik lokasi VLP, metode yang dijelaskan dalam ALMENDROS dan CHOUET (2003) digunakan. Mengikuti penulis ini, kesalahan dalam posisi sumber dapat terjadi didefinisikan sebagai ukuran wilayah di mana kemiripan?  $R_2$  atau kemiripan radial (dalam kasus LP dan peristiwa VLP, masing-masing) berada di atas batas tertentu tingkat. Untuk menemukan level seperti itu, signal-to-noise rasio diperkirakan pada semua stasiun yang digunakan dalam sumber lokasi, dan kemudian atas dasar kemiripan ini ?  $R_2$  atau ambang kemiripan radial ditetapkan. Perpanjangan 3D wilayah dengan kemiripan?  $R_2$  atau nilai kemiripan radial lebih tinggi dari nilai tetap ambang batas dapat dianggap sebagai perkiraan kesalahan lokasi sumber (untuk rincian lebih lanjut lihat

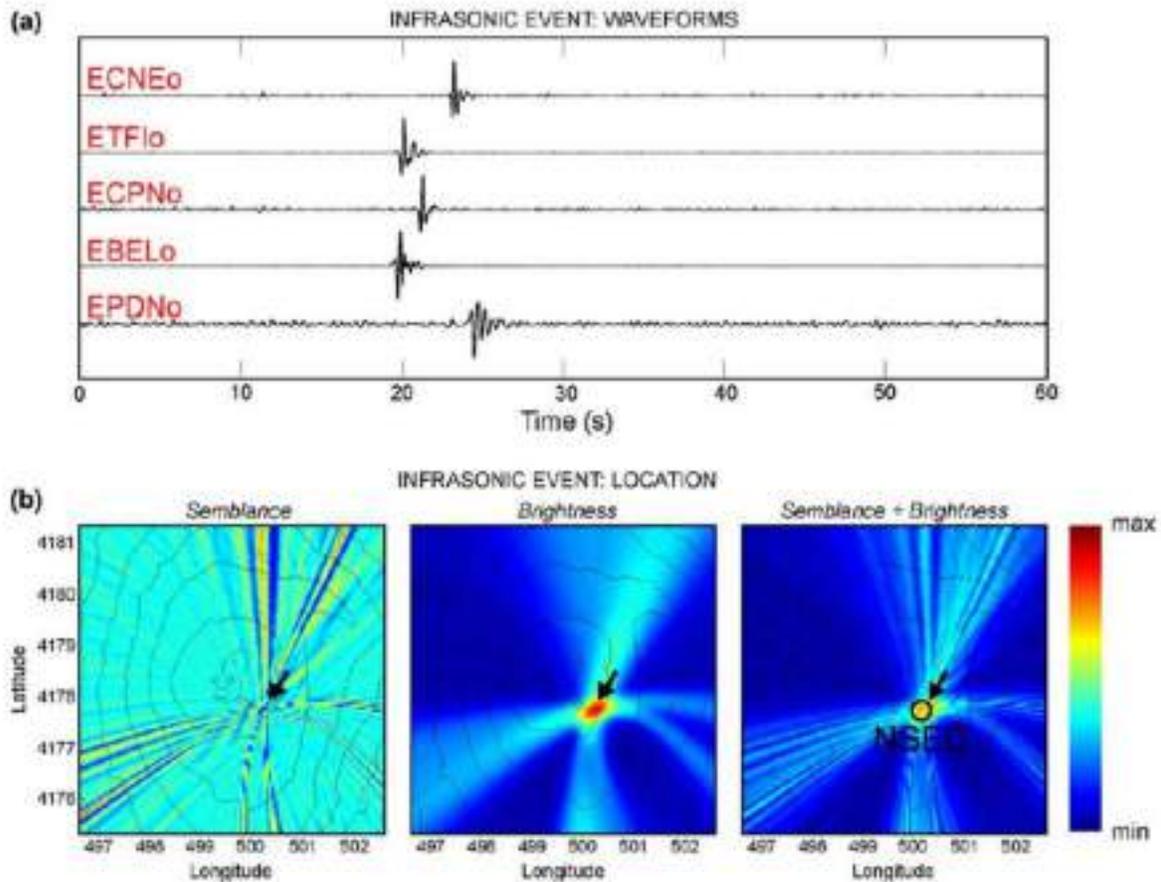
ALMENDROS dan CHOUET, 2003). Estimasi kesalahan dilakukan pada acara LP dan VLP dengan ini metodenya kecil dan umumnya lebih rendah dari grid jarak tanam ( $\sqrt{250}$  m; PATANE dkk., 2008; CANNATA dkk., 2009a).



Gambar 5.8 : a Komponen radial VLP yang tidak difilter dan b difilter ( $0,4$  Hz). peristiwa yang direkam di enam stasiun. c Peta dan bagian Gunung Etna menunjukkan bagian model yang berisi node grid dengan nilai kemiripan radial lebih tinggi dari 95 % nilai maksimum, dan gerakan partikel dalam jendela sepanjang 20 detik yang berpusat pada VLP sinyal (persegi panjang abu-abu di b). Garis abu-abu konsentris pada peta c adalah garis kontur ketinggian 1,75 s/d 3,25 km dpl. dengan spasi dari 0,25 km. Garis abu-abu di bagian c melambangkan profil gunung berapi (Andrea Cannata dkk,2013)

## 5.6 Sinyal Infrasonik

Penelitian terbaru menunjukkan bahwa infrasonic sinyal di Gunung Etna umumnya terdiri dari amplitude transien (bernama "peristiwa infrasonik") yang dikarakterisasi dengan durasi kurang dari 1 hingga lebih dari 30 detik, impulsive permulaan kompresi, dan spektrum puncak dengan sebagian besar energi dalam rentang frekuensi 0,3–6,0 Hz (misalnya, CANNATA dkk., 2009b, c). Peristiwa infrasonik punya telah dihasilkan di NEC, SEC, NSEC, BN, dan retakan erupsi 2008–2009 (CANNATA dkk., 2009b, c, 2011b). Terkadang getaran infrasonik, terus menerus sinyal infrasonik yang berlangsung dari menit hingga hari, adalah dicatat dan dikaitkan dengan keduanya proksimal aktivitas dan proses degassing. Secara khusus, di 2011–2012, terjadi 25 episode air mancur lava di NSEC, menghasilkan getaran infrasonik. Selain itu, degassing di NEC terkadang disertai dengan getaran infrasonik. Berbeda dengan kejadian LP dan VLP, serta gempa vulkanik, yang tanda tangannya dalam banyak kasus sangat jelas di dalamnya sinyal seismik yang direkam oleh stasiun (khususnya yang paling dekat dengan puncak), tanda tangan dari keberadaan infrasonik dan getaran dapat disembunyikan kebisingan yang berhubungan dengan cuaca. Secara khusus, angin menghasilkan sinyal broadband seperti getaran yang berlangsung puluhan detik hingga jam (JOHNSON et al., 2003). Jadi, jumlah deteksi peristiwa infrasonik dan getaran sangat bergantung tidak hanya pada akustik gunung berapi aktivitas, tetapi juga pada kondisi cuaca.

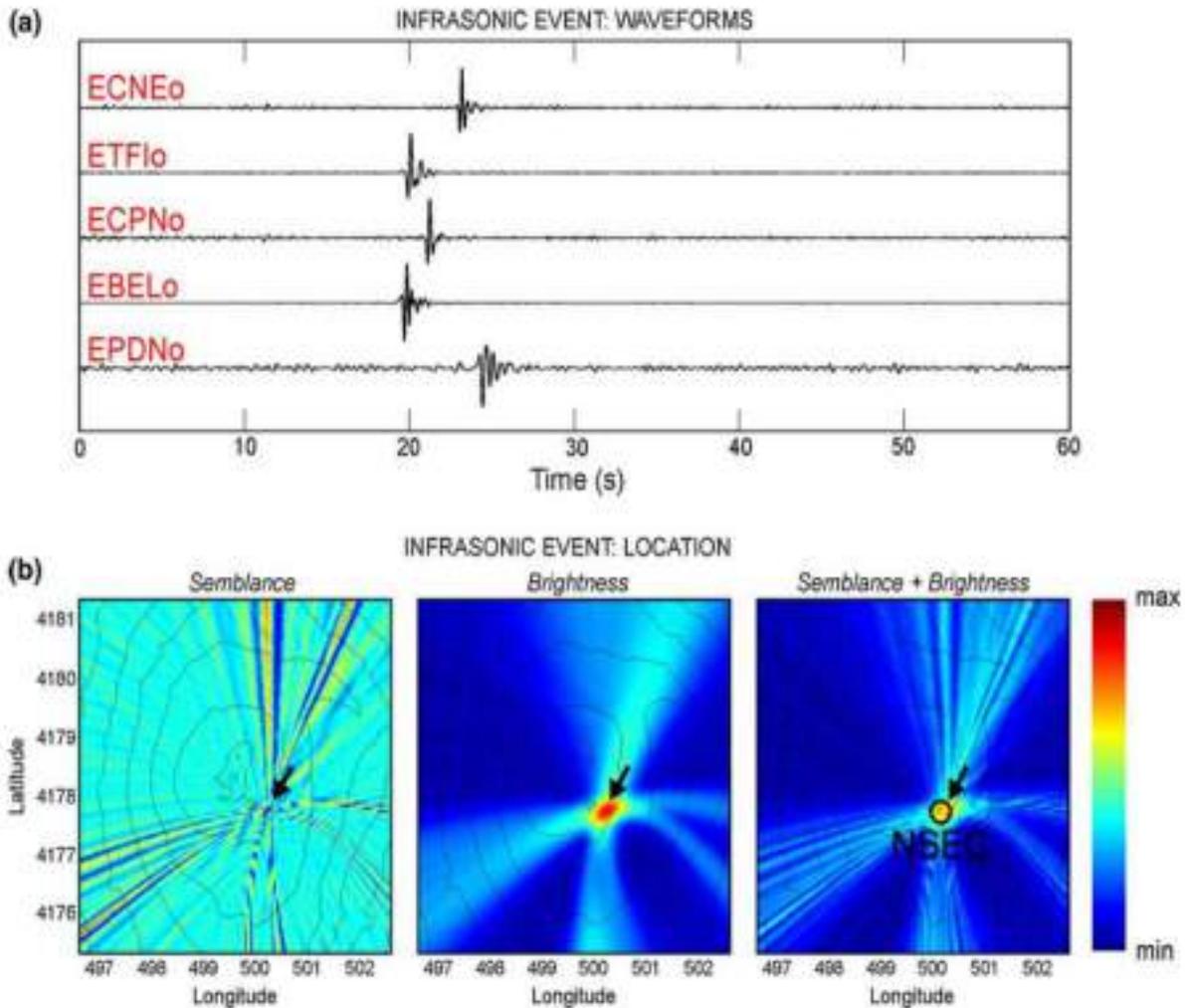


Gambar 5.9 : Bentuk gelombang peristiwa infrasonik, dihasilkan oleh NSEC dan direkam di lima stasiun, dan b peta Gunung Etna yang menunjukkan sebaran spasial kemiripan, kecerahan, dan kemiripan? kecerahan. Garis konsentris pada plot b merupakan garis kontur ketinggian 1,75 sampai 3,25 km a.s.l. dengan jarak tanam 0,25 km. Lingkaran hitam di plot kanan b menunjukkan lokasi sumber. Panah hitam di b menunjukkan lokasi dari NSEC (Andrea Cannata dkk,2013)

### 5.7 Kenampakan Infrasonik

Sama halnya dengan kejadian LP dan VLP, kejadian infrasonik di Gunung Etna dideteksi dengan metode berbasis persentil. Berbagai teknik telah dikembangkan untuk menemukannya peristiwa infrasonik, umumnya berdasarkan kemiripan fungsi atau koefisien korelasi silang (misalnya RIPEPE dan MARCHETTI, 2002; RIPEPE dkk., 2004; GARCE 2003; JOHNSON, 2005; MATOZA dkk., 2007; Ripepe dkk., 2007; JONES dkk., 2008).

Di Gunung Etna, kami mengembangkan teknik berdasarkan dua hal yang berbeda fungsi (CANNATA et al., 2011b): kemiripan dan versi kecerahan yang dimodifikasi (KAO dan SHAN, 2004).



Gambar 5.10 : a Bentuk gelombang peristiwa infrasonik, dihasilkan oleh NSEC dan direkam di lima stasiun, an b peta Gunung Etna yang menunjukkan sebaran spasial kemiripan, kecerahan, dan kemiripan? kecerahan. Garis konsentris pada plot b merupakan garis kontur ketinggian 1,75 sampai 3,25 km a.s.l. dengan jarak tanam 0,25 km. Lingkaran hitam di plot kanan b menunjukkan lokasi sumber. Panah hitam di b menunjukkan lokasi dari NSEC (Andrea Cannata dkk,2013)

Seperti yang telah dijelaskan sebelumnya, kecerahan fungsi, yang definisinya diberikan oleh KAO dan SHAN (2004), sedikit dimodifikasi (CANNATA et al., 2011b) menjadi ;

$$B_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\text{Max}(W_i)), \quad (11)$$

dimana  $W_i$  adalah jendela waktu sinyal  $U_i$  dikalikan dengan “jendela” Hanning:

$$W_i = \text{Hanning} |U_i(\tau_i + j\Delta t)|, \quad (12)$$

dengan  $j = 1, \dots, M$ .

Dalam hal ini sinyal  $U_i$  harus dinormalisasi sedemikian rupa sehingga, jika semua amplitudo terbesar disejajarkan pusat jendela waktu yang dipertimbangkan,  $B_0$  adalah sama dengan 1 (CANNATA dkk., 2011b). Mirip dengan metode R2 yang telah dijelaskan sebelumnya. Teknik yang digunakan untuk menemukan lokasi kejadian infrasonik terdiri dari menemukan sekumpulan waktu kedatangan yang menghasilkan nilai maksimal kemiripan-kecerahan gabungan untuk saluran-N.

Dalam hal ini, karena ventilasi memancarkan infrasonic dapat dianggap sebagai titik sumber yang terletak di permukaan topografi, wilayah yang diminati ditentukan oleh grid bidimensi dari posisi sumber yang diasumsikan bertepatan dengan topografi (CANNATA et al., 2011b). Jarak grid yang digunakan berkisar antara 10 sampai 50 m, tergantung pada tingkat kejadian untuk menemukan. Sumber terletak pada node dimana sinyal tertunda menunjukkan kemiripan komposit terbesar nilai kecerahan. Metode gabungan ini tidak hanya menunjukkan resolusi lokasi yang tinggi dari kemiripan tersebut metode, tetapi juga, dengan menggunakan fungsi kecerahan, mengurangi lobus samping yang umumnya mencirikan kemiripan lokasi (JONES dan JOHNSON, 2010; MONTALTO dkk., 2010; CANNATA dkk., 2011b). Gambar 5.9 menunjukkan contoh lokasi sumber peristiwa infrasonik yang dihasilkan di NSEC.

## 5.8 Infrasonic Tremor

Berbeda dengan kejadian infrasonik yang bisa dideteksi dalam sinyal kontinu dengan metode pencarian transien amplitudo (seperti rata-rata waktu pendek/Panjang metode rata-rata waktu dan berbasis persentil), infrasonic tremor memerlukan teknik deteksi yang berbeda.

Dalam kebanyakan kasus, ini terdeteksi dan ditempatkan berdasarkan *array* teknik seperti kemiripan (misalnya, RIPEPE dkk., 2010) dan metode korelasi multisaluran progresif (PMCC; misalnya, LE PICHON dan CANSI, 2003; MATOZA dkk., 2010). Di Gunung Etna, infrasonik permanen jaringan terdiri dari stasiun-stasiun yang jarang (Gbr 5.11b), dan deteksi tremor dilakukan sebagai berikut: Infrasonik sinyal, direkam di stasiun-stasiun yang terletak di lokasi yang berbeda azimuth di sekitar area puncak, disaring pita frekuensi yang diminati. Sejak frekuensi rendah pita ( $\sim 1$  Hz) lebih disukai karena lebih rendah hilangnya koherensi sinyal frekuensi rendah jaringan yang jarang, hanya stasiun yang dilengkapi Mikrofon GRASS digunakan. Lalu, memindahkan jendela sinyal di stasiun yang berbeda diekstraksi dan

dibandingkan dengan koefisien korelasi silang, yaitu dimaksimalkan dengan mempertimbangkan kelambatan yang mungkin terjadi jendela.

Nilai korelasi silang antara semua pasangan stasiun yang mungkin dihitung dan dirataratakan. Jika rata-rata korelasi silang melebihi nilai tetap ambang batas, "jendela getaran" terdeteksi. Lokasi sumber getaran infrasonik dilakukan pada jendela getaran ini dengan metode serupa dengan yang digunakan untuk menemukan peristiwa infrasonik. Dalam kasus ini getaran infrasonik, hanya fungsi kemiripannya terapan. Gambar 5.10 menunjukkan dua contoh infrasonic jendela tremor, dihasilkan oleh NEC dan NSEC dan direkam oleh empat stasiun puncak yang dilengkapi dengan mikrofon GRASS. Sinyal ditampilkan di atas plot tertunda sesuai dengan waktu perjalanan dari sumber ke stasiun untuk menyoroti kesamaan di antara bentuk gelombang.

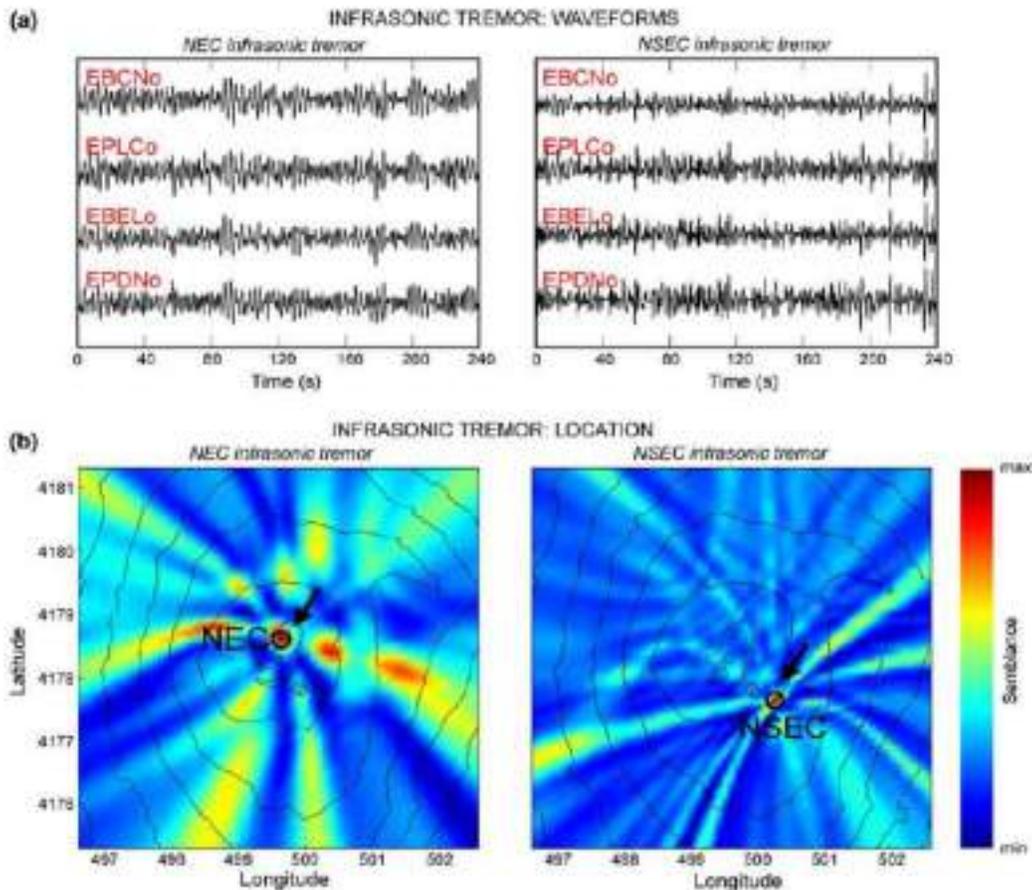
Keterbatasan metode lokasi yang disajikan untuk peristiwa infrasonik dan terutama getaran bergantung pada kecepatan suara, yang dapat bervariasi, terutama tergantung pada suhu udara. Juga angin, selain menimbulkan suara seperti getaran menyembunyikan sinyal yang dihasilkan gunung berapi, dapat mempengaruhi waktu kedatangan sinyal infrasonik, dan karenanya keandalan lokasi (JOHNSON, 2003). Namun, di jarak pendek dan menengah ( $\leq 5$  km) ini dampaknya umumnya dapat diabaikan.

Mirip dengan event LP dan VLP, juga untuk keduanya peristiwa infrasonik dan getaran tercatat di Gunung Etna itu estimasi kesalahan dilakukan dengan menggunakan ALMENDROS dan metode CHOUET (2003). Dalam hal ini, infrasonic sinyal dianggap sebagai pengganti seismic yang. Selanjutnya distribusi dua dimensi (2D). kemiripan? kecerahan atau kemiripan (untuk peristiwa infrasonik dan tremor, masing-masing) diambil memperhitungkan daripada distribusi kemiripan 3D  $\sqrt{R^2}$  atau kemiripan radial. Berbeda dengan seismic sinyal, yang kesalahan lokasi episentralnya umumnya lebih besar dari 100 m, lokasi kesalahan infrasonic sinyal umumnya jauh lebih rendah (JOHNSON, 2005). Di dalam kasus lokasi sinyal infrasonik di Gunung Etna, the kesalahan umumnya mempunyai besaran di urutan puluhan meter (MONTALTO dkk., 2010).

## **5.9 Diskusi dan kesimpulan**

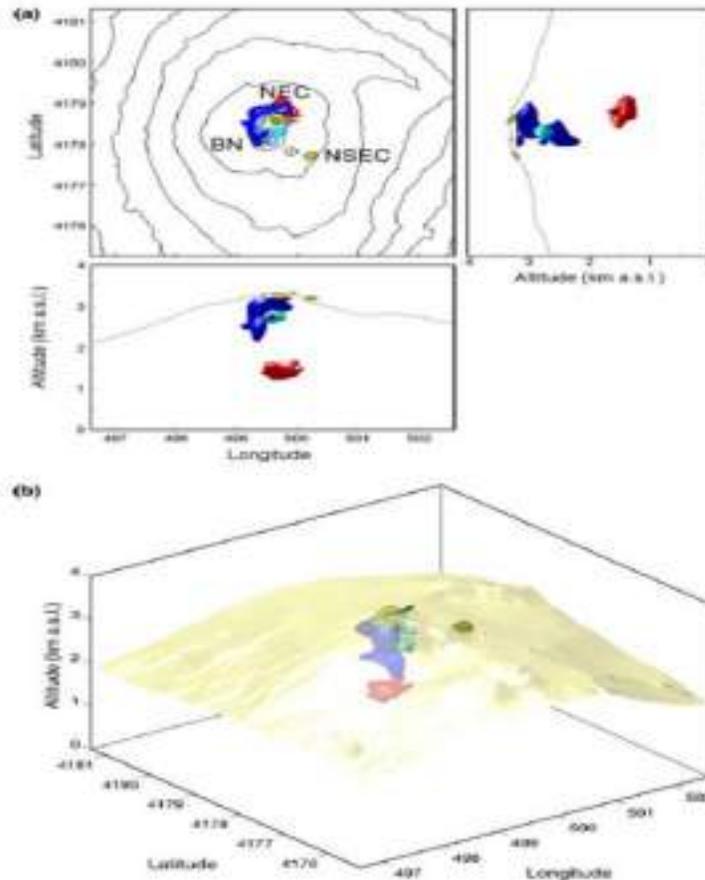
Dalam bab ini dijelaskan metode yang digunakan mendeteksi dan menemukan seismovulkanik dan infrasonic sinyal di Gunung Etna. Cara-cara ini bisa diterapkan gunung berapi lainnya dan tidak memerlukan jaringan tertentu geometri (seperti array) melainkan jaringan yang

dibuat dari stasiun-stasiun yang jarang ditempatkan dalam jarak beberapa km disekitarnya sumber sinyal.



Gambar 5.11 : a Bentuk gelombang jendela getaran infrasonik, dihasilkan di NEC dan NSEC dan tertunda sesuai dengan waktu tempuh stasiun sumber, dan b peta Gunung Etna menunjukkan distribusi kemiripan spasialnya. Garis konsentris pada b merupakan garis kontur ketinggian 1,75 s/d 3,25 km dpl. dengan jarak tanam 0,25 km. Lingkaran hitam di b menunjukkan lokasi sumber. Panah hitam di b menunjukkan lokasi NEC (plot kiri) dan NSEC (plot kanan) (Andrea Cannata dkk,2013)

Lokasi seismo-vulkanik dan infrasonic sinyal sangat berguna dalam mengidentifikasi perubahan dalam dinamika gunung berapi untuk pemantauan dan penelitian tujuan. Selain itu, penyelidikan mereka dapat memberikan informasi penting tentang sistem perpipaan gunung berapi geometri. Meskipun gempa VT adalah kuncinya untuk studi tomografi di gunung berapi (misalnya, PATANE' dkk., 2006), mereka umumnya tidak dapat memberikan penjelasan yang tepat informasi tentang lokasi dan geometri saluran magma dangkal (ALMENDROS et al., 2002).



Gambar 5.12 : Peta dan bagian Gunung Etna dengan lokasi sumber gunung berapi tremor (permukaan merah), kejadian LP (permukaan biru), kejadian VLP (cyan permukaan), dan peristiwa infrasonik dan getaran (titik kuning), dicatat pada tahun 2011. Permukaan biru dan cyan menutupi semua node grid masing-masing lebih dari 1.500 lokasi acara LP dan VLP. Warna merah permukaan menutupi semua titik jaringan dengan lebih dari 200 gunung berapi lokasi sumber gempa. Jari-jari titik kuning tersebut adalah sebanding dengan jumlah lokasi kejadian infrasonik dan getaran di setiap node jaringan. b Tampilan 3D dari plot yang ditunjukkan pada (a). Itu garis konsentris pada peta (a) merupakan garis kontur ketinggian dari 1,75 hingga 3,25 km dpl. dengan jarak tanam 0,25 km. Garis abu-abu di bagian (a) mewakili profil gunung berapi (Andrea Cannata dkk,2013)

Pemahaman tentang struktur kecepatan kompleks di bagian dangkal gunung berapi memerlukan estimasi variasi kecepatan gelombang P dan S dengan resolusi spasial pada urutan ratusan meter, yang tidak tersedia di banyak gunung berapi di seluruh dunia. Pendekatan yang lebih berguna, terdiri dari analisis sinyal seismo-vulkanik dan infrasonik, telah memungkinkan penerangan sistem perpipaan beberapa gunung berapi (misalnya, ALMENDROS dkk., 2002; BATTAGLIA dkk., 2005; BIAYA dkk., 2010). Sebagai contoh, pada Gambar 5.11 kita memplot sumbernya lokasi gempa vulkanik (permukaan merah), LP peristiwa (permukaan biru), peristiwa

VLP (permukaan cyan), dan kejadian infrasonik dan tremor (titik kuning), tercatat selama tahun 2011.

Angka tersebut mewakili informasi lokasi sumber \*8,600 jam gempa vulkanik, \*130,000 kejadian LP, \*100,000 peristiwa VLP, dan \*28.000 keduanya peristiwa infrasonic dan jendela getaran infrasonik. Getaran vulkanik sumbernya, cukup stabil pada ketinggian 1–2 km dpl. di bawah NEC, adalah kemungkinan besar disebabkan oleh adanya magma yang tempat penyimpanannya dangkal secara siklis menjadi sumber air mancur lava NSEC (COLTELLI et al., 2012). Selama episode paroksismal seperti itu, sumber tremor bermigrasi menuju NSEC dan dangkal (COLTELLI et al., 2012), seperti yang diamati pada air mancur lava lainnya (misalnya, 4–5 September 2007; PATANE' dkk., 2008). Migrasi seperti itu tidak terlihat pada Gambar 5.11, karena sedikitnya jumlah sumber yang dangkal lokasi dibandingkan dengan yang dalam. LP dan Sumber VLP, terletak di atas magma dangkal zona penyimpanan, dapat dipicu oleh gelembung gas, dilepaskan dari kumpulan magma yang disebutkan di atas dan memberi makan emisi gas permukaan (misalnya, AIUPPA, 2010). Terakhir, sumber infrasonik yang terletak di NEC, BN, dan NSEC, sorot ventilasi dengan aktivitas eksplosif (BN dan NSEC) dan degassing berdenyut yang intens (NEC), mewakili bagian paling dangkal dari sistem perpipaan. Hasil ini menunjukkan kapasitas yang dijelaskan metode untuk menemukan lokasi seismo-vulkanik dan infrasonic sumber, dan kemudian merekonstruksi saluran air gunung berapi sistem. Karena aktivitas gunung berapi berubah sering disertai dengan variasi seismo-vulkanik dan/atau sumber infrasonik, informasi tersebut adalah berguna tidak hanya untuk penelitian tetapi juga untuk tujuan pemantauan.

## RANGKUMAN BAB V

Gunung berapi melepaskan energi seismik dalam frekuensi yang luas berkisar dari nol (perpindahan statis) hingga beberapa puluhan Hz. Umumnya dua kelompok seismik yang berbeda sinyal dapat dibedakan di daerah vulkanik (CHOUET, 1996): yang pertama, disebabkan oleh proses yang berasal di Bumi padat, dikaitkan dengan geser kegagalan gunung berapi, dan peristiwa seismik terkait disebut gempa vulkanik-tektonik (VT); itu kedua (selanjutnya disebut "sinyal seismo-vulkanik") dihasilkan oleh proses yang melibatkan fluida. Ini peristiwa termasuk kegempaan jangka panjang (LP) dan vulkanik getaran, yang berbagi spektral yang sama komponen (0,2–2 detik), dan periode sangat panjang (VLP) kegempaan ditandai dengan periode dominan 2–100 detik (OHMINATO dkk., 1998).

Terjadinya LP adalah ditandai dengan timbulnya sinyal yang muncul dan kurangnya kedatangan gelombang S yang jelas. Menurut CHOUET (2003), sumber kejadian LP dapat diartikan sebagai osilasi dari resonator berisi cairan sebagai respons terhadap eksitasi terlokalisasi waktu, sedangkan peristiwa VLP diasumsikan terkait dengan gerakan massa, dan mewakili kekuatan inersia yang dihasilkan dari gangguan dalam aliran magma dan gas melalui saluran (misalnya, UHIRA dan TAKEO, 1994; KANESHIMA dkk., 1996).

Ciri-ciri sinyal seismo-vulkanik dan ciri-cirinya variasi seringkali berkaitan erat dengan aktivitas letusan. Karena alasan ini, mereka umumnya dianggap sebagai indikator keadaan internal aktivitas gunung berapi (NEUBERG, 2000). Selain studi sinyal seismik, yang kegunaannya dalam pemantauan dan penyelidikan dinamika gunung berapi sangat penting, analisis infrasonic sinyal yang dipancarkan oleh gunung berapi baru-baru ini terbukti memberikan batasan tambahan pada analisis aktivitas gunung berapi.

## UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN

1. Dapat memahami gelombang *seismic*, jenis, sifat, karakteristik serta penjaralannya
2. Dapat menggunakan hal-hal diatas guna memprediksi aktivitas gunung api serta memprediksi status gunung api

## BAHAN DISKUSI

1. Aki K, Ferrazzini V (2000) Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *J Geophys Res Solid Earth* 105:16617–16640. [https:// doi. org/ 10. 1029/ 2000J B9000 33](https://doi.org/10.1029/2000JB900033)
2. Andrea Cannata, Giuseppe di Grazia, Marco Aliotta , Carmelo Cassisi, Placido Montalto, Domenico Patane, 2013, Monitoring Seismo-volcanic and Infrasonic Signals at Volcanoes: Mt. Etna Case Study, *Pure Appl. Geophys.* 170 (2013), 1751–1771 , 2012 Springer Basel, DOI 10.1007/s00024-012-0634-x
3. Anthony RE, Ringler AT, Wilson DC (2018) The widespread influence of Great Lakes microseisms across the midwestern United States revealed by the 2014 polar vortex. *Geophys Res Lett* 45:3436–3444
4. Barriere J, d'Oreye N, Smets B et al (2022) Intra-crater eruption dynamics at Nyiragongo (D.R. Congo), 2002–2021. *J Geophys Res Solid Earth* 127:e2021JB023858. [https:// doi. org/ 10. 1029/ 2021J B0238 58](https://doi.org/10.1029/2021JB023858)
5. Caudron C, White RS, Green RG et al (2018) Seismic amplitude ratio analysis of the 2014-15 Bararbunga-Holuhraun dike propagation and eruption. *J Geophys Res Solid Earth* 123:264–276. [https:// doi. org/ 10. 1002/ 2017J B0146 60](https://doi.org/10.1002/2017JB014660)
6. Josué Subira, Julien Barrière, Corentin Caudron<sup>5</sup>, Aurélie Hubert-Ferrari, Adrien Oth, Benoît Smets, Nicolas d'Oreye, François Kervyn, 2023, Detecting sources of shallow tremor at neighboring volcanoes in the Virunga Volcanic Province using seismic amplitude ratio analysis (SARA), *Bulletin of Volcanology* (2023) 85:27 <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01640-5>
7. Masashi Ogiso, Kiyoshi Yomogida, 2021, Estimation of relative source locations from seismic amplitude: application to earthquakes and tremors at Meakandake volcano, eastern Hokkaido, Japan, *Earth, Planets and Space* (2021) 73:29 <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01366-8>

## BAB VI. VOLKANO STRATIGRAFI

### Capaian Pembelajaran :

Bab ini membantu mahasiswa agar mampu untuk :

1. Memahami kaidah-kaidah volcano stratigrafi
2. Dapat menerapkan kaidah volcano stratigrafi dalam melakukan pemetaan geologi pada daerah gunung api

### 6.1 Pendahuluan

Vulkanologi modern telah mengalami transformasi signifikan dan saat ini sebagian besar menggunakan data kuantitatif dibandingkan data deskriptif dan/atau kualitatif. Perubahan ini sebagian besar terjadi karena penggabungan pemodelan eksperimental (misalnya eksperimen analog petrologi eksperimental) dan matematika (fisik, numerik, statistik) yang memungkinkan proses dan produk vulkanik dapat dikuantifikasi. Namun, peran geologi dalam vulkanologi modern masih sangat penting karena menyediakan data yang diperlukan untuk membangun dan menguji model-model ini, dan, yang lebih penting, dasar untuk memahami perilaku vulkanik melalui rekonstruksi peristiwa masa lalu.

Teks-teks klasik mengenai vulkanologi (misalnya Willians dan McBirney, 1979; Self dan Sparks, 1981; Fisher dan Schmincke, 1984; Cas dan Wright, 1987) sedikit banyak membahas stratigrafi vulkanik (yaitu studi tentang lapisan atau strata batuan vulkanik). dan lapisan atau stratifikasinya) dan aspek terkait seperti analisis fasies endapan vulkanik. Namun, buku teks vulkanologi dan edisi khusus yang lebih baru (misalnya Parfitt dan Wilson, 2008; Fagents dkk., 2013) lebih berfokus pada aspek teoretis dibandingkan aspek lapangan dari endapan, struktur, dan proses vulkanik. Meskipun terdapat sejumlah kontribusi umum yang berbasis lapangan (misalnya Groppelli dan Viereck-Goette, 2010), kecenderungan dalam vulkanologi modern ini mencerminkan pergerakan ke arah pendekatan yang lebih kuantitatif dan teoritis serta menjauhi metode berbasis lapangan dan deskriptif yang digunakan pada dekade-dekade sebelumnya.

Volkano stratigrafi adalah alat fundamental dalam pembuatan peta geologi, rekonstruksi evolusi vulkanologi dan dinamika letusan, studi vulkanologi fisik dan tefrostratigrafi, serta penilaian bahaya. Stratigrafi vulkanik sangat penting dalam setiap upaya untuk mengidentifikasi,

mengkarakterisasi, mengatribusikan dan mengkorelasikan lapisan tephra, dan untuk merekonstruksi – sejauh memungkinkan – sukseksi stratigrafi yang mencakup semua peristiwa vulkanik dan kejadian intra/inter-erupsi dalam catatan geologi suatu wilayah vulkanik. Ketepatan dan detail kerja stratigrafi vulkanik bergantung pada tujuan utama dan skala waktu dari setiap studi vulkanologi tertentu (misalnya sejarah lengkap kompleks vulkanik, evolusinya, beberapa ribu tahun terakhir, catatan sejarahnya, letusan dalam beberapa dekade terakhir, rinciannya. dari satu peristiwa letusan) sehingga pendekatan dan sistematika yang berbeda mungkin diperlukan tergantung pada tujuan akhir dari pekerjaan yang dilakukan.

Ketika kita membandingkan medan vulkanik dengan kawasan sedimen laut atau benua lainnya, kita mengamati perbedaan yang signifikan dalam karakteristik stratigrafinya dan cara penerapan stratigrafi untuk merekonstruksi sukseksi sedimen tersebut. Dibandingkan dengan lingkungan sedimen sub-udara dan bawah laut lainnya (misalnya aluvial, eolian, fluvial, lacustrine, kelautan, evaporit), medan vulkanik biasanya memperlihatkan hubungan stratigrafi yang lebih kompleks karena 1) laju pengendapan dan proses konstruksi yang sangat cepat, 2) karakter rapuh dari banyak endapan vulkanik yang menyebabkan terjadinya erosi yang cepat, 3) topografi yang tidak stabil karena penempatan produk vulkanik, 4) perubahan fasies material vulkanik yang cepat dan drastis yang disebabkan oleh cara penempatan dan pengendapan tertentu, dan 5) erosi setelah proses primer yang singkat. periode pengendapan vulkanik selama periode inter-erupsi yang jauh lebih lama. Hal ini menimbulkan masalah tambahan ketika mencoba merekonstruksi evolusi geologi daerah vulkanik, serta kompleksitas tertentu yang lebih umum: i) erosi dan/atau tektonisme dapat mengubah catatan stratigrafi di daerah vulkanik tua, ii) material yang lebih tua cenderung terkubur oleh material yang lebih muda. di daerah vulkanik aktif, dan iii) di daerah dengan tingkat urbanisasi tinggi, kegiatan konstruksi dapat mengubah morfologi asli daerah tersebut dan menyembunyikan banyak fitur alam; selain itu, simpanan sering kali hilang selama penggalian. Semua faktor ini sangat menyulitkan rekonstruksi stratigrafi, dan mungkin merupakan salah satu alasan mengapa belum ada pendekatan sistematis yang dikembangkan dalam stratigrafi vulkanik (seperti dalam stratigrafi klasik) dan mengapa, ketika membandingkan studi vulkanik berbasis lapangan dan peta vulkanologi, sering kali terdapat perbedaan besar dalam hal ini. inkonsistensi dan/atau perbedaan dalam interpretasi unit stratigrafi yang sudah ada — bahkan dalam studi pada gunung berapi atau wilayah vulkanik yang sama. Selain itu, kita harus ingat bahwa pendekatan stratigrafi terhadap daerah vulkanik

merupakan bidang studi yang sangat baru (sejak tahun 1960an) dan sampai saat ini pendekatan utama biasanya didasarkan pada studi petrografi dan geokimia (lihat juga Groppelli dan Marti , 2013).

Kurangnya definisi sistematis atau penggunaan unit stratigrafi formal (dan informal) dalam vulkanologi menghambat perbandingan antara wilayah dengan karakteristik serupa yang mungkin dapat menjelaskan evolusi sistem vulkanik yang berbeda. Hal ini sangat relevan ketika melakukan penilaian bahaya di gunung berapi aktif atau daerah vulkanik, karena pemahaman yang tepat mengenai suksesi letusan masa lalu dan unit stratigrafi khususnya sangat penting untuk menentukan karakter letusan gunung berapi di masa lalu dan dengan demikian untuk menyimpulkan potensi perilaku gunung berapi di masa depan. Hal ini mungkin juga penting untuk menafsirkan medan vulkanik purba ketika mengeksplorasi sumber daya geologi, atau untuk digunakan sebagai analogi untuk memahami kemungkinan pengaturan mineralisasi dan reservoir minyak atau gas di lingkungan yang lebih modern. Dalam semua kasus ini, stratigrafi vulkanik yang tepat yang dapat mengidentifikasi episode erupsi dan inter-erupsi yang memunculkan konstruksi suksesi endapan yang teramati adalah suatu keharusan jika kita ingin memperoleh gambaran komprehensif tentang kontribusi vulkanisme pada wilayah tertentu. catatan geologi.

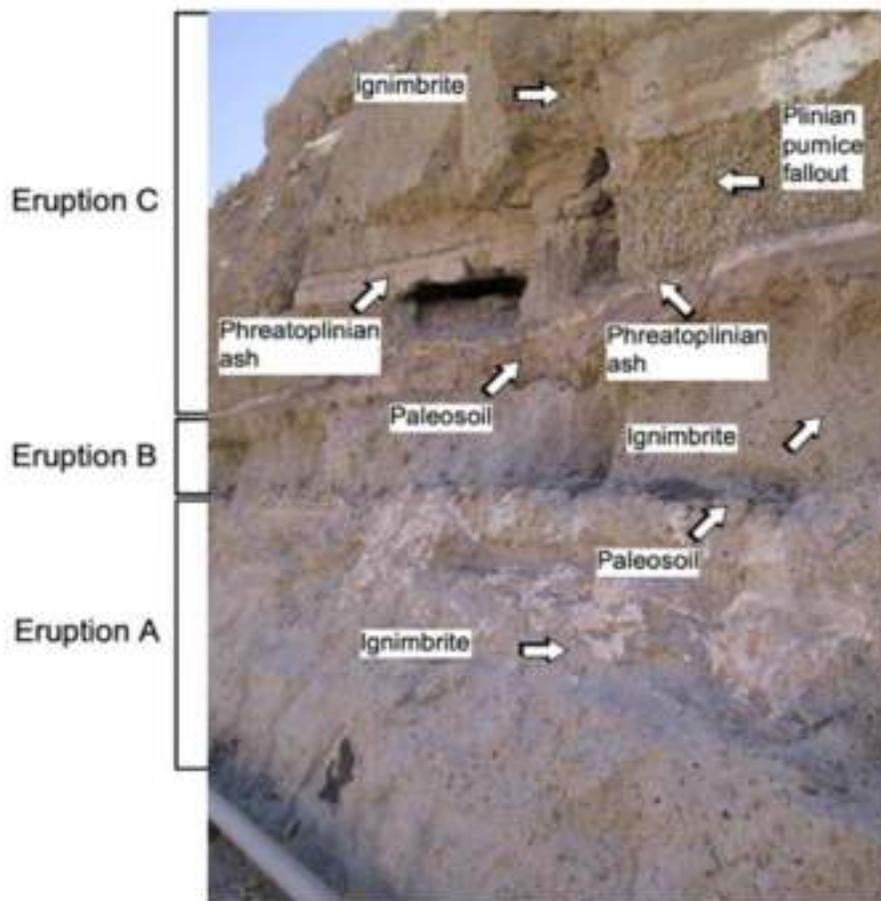
Kontribusi ini mengulas keadaan stratigrafi vulkanik saat ini dan, melalui tinjauan studi kasus yang menggambarkan keragaman lingkungan vulkanik di planet kita, menganalisis beberapa masalah utama yang melekat dalam penggunaan pendekatan stratigrafi non-sistematis. Kami juga memberikan serangkaian rekomendasi penggunaan stratigrafi vulkanik sistematis jika didasarkan pada penerapan konsep yang digunakan dalam stratigrafi tradisional yang disesuaikan dengan kebutuhan lingkungan vulkanologi. Pendekatan sistematis harus disesuaikan dengan baik pada kondisi modern maupun kuno; demikian pula, hal ini harus dapat diterapkan pada studi geologi yang membahas penilaian bahaya dan eksplorasi sumber daya vulkanologi dan tidak hanya pada studi yang bertujuan untuk merekonstruksi geologi masa lalu.

## **6.2 Volcano Stratigrafi vs. Stratigrafi Konvensional**

Volcano stratigrafi dapat didefinisikan sebagai urutan stratigrafi dan kronologis di mana produk dari letusan atau rangkaian letusan, atau periode interupsi (endapan epiklastik atau pengerjaan ulang produk gunung berapi), muncul dalam catatan geologi. Ini adalah bagian

penting dari studi lapangan di daerah vulkanik dan diperlukan untuk menggambar geologi peta, merekonstruksi evolusi vulkanologi dan dinamika letusan, dan mempelajari vulkanologi fisik dan tefrostratigrafi (Groppelli dan Martí, 2013) (Gbr 6.1).

Stratigrafi konvensional mengikuti norma yang diusulkan oleh The International Stratigraphic Guide dan The North American Stratigraphic Code (ISG - Hedberg, 1976; Salvador, 1994; Murphy dan Salvador, 1999; <http://www.stratigraphy.org>).

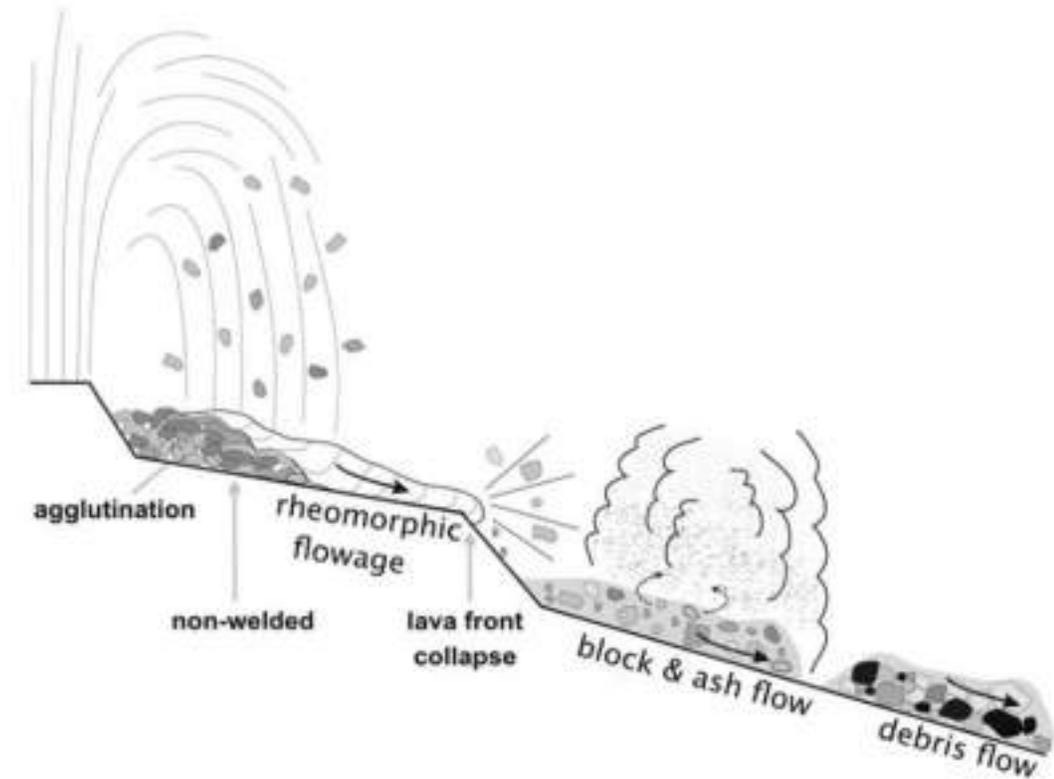


Gambar 6.1 : Contoh lapangan dari Tenerife mengenai suksesi stratigrafi yang tersusun dari piroklastik endapan yang berasal dari letusan berbeda atau fase letusan yang sama, didaerah distal (35 km) dalam kaitannya dengan vent sumber. Meskipun semua simpanan terlihat jelas kesesuaiannya, endapan dari letusan yang berbeda dipisahkan oleh tanah paleosol atau planar permukaan erosi (diambil dari Martí dan Folch, 2005)

Publikasi-publikasi ini mendefinisikan 'stratigrafi' sebagai “deskripsi semua benda batuan pembentuk kerak bumi dan kaitannya menjadi unit-unit yang khas, berguna, dan dapat dipetakan, berdasarkan sifat-sifat atau atribut-atributnya yang melekat untuk menetapkan distribusi dan hubungan mereka dalam ruang dan suksesi mereka dalam waktu, dan untuk menafsirkan sejarah

geologi”. Demikian pula, 'unit stratigrafi' didefinisikan sebagai tubuh batuan ditetapkan sebagai entitas yang berbeda dalam klasifikasi batuan bumi, berdasarkan sifat atau atribut atau kombinasinya yang dimiliki batuan tersebut” (ISG). Oleh karena itu, tujuan utama stratigrafi konvensional adalah untuk menentukan kriteria pembentukan dan peringkat unit stratigrafi, yang mungkin formal atau informal tergantung tentang apakah mereka didefinisikan dan diberi nama menurut, masing-masing pedoman yang ditetapkan secara konvensional atau tidak.

Menurut norma yang standar, satuan stratigrafi dapat dibedakan pada misalnya berdasarkan karakteristik litologinya (litostratigrafi unit), kandungan fosil (unit biostratigrafi), umur (kronostratigrafi dan unit geokronologi) dan hubungan stratigrafi (unit terkait ketidaksesuaian). Langkah selanjutnya adalah menentukan peringkat unit formal yang terdefinisi dengan baik secara hierarki untuk setiap kategori. Setiap unit formal memiliki padanannya dalam kategori stratigrafi lainnya dan masing-masing memiliki batasan yang baik batas atas dan bawah berdasarkan kriteria yang digunakan dalam setiap kasus. Unit litostratigrafi formal dan informal digunakan dalam geologi pemetaan untuk membedakan bentuk batuan yang terpisah dan dapat dikenali satuan-satuan yang ditentukan semata-mata berdasarkan ciri-ciri litologi memiliki tingkat homogenitas dan stratigrafinya penggunaan unit litostratigrafi secara terus-menerus terutama dalam studi suksesi vulkanik Kuartar dalam upaya menerapkan stratigrafi barisan.



Gambar 6.2: Sketsa yang mengilustrasikan contoh perubahan fasies lateral pada endapan gunung berapi. Di sisi utara Pico Teide di pulau Tenerife, hubungan lapangan menunjukkan adanya beberapa singkapan endapan blok dan abu terbentuk oleh keruntuhan gravitasi dan gangguan eksplosif berikutnya pada aliran lava klastogenik, yang berasal dari aglutinasi dan peregangan fragmen remaja besar yang sejajar dengan arah aliran (García et al., 2011). Selain itu, pengerjaan ulang syn-depositional dari endapan piroklastik ini telah mengubah sebagian darinya menjadi aliran puing-puing yang jaraknya lebih jauh (Joan Martí dkk, 2018)

Tujuannya adalah untuk mensintesis evolusi vulkanik suatu daerah dan untuk membedakan fase-fase utama berdasarkan bidang yang dapat direproduksi karakteristiknya (Gambar 6.2) dan formalisme stratigrafi konvensional dan, bergantung pada penulis dan aliran yang bersangkutan, kriteria berbeda telah digunakan untuk menggambarkan unit litostratigrafi vulkanik dan UBSU.

Hal ini telah menyebabkan penciptaan berbagai nama unit vulkanik yang belum tentu menunjukkan peringkat stratigrafi yang tepat, dan studi di wilayah yang sama dan simpanan yang dilakukan oleh penulis berbeda sebenarnya bisa menghasilkan hasil yang tinggi stratigrafi yang berbeda (lihat contoh kaldera Las Cañadas, di Bagian 6). Hal ini menghambat perbandingan antar penelitian yang menggunakan nomenklatur berbeda, sebagai konsep yang mendefinisikan setiap stratigrafi vulkanik unit seringkali sangat bervariasi dari satu penelitian ke penelitian lainnya. Apalagi penggunaan UBSU menimbulkan masalah lebih lanjut karena ketidakselarasan pada gunung berapi suksesi mungkin memiliki asal-usul dan interpretasi yang

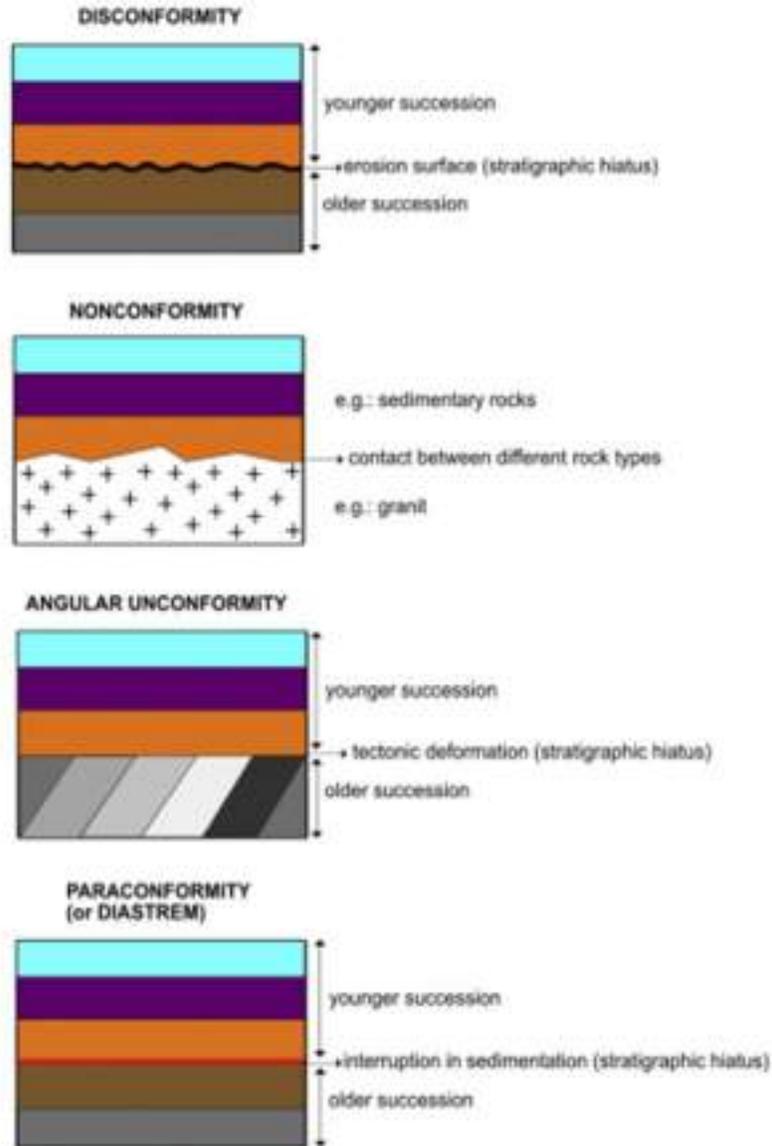
sangat berbeda, dan mungkin mencerminkan rentang waktu yang kontras dan belum tentu sesuai untuk menghapus perubahan dalam dinamika sistem atau jeda yang berkepanjangan dalam sedimentasi – seperti yang diantisipasi ketika unit-unit ini diperkenalkan ke dalam stratigrafi konvensional (lihat Owen, 2009; Miall, 2016).

Oleh karena itu, untuk merasionalisasi stratigrafi vulkanik, diperlukan suatu sistematika untuk memastikan bahwa penelitian dapat dipahami dan dapat dibandingkan. Namun, sebelum membahas opsi yang memungkinkan untuk mendefinisikan vulkanik sistematis stratigrafi, kami mengulas secara singkat dua faktor utama yang akan mempengaruhi definisi fasies vulkanik dan ketidakselarasan vulkanik tersebut.

### **6.3 Ketidakselarasan Vulkanik**

Dalam stratigrafi konvensional, ketidakselarasan didefinisikan sebagai permukaan erosi atau non-pengendapan yang memisahkan dua massa batuan yang mewakili jeda atau celah signifikan dalam sukseksi stratigrafi (yaitu setiap terobosan signifikan dalam catatan geologi) (misalnya Salvador, 1994; Murphy dan Salvador, 1999). Empat jenis ketidaksesuaian utama adalah: 1) *disconformity* (strata di atas dan di bawah ketidaksesuaian adalah sejajar satu sama lain, dan permukaan kontak yang tidak beraturan ini melambangkan periode non-deposisi atau erosi antara dua rangkaian batuan); 2) *nonconformity* (permukaan kontak antara lapisan lapisan di atas badan batuan yang lapisannya tidak dapat dikenali, biasanya merupakan lapisan bawah tanah yang lebih tua dari batuan metamorf plutonik atau mengalami deformasi kuat); 3) *angular, ketidaksesuaian* (ketika lapisan di bawah permukaan ketidaksesuaian mempunyai sikap yang berbeda dengan lapisan di atasnya); dan 4) *paraconformity* (perlapisan sejajar di atas dan di bawah permukaan ketidakselarasan dan, meskipun menyerupai bidang alas biasa sederhana tanpa erosi yang jelas, permukaan ketidakselarasan sebenarnya berhubungan dengan kesenjangan waktu). Di dalam stratigrafi konvensional, ketidakselarasan selalu mewakili suatu yang terbatas rentang waktu di satu lokasi (Salvador, 1987; Owen, 2009; Miall, 2016) (Gbr 6.3).

Seperti telah disebutkan sebelumnya, stratigrafi urutan memungkinkan berkorelasi berdasarkan pola penumpukan stratal yang dapat dikenali melintasi skala besar, berbeda dengan litostratigrafi yang memungkinkan korelasi berdasarkan kesamaan unit batuan dalam hal litologi (Catuneanu, 2014).



Gambar 6.3: Jenis utama ketidaksesuaian (diskonformitas, ketidaksesuaian, ketidaksesuaian sudut, dan parakonformitas atau diastrem) dalam stratigrafi konvensional. Di daerah sedimen semuanya ketidaksesuaian ini menunjukkan jeda waktu yang signifikan (jeda stratigrafi) selama ribuan atau jutaan tahun dalam sedimentasi dan cenderung terjadi pada skala regional atau antarwilayah. Akan tetapi, pada daerah vulkanik, ketidakselarasan yang serupa dapat terjadi pada endapan yang berasal dari letusan yang sama atau antara produk letusan berturut-turut pada letusan gunung berapi yang sama. Oleh karena itu, wilayah tersebut tidak mewakili jeda waktu yang signifikan atau intervensi peristiwa tektonik apa pun dan terbatas secara lokal dalam cakupannya (Joan Marti dkk,2018)

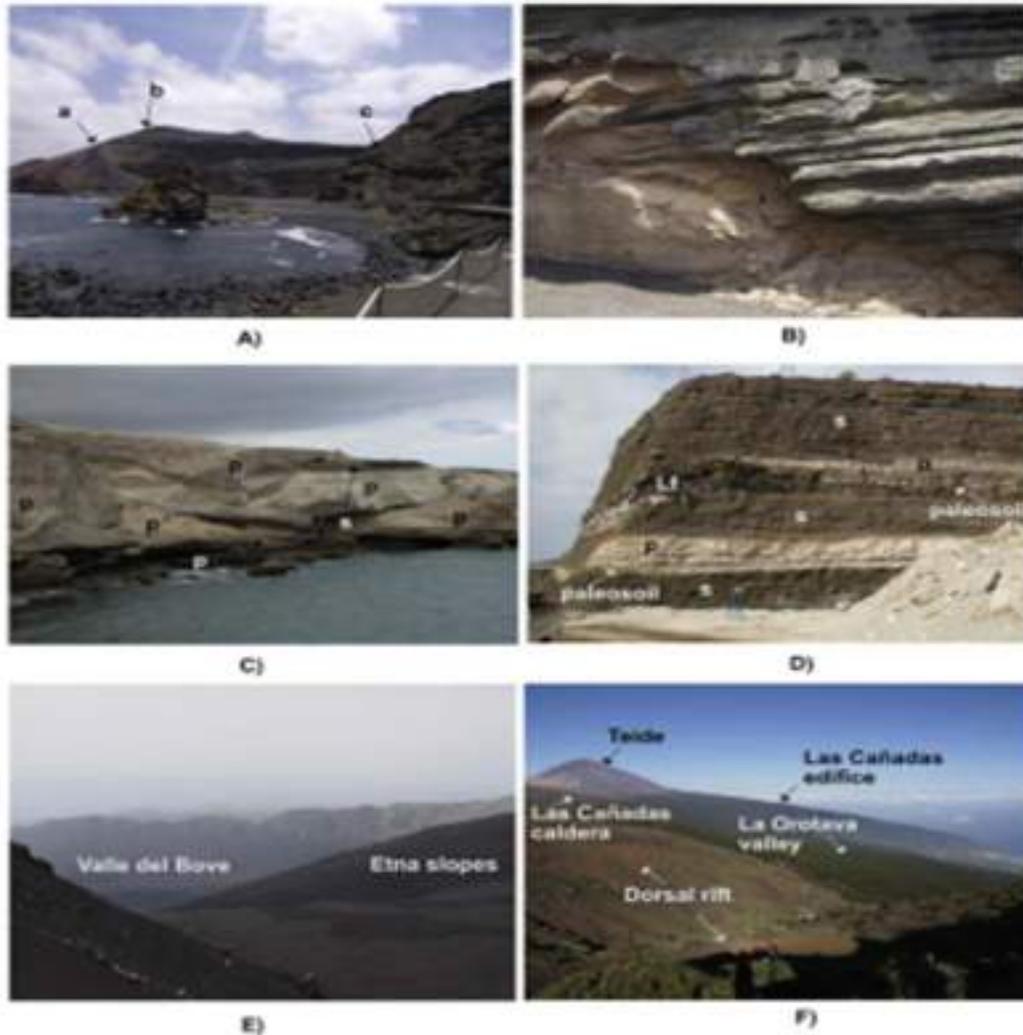
Stratigrafi urutan didasarkan pada pengenalan batas urutan (SB) yang mewakili ketidakselarasan erosi yang signifikan dan kesesuaian korelatifnya (Catuneanu, 2006). Urutan dapat didefinisikan dan diberi nama secara formal menggunakan metode alostratigrafi (Owen, 2009; Miall, 2016). Usulan paling awal untuk secara formal mengidentifikasi unit terkait

ketidaksesuaian adalah penggunaan istilah 'synthem' diciptakan oleh Chang (1975). ISSC (Subkomisi Internasional untuk Klasifikasi Stratigrafi) mengadopsi istilah ini sebagai unit dasar dari unit formal yang dibatasi ketidaksesuaian (Salvador, 1994), yang didefinisikan sebagai “Suatu kumpulan batuan yang dibatasi di atas dan di bawah oleh diskontinuitas yang ditunjuk secara khusus, signifikan, dan dapat dibuktikan di dalamnya suksesi stratigrafi sebaiknya pada tingkat regional atau antarregional” (Salvador, 1994, hal. 46).

Suksesi vulkanik menunjukkan berbagai ketidaksesuaian stratigrafi dengan luasan spasial dan temporal yang bervariasi. Ketidaksesuaian ini mungkin terdapat pada batas bawah atau atas unit stratigrafi vulkanik, atau muncul secara internal sebagai satu unit tunggal. Secara stratigrafi memang demikian mungkin untuk mengidentifikasi jenis ketidaksesuaian yang sama (diskonformitas, ketidaksesuaian, paraconformity dan ketidaksesuaian sudut) seperti dalam stratigrafi konvensional, meskipun dalam vulkanologi ketidaksesuaian ini mungkin berbeda karakternya, tetapi tidak harus dalam jangka waktunya. Biasanya dalam rangkaian sedimen, ketidaksesuaian tersebut memiliki konotasi waktu yang lama itu hilang dari catatan. Inilah sebabnya mengapa dalam vulkanologi, bergantung pada skala temporal dan spasial yang diwakilinya apakah hal tersebut terkait dengan perubahan dinamika sistem vulkanik, tiga kelompok ketidakselarasan vulkanik dapat ditentukan (terlepas dari jenis ketidakselarasan stratigrafi) (Gbr 6.4).

Jenis ketidakselarasan vulkanik yang pertama, yang dapat kita sebut sebagai 'ketidakselarasan kecil', muncul di antara letusan yang berurutan (yaitu inter-erupsi) yang dipisahkan oleh periode istirahat singkat, atau bahkan antara pulsa yang berbeda dari letusan yang sama (intra-erupsi) (Gambar 6.4a dan b). Ketidakselarasan permukaan ini tidak mewakili perubahan signifikan dalam dinamika sistem vulkanik yang dihasilkan mereka. Misalnya, diketahui bahwa endapan vulkanik sangat kuat bergantung secara topografis, seperti yang terlihat jelas dalam kasus aliran lava dan sebagian besar endapan dan lahar arus kepadatan piroklastik (PDC) (lihat Fisher dan Schmincke, 1984; Cas dan Wright, 1987).

Pengendalian tersebut tidak mempengaruhi endapan yang jatuh, yang, bagaimanapun, dapat bervariasi dalam ketebalan dan dinamika letusan atau gangguan singkat dalam aktivitas gunung berapi di antara letusan berturut-turut tetapi bukan periode istirahat yang signifikan (lihat Fisher dan Schmincke, 1984; Cas dan Wright, 1987).



Gambar 6.4 : Jenis utama ketidakselarasan vulkanik. A) Ketidaksesuaian kecil: a) ketidaksesuaian sudut antara kerucut Strombolian dan kerucut tufa yang terbentuk dalam dua letusan berturut-turut. b) Ketidaksesuaian sudut yang disebabkan oleh variasi ketebalan pada endapan Strombolian. c) Ketidakselarasan sudut intra-erupsi terbentuk selama penempatan piroklastik kerucut tufa melonjak. El Golfo, Lanzarote, Canary Islands (lihat Pedrazzi et al., 2013, untuk penjelasan lebih lanjut). B) Ketidakselarasan kecil yang disebabkan oleh kontras yang kuat antara perubahan hidrotermal (oranye) dan bagian yang tidak berubah (abu-abu) dari endapan piroklastik yang sama di kerucut tufa El Golfo. C) Ketidakselarasan sedang yang ditentukan oleh erosi permukaan dan keberadaan sedimen endapan (s) diselingi antara endapan piroklastik distal (p) yang terbentuk dalam letusan berbeda di kaldera Las Cañadas, Tenerife, Kepulauan Canary. D) Fasies distal sedimen dan endapan piroklastik (p) dari kaldera Las Cañadas, terletak di dalam lembah longsor Güimar, Tenerife. Ketidakselarasan ditentukan oleh adanya pengerjaan ulang ini material yang telah mengikis endapan piroklastik, dan juga oleh tanah paleoso dan aliran lava yang saling bersilangan dari kerucut monogenetik. E) Ketidakselarasan yang besar ditentukan oleh sisa dari bangunan vulkanik tua yang berpotongan dengan lembah longsor Vale del Bove, material pengisi, dan aliran lava muda yang membentuk lereng Gunung Etna, Sisilia, Italia saat ini. F) Ketidakselarasan vulkanik besar yang dihasilkan oleh interaksi antara konstruktif (bangunan Cañadas, Pico Teide, zona keretakan Dorsal) dan destruktif struktur di Tenerife skala besar (kaldera Las Cañadas, Lembah Orotava) (Joan Martí dkk,2018)

Jenis ketidakselarasan yang kedua (“ketidakselaraan sedang”) merujuk, misalnya, pada ketidakselarasan yang merupakan hasil erosi dari ketidaksesuaian sebelumnya endapan vulkanik pada masa istirahat yang relatif lama, yaitu pengendapan dari bahan yang dikerjakan ulang, atau pembentukan pemisahan tanah paleosol produk dari letusan yang berbeda (Gbr 6.4c dan d). Ketidakselarasan ini mencerminkan jeda yang jauh lebih lama (ratusan hingga ribuan tahun) dalam aktivitas letusan dibandingkan ketidakselarasan kecil namun tidak berarti berarti perubahan dinamika sistem vulkanik.

Jenis ketidakselarasan vulkanik yang ketiga, yang dapat kita sebut sebagai ‘ketidakselarasan besar’, berhubungan dengan ketidakselarasan yang terjadi selama letusan gunung berapi yang membangun vulkanik pusat atau stratovolcano yang melibatkan proses destruktif seperti kegagalan sektor besar atau runtuhnya kaldera atau di bidang vulkanik monogenetik karena perubahan pengelompokan kerucut vulkanik. Permukaan ketidakselarasan ini mencerminkan suatu hal yang penting perubahan dinamika sistem vulkanik yang ditandai secara signifikan perubahan tekanan yang bahkan dapat menyebabkan perubahan petrologi dan variasi dalam dinamika dan frekuensi letusan (misalnya Bellotti et al., 2006).

Jenis ketidaksesuaian yang ketiga ini berdampak pada wilayah yang jauh lebih luas dibandingkan dengan ketidaksesuaian sebelumnya dua tipe pertama tetapi tidak selalu berarti jeda letusan yang lebih lama aktivitas dibandingkan dalam kasus ketidakselarasan sedang. Runtuhnya kaldera dapat terjadi seketika dan diikuti oleh reaktivasi vulkanisme; dengan demikian, tidak ada selang waktu yang signifikan yang dapat terjadi antara penempatan endapan tepat sebelum ketidakselarasan dan segera setelahnya (misalnya Martí et al., 1994). Meskipun proses destruktif tersebut juga dapat menghasilkan endapan non-vulkanik termasuk puing-puing longsoran salju dan berbagai jenis breksi yang akan dimasukkan secara sumbang ke dalam catatan vulkanologi, hal tersebut tidak serta merta menunjukkan gangguan jangka panjang pada aktivitas vulkanik.

Kami tidak menganggap perubahan terjadi pada skala waktu yang lebih lama atau pada skala waktu yang lebih lama cekungan atau skala yang lebih besar yang disebabkan oleh aktivitas tektonik atau episode nondeposisi/erosi regional sebagai ketidakselarasan vulkanik (Gbr 6.5) (misalnya Bellotti et al., 2006), karena asal usulnya tidak secara intrinsik berkaitan dengan aktivitas pada sistem vulkanik. Meskipun itu seharusnya mudah membedakan ketiga jenis ketidakselarasan vulkanik ini di wilayah terkini, maka akan lebih sulit untuk membedakan

wilayah vulkanik purba jika tingkat pelestariannya buruk dan hanya sedikit material yang terpapar, atau jika demikian medan telah mengalami deformasi tektonik atau perubahan hidrotermal berikutnya.



Gambar 6.5 : Contoh ketidaksesuaian besar (garis putih) pada suksesi gunung berapi yang disebabkan oleh pergerakan tektonik, kawasan Erill Castell, Catalan Pyrenees (NE Iberia). Dari kanan ke kiri, permukaan erosi besar menandakan kontak antara metasedimen Variscan (Devonian, D) dan suksesi sedimen gunung berapi Karbon Atas (C), yang mendefinisikan ketidakselarasan sudut rendah dengan sedimen vulkaniklastik Permian Bawah (P). membentuk ketidakselarasan sudut yang jelas dengan lapisan merah Trias Bawah (T) (Joan Martí dkk,2018)

#### 6.4 Memetakan daerah vulkanik

Pemetaan geologi yang baik dari suatu wilayah vulkanik baik kuno maupun modern secara implisit memerlukan kebutuhan untuk memetakan berbagai macam material dan sebagainya disarankan untuk berkonsentrasi pada awalnya pada mengidentifikasi unit utama, kontak stratigrafinya dan luas arealnya. Setelah disimpulkan, perhatian kemudian dapat diberikan pada detail internal setiap unit dan analisis fasies untuk menentukan kontak atas dan bawah yang tepat dari masing-masing unit satuan stratigrafi.

Berbeda dengan daerah sedimen yang memerlukan studi stratigrafi berumur lebih dari 200 tahun, tidak ada pendekatan pemetaan yang umum untuk gunung berapi wilayah telah ditetapkan. Kriteria yang digunakan dalam pemetaan gunung berapi adalah tidak seragam dan hasil yang diperoleh berbeda dalam hal caranya peta digambar. Misalnya, selama 30 tahun terakhir, para ilmuwan yang memetakan wilayah vulkanik telah menentukan lapisan atau rangkaian gunung berapi lapisan atau badan sebagai unit yang dapat dipetakan dengan menggunakan, berbagai macam, petrografi, kriteria geokimia, radiometrik, vulkanologi dan stratigrafi. Dalam peta geologi pertama yang berasal dari abad ke-19 dan awal abad ke-20, satuan-satuan pada dasarnya dapat dibedakan berdasarkan komposisi petrografi dan geokimia, dilengkapi dengan komponen sejarah lebih lanjut (misalnya terkini atau lava kuno).

Baru-baru ini, survei geologi tertentu telah menunjukkan komposisi kimia bahan vulkanik pada peta menggunakan warna yang berbeda (misalnya USGS dan BRGM). Ini mempunyai menghasilkan kriteria yang sangat beragam dan beragam peta geologi gunung berapi yang tidak semuanya menawarkan jenis informasi yang sama kepada calon pengguna. Misalnya peta litologi seperti data yang secara tradisional dihasilkan melalui survei geologi tidak terlalu berharga untuk digunakan dalam penilaian bahaya di daerah vulkanik aktif dan dalam hal ini konteks tertentu peta baru yang berisi informasi yang lebih tepat mengenai produk erupsi masih kurang.

Salah satu upaya pertama untuk menyelesaikan masalah ini dilakukan oleh Fisher dan Schmincke (1984), yang mengusulkan penggunaan satuan aktivitas vulkanik menggabungkan kriteria stratigrafi dan vulkanologi. Metode ini satuan pokoknya dianggap sebagai letusan individu (Anggota), memiliki keuntungan karena secara langsung menghubungkan aktivitas vulkanik dengan dampaknya catatan stratigrafi. Keunggulan lain dari satuan stratigrafi vulkanik adalah bahwa mereka sangat berguna untuk memahami dinamika letusan letusan tertentu atau serangkaian letusan. Namun, mereka tidak memperhitungkan fenomena inter-erupsi (misalnya aliran puing-puing dan lahar) yang berperan dalam peranan penting dalam kehidupan gunung berapi atau medan vulkanik yang mempunyai potensi implikasi utama dalam penilaian bahaya (Groppelli dan Martí, 2013). Penulis lain (misalnya Palladino et al., 2010; Branca et al., 2004; Martí dan Gudmundsson, 2000) telah menggunakan unit terkait ketidakselarasan (sintesis) dalam studi suksesi gunung berapi Kuarter.

Tipe ini unit stratigrafi memungkinkan evolusi temporal suatu daerah vulkanik untuk dikorelasikan dengan peristiwa geologi yang terjadi secara lokal, regional, atau global

timbangan; contoh yang baik adalah korelasi antara waktu dan gaya vulkanisme di provinsi vulkanik dan tektonik regional (Palladino dkk., 2010). Demikian pula, aktivitas vulkanik dapat menyebabkan masuknya sejumlah besar puing ke dalam sistem sedimen mengubah dinamikanya dan laju sedimentasi vs. Erosi (Smith, 1991; Di Capua dkk., 2016b).

Semua ini mungkin terjadi secara normal ketidakselarasan tingkat rendah dalam catatan stratigrafi suatu wilayah yang berhubungan dengan peristiwa vulkanologi-geologi yang berbeda. Masalahnya adalah, tidak selalu mungkin untuk mengidentifikasi waktu yang tepat peringkat setiap ketidakselarasan vulkanik sehingga penggunaan *synthems* di medan vulkanik mungkin tidak selalu memiliki persamaan yang jelas dalam stratigrafi klasik. Oleh karena itu, ketika melakukan stratigrafi vulkanik juga demikian sangat penting untuk menetapkan skala waktu proses vulkanik yang tercatat dalam catatan geologi. Proses vulkanik bisa mewakili keduanya peristiwa geologi yang panjang atau pendek (bahkan pada skala manusia), sehingga menjadikannya demikian penting untuk menetapkan skala waktu yang tepat untuk setiap unit yang termasuk dalam stratigrafi.

Kolaborasi yang erat antara ahli geologi lapangan dan ahli geokronologi selama kerja lapangan dan analisis laboratorium sangat penting untuk menghasilkan interpretasi yang akurat terhadap hasil radiometrik dan menetapkan kronostratigrafi suksesi gunung berapi. Ini menyoroti pentingnya data radiometrik dalam kerangka sintetik, karena data tersebut membantu mengukur jeda yang disebabkan oleh ketidaksesuaian dan memahami relevansi vulkanogeniknya (De Beni dan Groppelli, 2010). Untuk memberikan sampel yang representatif dari keanekaragaman yang ditemukan di penerapan kriteria stratigrafi pada medan vulkanik yang berbeda-beda usia dan alam, di sini kita membahas empat studi kasus yang penulis lakukan tinjauan ini telah terlibat dan mencerminkan kesenjangan ini kriteria dalam pemetaan vulkanologi. Setiap kasus memerlukan hal yang berbeda metode untuk menetapkan stratigrafi vulkanik di daerah penelitian dan dengan demikian penggunaan kriteria yang berbeda dan pencapaian hasil yang tidak dapat dibandingkan.

Contoh-contoh ini mewakili pandangan yang luas tentang masalah dan bagaimana cara memberikan argumen yang meyakinkan tentang perlunya menemukan stratigrafi vulkanik yang sistematis.

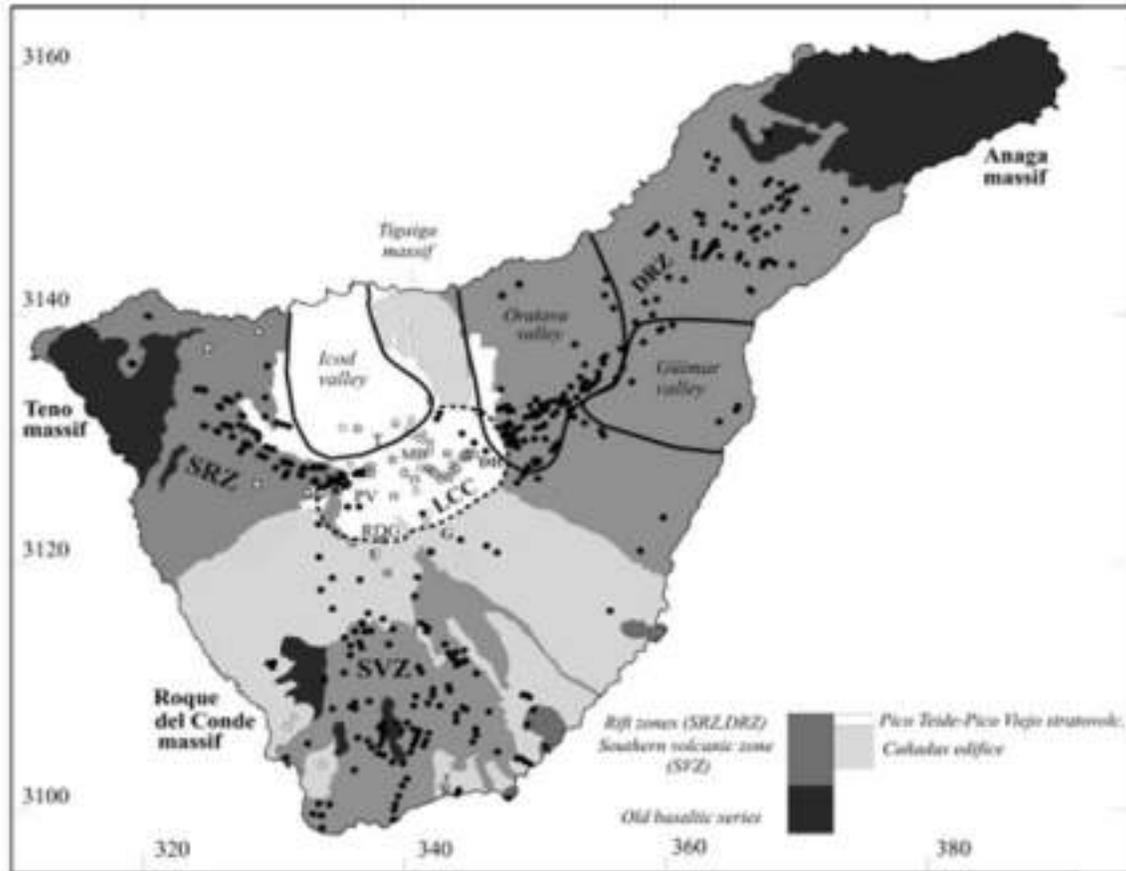
## **6.5 Studi Kasus**

Untuk memberikan sampel yang representatif dari keanekaragaman yang ditemukan di penerapan kriteria stratigrafi pada medan vulkanik yang berbeda-beda usia dan alam, di sini kita membahas empat studi kasus yang penulis lakukan tinjauan ini telah terlibat dan mencerminkan kesenjangan ini kriteria dalam pemetaan vulkanologi. Setiap kasus memerlukan hal yang berbeda metode untuk menetapkan stratigrafi vulkanik di daerah penelitian dan dengan demikian penggunaan kriteria yang berbeda dan pencapaian hasil yang tidak dapat dibandingkan. Contoh-contoh ini mewakili pandangan yang luas masalah dan memberikan argumen yang meyakinkan tentang perlunya menemukan stratigrafi vulkanik yang sistematis.

### **6.5.1 Kaldera Las Cañadas**

Kaldera Las Cañadas (Tenerife, Kepulauan Canary) (Gbr. 6.6) sangat bagus untuk contoh permasalahan yang ada pada stratigrafi gunung api khususnya menggambarkan permasalahan yang mungkin timbul bila terjadi gunung berapi yang sama dimana endapannya dipetakan oleh penulis yang berbeda menggunakan kriteria dan nomenklatur stratigrafi yang berbeda.

Ini adalah salah satu kaldera vulkanik yang paling terekspos di dunia dan salah satu dari sedikit kaldera yang diketahui dari evolusi gunung berapi alkali. Kaldera ini memotong pusat gunung berapi pra-Teide (Las Cañadas edifice), yang mulai terbentuk di bagian akhir dari konstruksi perisai basaltik besar yang membentuk perisai utama bagian dari pulau Tenerife. Di bagian dalamnya berdiri stratovolcano aktif Pico Teide dan Pico Viejo.



Gambar 6.6 : Peta geologi Tenerife yang disederhanakan. LCC: Kaldera Las Cañadas; DH: Diego Hernández; DRZ: Zona keretakan punggung; G: Guajara; MB: Montaña Blanca; MG: Montaña Guaza; RDG: Roques de Garcia; T: Gunung berapi Pico Teide; PV: gunung berapi Pico Viejo; SRZ: Zona keretakan Santiago; SVZ: Zona vulkanik selatan. Simbol hitam: ventilasi mafik dan perantara; simbol putih: ventilasi felsik; bintang: ventilasi bersejarah dan sub-sejarah; lingkaran: ventilasi lainnya; garis hitam: batas bangunan yang merusak, lembah longsor (garis kontinu) dan kaldera Las Cañadas (garis terputus-putus) (dimodifikasi dari Martí dkk., 2008). Koordinatnya sesuai dengan 20 km persegi jaringan nasional Spanyol (proyeksi UTM) (Joan Martí dkk., 2018)

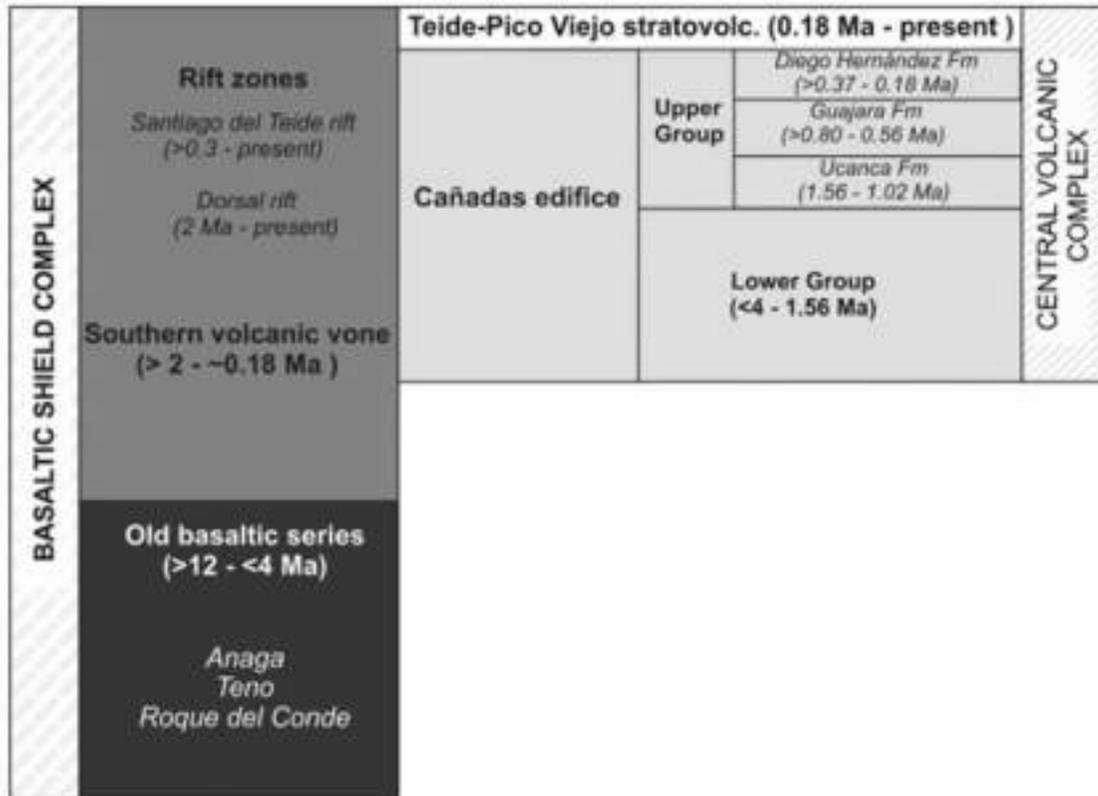
Kaldera *multicycle* ini tumpang tindih terdiri dari tiga episode keruntuhan vertikal berturut-turut, yang masing-masing terjadi pada akhir siklus vulkanik fonolitik berumur panjang yang menghasilkan sejumlah besar letusan eksplosif yang, dalam beberapa kasus, mengeluarkan puluhan km<sup>3</sup> produk (Martí et al., 1994; Martí dan Gudmundsson, 2000).

Dinding kaldera memperlihatkan singkapan kontinu yang mengesankan dari fasies proksimal produk yang berasal dari pusat fonolitik prakaldera. Fasies distal dari endapan ini dapat diamati di lereng bawah Tenerife (Martí et al., 1994; Bryan et al., 1998; Edgar dkk., 2002, 2007, 2017; Brown et al., 2003), sebagian besar hampir sama ke pantai. Di sisi lain, sebagian besar fasies perantara tidak ada karena erosi atau non-deposisi, dan kadang-kadang terkubur

endapan yang lebih muda, yang menghalangi deskripsi korelasi stratigrafi langsung antara daerah proksimal dan distal.

Stratigrafi endapan Las Cañadas telah diteliti secara ekstensif dipelajari sejak pertengahan tahun 1960an dan berbagai macam model stratigrafi gunung berapi telah dibuat. Fuster dkk. (1968) menetapkan stratigrafi pertama untuk Tenerife, terutama berdasarkan komposisi batuan vulkanik dan posisi stratigrafi relatifnya. Mereka membedakan empat 'seri' yang berbeda, sesuai dari yang tertua hingga yang terbaru – hingga perisai basaltik (Seri I), kompleks Cañadas (Seri II, bawah dan atas), kompleks TeidePico Viejo (Seri III) dan serangkaian (Seri IV) yang sesuai ke vulkanisme sejarah terbaru. Stratigrafi ini diikuti oleh Araña (1971), Coello (1973) dan Ancochea dkk.(1990) dan oleh Survei Geologi Spanyol, yang menghasilkan peta litostratigrafi pertama dengan revisi berikutnya dari Tenerife ([www.igme.es](http://www.igme.es)) Marti dkk. (1994) menggunakan unit aktivitas vulkanik Fisher dan Schmincke (1984) dan persamaan distalnya untuk menetapkan stratigrafi dinding kaldera dalam upaya mensistematisasikan stratigrafi vulkanik Tenerife dan menghubungkannya sedekat mungkin ke unit litostratigrafi formal yang digunakan dalam stratigrafi konvensional (Gbr 6.7). Berdasarkan kerja lapangan yang terperinci, mereka membagi simpanan tersebut bangunan Las Cañadas menjadi kelompok bawah dan atas dan masing-masingnya menjadi beberapa formasi berdasarkan asosiasi fasies, adanya ketidakselarasan erosi dan kesenjangan pengendapan, perubahan komposisi dan gaya letusan, serta lokasi pusat letusan (Gbr 6.8).

Mereka menggunakan unit 'anggota' sebagai referensi tunggal unit letusan, dan termasuk di dalamnya semua endapan yang sesuai letusan yang sama. Setiap formasi merangkul anggota yang berbeda berasal dari gunung berapi yang sama, dan masing-masing kelompok mencakup semua produk letusan dari semua gunung berapi dengan letusan serupa dan karakteristik petrologi. Dengan demikian, pemisahan antara kelompok bawah dan atas berhubungan dengan permukaan erosi yang signifikan dan jeda waktu non-erupsi tetapi juga perubahan drastis pada alam karakteristik erupsi dalam hal, khususnya, volume dan distribusi produk vulkanik (lihat Martí et al., 1994 untuk informasi lebih lanjut detailnya).



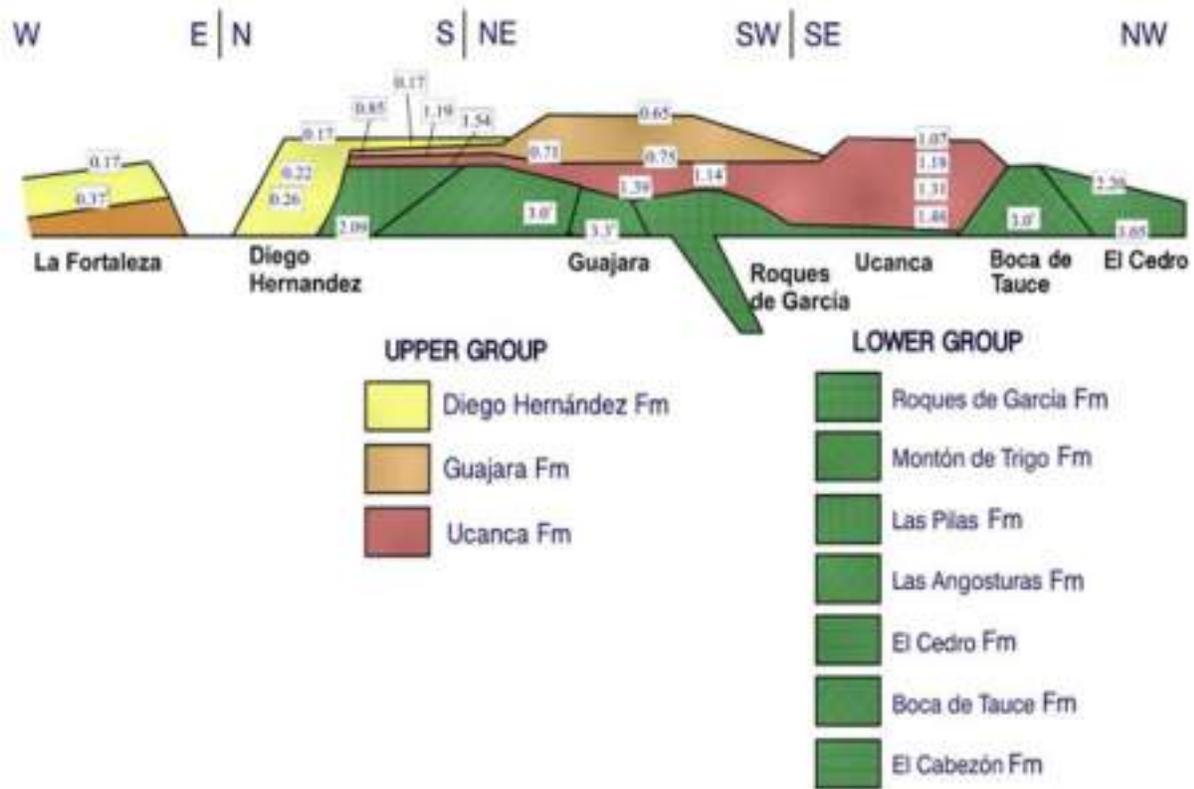
Gambar 6.7: Stratigrafi gunung berapi Tenerife yang disederhanakan (dimodifikasi dari Martí et al., 1994). Usia diambil dari Ancochea et al. (1990) dan Martí dkk. (1994) dalam Joan Martí, 2018

Setiap formasi mengandung endapan yang berasal dari pusat letusan yang sama dan yang secara petrologi serupa. Di dalam dengan cara ini, Martí dkk. (1994) mampu mengidentifikasi tiga formasi di Grup Las Cañadas Atas, masing-masing mewakili pusat vulkanik gabungan yang runtuh membentuk satu sektor kaldera.

Setiap formasi ini mengikuti komposisi dan evolusi yang serupa tren (Martí dan Gudmundsson, 2000). Pico Teide dan Pico Kompleks Viejo mengikuti tren evolusi serupa, itulah alasannya kompleks pasca-kaldera ini sekarang dianggap sebagai formasi keempat dari Grup Upper Las Cañadas (Ablay dan Martí, 2000; Martí dkk., 2008).

Stratigrafi sistematis berbasis lapangan ini telah dikuatkan dengan data geokronologis (Martí dkk., 1994) (Gbr 6.8) dan digunakan dalam penelitian baru yang lebih rinci yang telah menambahkan letusan tunggal baru unit dan usia radiometrik baru (Bryan et al., 1998; Edgar et al., 2002, 2007, 2017). Namun, penulis lain lebih suka menggunakan yang lain konsep stratigrafi terutama didasarkan pada data geokronologis (Ancochea et al., 1999) atau untuk mengubah peringkat stratigrafi unit yang digunakan oleh Martí dkk. (1994). Anggota telah diubah menjadi formasi tetapi tanpa memberikan argumen yang jelas untuk membenarkan perubahan tersebut

(Brown et al., 2003), sehingga menyebabkan kebingungan signifikansi stratigrafi setiap unit ketika membandingkan studi yang berbeda.



Gambar 6.8 : Stratigrafi dinding kaldera Las Cañadas yang disederhanakan (tidak berskala) (dimodifikasi dari Martí et al., 1994) dalam Joan Martí, 2018

Meskipun terdapat sejumlah besar kelompok minoritas dan moderat ketidakselarasan vulkanik internal (Gbr 6.4), tidak ada model stratigrafi bangunan Las Cañadas yang memanfaatkan UBSU, seperti penulis lain memiliki wilayah vulkanik serupa (misalnya Lucchi dkk., 2010). Namun perlu disebutkan bahwa pembagian stratigrafi ke dalam kelompok dan formasi yang ditetapkan oleh Martí dkk. (1994) secara implisit didasarkan pada adanya diskontinuitas tersebut, meskipun faktanya diskontinuitas tersebut tidak diindikasikan sebagai batas ketidaksesuaian dalam skema stratigrafi mereka. Jika sudah diterapkan, mereka akan melakukannya telah berhubungan dengan sythem karena pembagian ini tidak persis sama dengan pembagian stratigrafi konvensional: tidak ada satupun ketidakselarasan yang diamati mewakili peristiwa tektonik atau peristiwa berskala besar yang mempengaruhi keseluruhan Tenerife (Gbr 6.9).

Ketidakselarasan utama yang diamati berhubungan dengan episode keruntuhan kaldera dan besar keruntuhan sektor yang hanya berdampak pada beberapa bagian pulau dan memang berdampak tidak mewakili gangguan signifikan dalam aktivitas vulkanik (Martí dkk., 1994, 2008).



Gambar 6.9 : Panorama yang diambil dari selatan Tenerife menunjukkan di latar belakang bangunan Las Cañadas, kaldera Las Cañadas dan gunung berapi Pico Teide, dan di latar depan fasies distal gunung berapi tersebut. ignimbrit dari bangunan Las Cañadas dan beberapa kerucut Strombolian dari vulkanisme mafik Bandas del Sur. Interaksi antara vulkanisme pusat (fonolitik) dan mafik vulkanisme di pinggirannya, dan terjadinya peristiwa destruktif besar seperti pembentukan kaldera Las Cañadas, telah menimbulkan banyak bencana kecil, sedang, dan besar. ketidakselarasan vulkanik, tidak ada satupun yang disebabkan oleh deformasi tektonik atau peristiwa berskala besar yang mempengaruhi seluruh pulau (Joan Martí,2018)

La Garrotxa Volcanic Field (GVF) adalah basaltik terpenting bidang monogenetik di Zona Vulkanik Catalan, salah satu gunung berapi provinsi Sistem Rift Eropa Neogen-Kuarter (Martí dkk., 1992) (Gbr 6.10). Usia vulkanisme di GVF berkisar antara 0,7 juta tahun yang lalu hingga awal Holosen (Araña et al., 1983; Guérin et al., 1985; Lewis dkk., 2000). Selama periode ini tidak terjadi perubahan geologi yang signifikan telah tercatat di wilayah tersebut (Martí et al., 1992) sehingga ketidakselarasan stratigrafi yang diamati sebagian besar berhubungan dengan (i) sudut ketidakselarasan antar endapan vulkanik atau antar vulkanik dan endapan sedimen serta

ruang bawah tanah pra dan intra-vulkanisme batu; (ii) ketidakselarasan erosi yang disebabkan oleh erosi inter-erupsi Semua episode; atau (iii) jeda non-pengendapan yang berhubungan dengan distribusi material vulkanik di udara yang tidak seragam yang meletus dari berbagai vent.

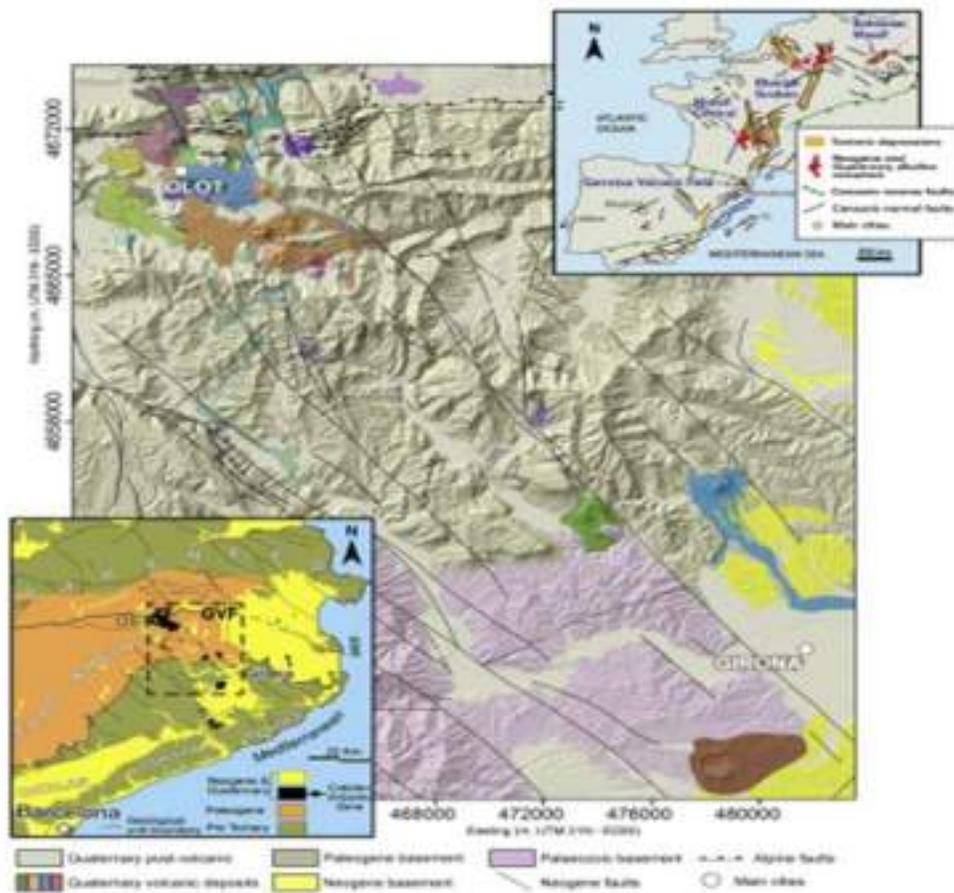
Selain itu, kurangnya data geokronologis menghambat identifikasi kelompok letusan gunung berapi yang mungkin terjadi selama ini interval waktu yang sama. Namun, data yang tersedia menunjukkan bahwa bidang vulkanik ini aktif sebentar-sebentar selama lebih dari 700 ka, disertai letusan atau kelompok letusan yang terjadi setiap 15.000–20.000 tahun (Guerin dkk., 1985).

Namun, pola letusan yang terputus-putus ini tidak terjadi tampaknya terkait dengan perubahan rezim tektonik atau struktural kontrol yang mengatur dinamika cekungan tempat terjadinya vulkanisme telah terjadi (Martí dkk., 2011). Untuk alasan ini, Bolós dkk. (2014) menggunakan anggota unit stratigrafi vulkanik formal untuk membedakannya antara produk-produk letusan yang berbeda – dalam pengertian yang didefinisikan oleh Fisher dan Schmincke (1984) daripada sintesis atau unit stratigrafi terkait ketidaksesuaian lainnya (misalnya Cimarelli et al., 2013) mengingat sebagian besar diskontinuitas stratigrafi teramati skalanya sangat lokal dan karena penempatannya yang tidak teratur produk vulkanik, dan bukan merupakan produk dari perubahan geologi yang meluas.

Kriteria yang digunakan untuk menetapkan stratigrafi relatif berbeda-beda anggotanya adalah hubungan lapangannya, hubungan stratigrafinya diamati di lubang bor dan sumur, penanggalan relatif berbasis morfometri menggunakan degradasi kerucut vulkanik (lihat Kereszturi dkk. 2013), korelasi paleomagnetik, derajat perubahan (pelapukan) material vulkanik, keberadaan teras fluvial yang saling bersilangan, dan tanggal absolut (jika tersedia). Padahal suksesi vulkanik di kawasan ini menunjukkan adanya gugusan kerucut yang berbeda usia yang berbeda, tidak ada perbedaan yang jelas antara kerucut di keduanya komposisi, gaya letusan atau kontrol tektonik, yang menghalanginya penggunaan unit litostratigrafi lain seperti formasi atau kelompok dengan peringkat yang berbeda jika diasumsikan bahwa semua letusan dan produk letusannya termasuk dalam episode vulkanik yang sama yang berlangsung beberapa ratus hingga seribu tahun.

Di setiap anggota, Bolós dkk. (2014) membedakan satuan-satuan berbeda sesuai dengan produk pulsa yang terjadi selama satu letusan, sehingga memungkinkan unit-unit tersebut untuk mengkarakterisasi rangkaian letusan dan mekanisme mereka dan dengan demikian memahami

bagaimana vulkanisme berevolusi waktu. Mereka mengidentifikasi perubahan gaya letusan gunung berapi, yaitu lokasi ventilasi, besaran letusan, karakteristiknya produk dan stratigrafi relatifnya (umur) serta luas arealnya.

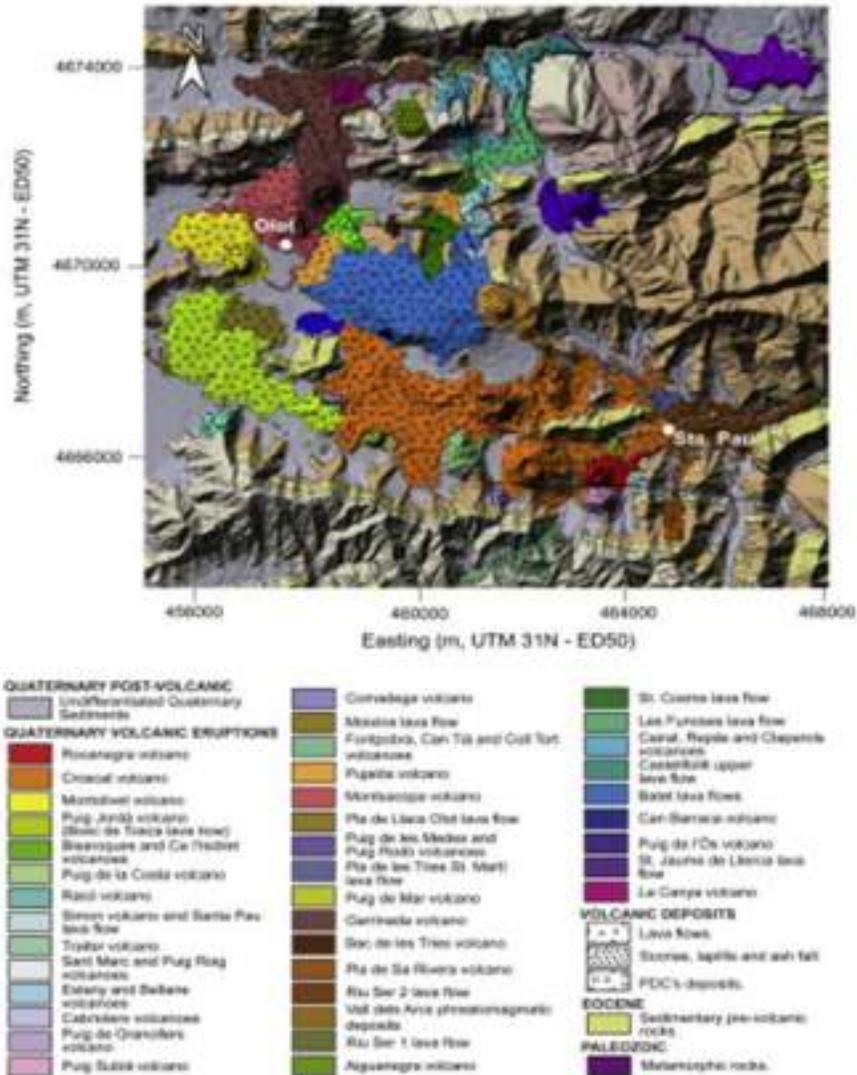


Gambar 6.10 : Setting geologi Lapangan Vulkanik La Garrotxa. Inset di pojok kanan atas: peta struktural Sistem Rift Eropa. Inset di pojok kiri bawah: Peta geologi NE Spanyol. Gambar tengah: Peta geologi Lapangan Vulkanik La Garrotxa (dimodifikasi dari Bolós et al., 2014) dalam Joan Marti,2018

Warna berbeda berdasarkan skala RGB diberikan kepada masing-masing anggota, sementara itu berbagai jenis penetasan digunakan untuk menunjukkan jenis endapan (PDC, aliran lava, dampak buruk, dll.). Stratigrafi vulkanik yang dihasilkan dari GVF (Bolós et al., 2014) ditunjukkan pada Gambar 6.11, dalam legenda dimana unit stratigrafi vulkanik tunggal (anggota) yang berbeda disusun dari yang termuda (atas) hingga yang tertua (bawah) menurut stratigrafi relatifnya. Ketepatan dalam membangun hubungan stratigrafi antar endapan vulkanik berkurang secara progresif seiring bertambahnya usia. Bahan-bahan yang lebih muda lebih terekspos dan diawetkan, dan terletak di tempat yang lebih dangkal kedalamannya dibandingkan

dengan endapan yang lebih tua, yang seringkali sebagian atau seluruhnya tertutup oleh endapan yang lebih muda dan hanya dapat diakses melalui lubang bor dan sumur atau singkapan yang terekspose cukup dalam.

Ini berarti bahwa detail catatan stratigrafi secara bertahap menurun di bagian bawah bagian dari suksesi vulkanik dan kemungkinan bahwa beberapa di antaranya unit yang lebih tua terlewatkan tidak dapat dikesampingkan. Kurangnya detail adalah hal ini digarisbawahi oleh fakta bahwa perbedaan antara dua umur absolut tertua hampir 300 ka, di mana waktu tersebut hanya sedikit sekali stratigrafinya. unit diidentifikasi. Informasi yang diberikan dalam format ini sangat penting tidak hanya untuk memahami evolusi kawasan vulkanik ini tetapi juga untuk deskripsi potensi bahaya (lihat Bolós dkk., 2015; Bartolini dkk., 2015).



Gambar 6.11 : Stratigrafi vulkanik sektor utara Lapangan Vulkanik La Garrotxa, dimana seluruh anggota stratigrafi (produk letusan tunggal) ditampilkan dengan warna berbeda (dimodifikasi dari Bolós dkk., 2014) dalam Joan Marti, 2018

### 6.5.2 Madeira

Pulau Madeira terletak di utara Samudera Atlantik, 700 km sebelah barat pantai Afrika (Gbr. 12). Ini mewakili bagian yang muncul dari gunung berapi perisai besar memanjang barat barat berumur Mio-Holosen, dibangun di atasnya Kerak samudera Kapur Bawah antara anomali magnetik M4 (126,7 juta tahun) dan M16 (139,6 juta tahun) (Klitgord dan Schouten, 1986). Lava Madeiran sebagian besar merupakan basal alkali olivin tetapi juga mencakup komposisi yang berkisar dari basanit hingga mugearit (misalnya Hughes dan Coklat, 1972; Schmincke dan Weibel, 1972; Schmincke, 1973; AiresBarros dkk., 1974; Zbyszewski dkk., 1975; Mata dkk.,

1998). Magma komposisi yang lebih berkembang terdapat di beberapa tanggul trachytic dan di endapan batu apung trachytic yang terletak di pantai selatan pulau terkait dengan letusan hidro-Plinian yang terjadi pada zaman Pleistosen (Brum da Silveira dkk., 2010a). Batuan beku faneritik jarang terjadi dan gabro feldspathoidal dan essexites terjadi di beberapa lokasi (Silva et al., 1975).

Peta geologi pertama Madeira (Lembar A dan B, skala 1:50.000) (Zbyszewski et al., 1974a, 1974b), diterbitkan pada awal tahun 1970an oleh Survei Geologi Portugis (Serviços Geológicos de Portugal), adalah juga orang pertama yang membuat stratigrafi pulau itu. Itu membedakan lima Kompleks Vulkanik (masing-masing dari yang tertua hingga termuda):

- β1 Kompleks Vulkanik Mio-Pliosen;
- β2 – Kompleks Vulkanik pasca-Miosen;
- β3 – Kompleks Vulkanik pasca-Miosen;
- β4 – Kompleks Vulkanik Basaltik;
- β5 – Lava Basaltik Terbaru.

Namun, meskipun nilainya tidak diragukan lagi, ini stratigrafi pertama mengandung kekurangan dan ketidakakuratan yang signifikan dan memang demikian tidak mencerminkan evolusi vulkanik yang kompleks dan sejarah geologi Madeira. Kelemahan-kelemahan berikut dapat ditonjolkan: i) hanya ada satu jenis satuan litostratigrafi (Kompleks), yang membatasi detail dan pemahaman tentang catatan stratigrafi; ii) tidak ada kerucut scoria dan endapan piroklastik (distal) yang dipetakan yang mempunyai informasi stratigrafi dan akibatnya tidak mungkin untuk menghubungkannya dengan salah satu dari lima Kompleks; iii) peta geologi sebagian besar didasarkan pada kriteria litologi dan mengasumsikan stratigrafi bertumpuk yang terkikis; itu mewakili posisi satuan β1 sampai dengan β4 menggunakan kriteria altimetri, sedangkan kontak geologi digambarkan mengikuti garis kontur.

Interpretasi ini menunjukkan, secara tidak realistis, bahwa lapisan vulkanik tersebut bertumpuk dari waktu ke waktu dengan cara yang teratur, tanpa ketidakselarasan yang besar (bersudut atau sebaliknya) di antara rangkaian gunung berapi, sehingga menghasilkan struktur horizontal yang terkikis pada sejarah geologi Madeira pada tahap akhir. Satu-satunya pengecualian dibuat untuk unit stratigrafi termuda (β5), yang sesuai dengan basaltik aliran lava (total tiga) di dalam lembah Seixal dan S. Vicente yang menutupi tebing laut Porto Moniz.

Selanjutnya, beberapa penulis telah menerbitkan sketsa geologi alternatif kecil (mis. Mitchell-Thome, 1976; Carvalho dan Brandão, 1991; Alves dan Forjaz, 1991; Prada dan Serralheiro, 2000) atau sedikit berbeda model stratigrafi (misalnya Mata, 1996; Geldmacher et al., 2000; Geldmacher dkk., 2005). Pada tahun 2010, Brum da Silveira dkk. (2010a, 2010b) menerbitkan yang baru peta geologi (Lembar A dan B, skala 1:50.000) (lihat Gambar 12 untuk sektor peta ini) dan Catatan Penjelasan yang menetapkan stratigrafi gunung berapi baru berdasarkan penelitian lapangan yang terperinci (peta dasar skala 1:10.000) dan integrasi data dari disiplin ilmu seperti geomorfologi, geologi struktural, lubang bor dan catatan geoteknik (sebagian besar diperoleh dari terowongan jalan), dan penginderaan jauh.



Gambar 6.12: Peta lokasi Madeira dan disarikan dari Peta Geologi Pulau Madeira, Lembar A skala 1:50.000 (Brum da Silveira et al., 2010a). Legenda: CVM2  $\beta$  – Penha de Águia Formasi (aliran lava basaltik); CVM2 pi – Formasi Penha de Águia (endapan piroklastik) CVM3  $\beta$  - Formasi Curral das Freiras (aliran lava basaltik); CVS1  $\beta$  – Formasi Lombos (aliran lava basaltik); Gambar CVS1 –Formasi Lombos (kerucut scoria); CVS2  $\beta$  – Formasi Funchal (aliran lava basaltik); Gambar CVS2 – Formasi Funchal (kerucut scoria); CVS2 pih T –Formasi Funchal (endapan jatuhan batu apung trachytic hidro-Plinian) (Joan Marti,2018)

Pemetaan dan stratigrafi ini berusaha untuk memasukkan klasifikasi yang rumit untuk pertama kalinya , variasi temporal dan spasial dalam agradasi (vulkanik konstruksional fitur, penguburan sedimen) dan degradasi (erosi, pemborosan massal, proses keruntuhan sisi), dan juga memperhitungkan distribusi variabel dan jenis ventilasi erupsi (ventilasi tunggal, sumber titik vent, celah vulkanik yang dikelompokkan).

Dengan cara ini, dengan menggunakan unit litostratigrafi untuk klasifikasi stratigrafi, Brum da Silveira dkk. (2014) menggambarkan setiap Kompleks Vulkanik sesuai dengan fase pembangunan tunggal gunung berapi perisai Madeira:

'Kompleks Vulkanik Bawah' (CVI – 'Complexo Vulcânico Inferior') (Miosen N6–7 Ma) mewakili tahap akhir vulkanisme bawah laut; 'Kompleks Vulkanik Menengah' (CVM – 'Complexo Vulcânico Médio') (Plio-Pleistosen ~5,57–1,8 juta tahun yang lalu) berhubungan dengan tahap bangunan utama vulkanisme subaerial; dan 'Vulkanik Atas Kompleks' (CVS – 'Complexo Vulcânico Superior') (Pleistosen dan Holosen ~1,8–0,007 juta tahun yang lalu) menunjukkan tahap akhir penutupan gunung berapi dan vulkanisme pasca erosi.

Interval usia untuk setiap Kompleks didasarkan pada studi geokronologi terbitan yang tersedia dan ditempatkan di konteks skema stratigrafi baru (Watkins dan Abdel-Monem, 1971; Feraud dkk., 1984; Ferreira dkk., 1988; Mata dkk., 1995; Mata, 1996; Geldmacher dkk., 2000; Ribeiro dkk., 2005; Klugel dkk., 2009; Ramalho dkk., 2015). Menurut Brum da Silveira dkk. (2014), masing-masing Kompleks Vulkanik terdiri dari beberapa unit litostratigrafi primer (Formasi), yang ditentukan menurut ciri litologi klasik dan kriteria lain seperti alterasi, pelapukan (adanya paleosoils), posisi stratigrafi relatif, fitur struktural dan lokasi pusat letusan.

Meskipun demikian, dalam rangkaian basaltik monoton yang berubah yang membentuk sebagian besar bangunan vulkanik Madeira, hampir mustahil untuk membedakan unit litostratigrafi mengingat keberadaannya tidak ada perbedaan litologi yang besar dan data petrologi dan geokimia yang tersedia tidak mencukupi. Dengan demikian, identifikasi ketidakselarasan utama dalam rangkaian vulkanik basal (s.l) sangat penting memisahkan tahapan utama evolusi gunung berapi di pulau itu (Gbr 6.13) sebagai mereka mewakili diskontinuitas penting dalam catatan stratigrafinya umumnya menyatakan periode erosi yang signifikan (Gbr 6.14) yang sering terjadi terlihat jelas oleh endapan epiklastik. Oleh karena itu, Formasi yang dipetakan di Madeira dibatasi oleh ketidakselarasan besar (angular, paraconformity dan jenis ketidaksesuaian) (Gbr 6.15) dan pada saat yang sama dapat diidentifikasi sebagai unit stratigrafi atau sintesis yang dibatasi ketidaksesuaian bahwa batas-batas fisik mereka bertepatan.

Dengan demikian, Kompleks Vulkanik Bawah (CVI) terdiri dari 'Porto Formasi da Cruz' (CVI 1), tersusun dari batuan yang sangat lapuk berasal dari hidrovulkanik (kebanyakan endapan breksi hidroklastit) dan 'Formasi Lameiros' (CVI 2), suatu rangkaian pengendapan dari endapan karbonat laut dangkal yang bersifat fosil (Ramalho et al., 2015).



Gambar 6.13 : Di pantai selatan Madeira, dekat Cabo Girão, tebing laut setinggi 250 m menampilkan rangkaian aliran lava basaltik (menurun ke arah timur) dari Formasi Lombos-Atas Kompleks Vulkanik (CVS 1) yang mencakup rangkaian basaltik horizontal yang tidak selaras dari Formasi Curral das Freiras – Kompleks Vulkanik Menengah (CVM 3). Permukaan ini adalah ketidakselarasan bersudut yang pada dasarnya dibatasi oleh litostratigrafi dan unit sintesis CVS 1, dan mewakili periode erosi evolusi geologi Madeira yang penting (Joan Marti,2018)

Kompleks Vulkanik Menengah (CVM) terdiri dari tiga Formasi: 'Formasi Encumeada' (CVM 1), bercirikan Vulcanian dan Letusan strombolian berasal dari sepanjang celah gunung berapi yang terletak di sektor tengah dan timur pulau; 'Formasi Penha d'Águia' (CVM 2), ditandai dengan banyak letusan (Strombolian dan Hawaii) yang mengeluarkan lava dalam jumlah besar dari sistem retakan sepanjang zona keretakan vulkanik barat daya dan peningkatan kemunculannya secara signifikan volume pulau; dan 'Formasi Curral das Freiras' (CVM 3), ditandai dengan letusan Hawaii di sepanjang celah timur barat dengan garis sejajar pusat letusan yang bertanggung jawab atas pertumbuhan pulau itu sektor barat.

Terakhir, Kompleks Vulkanik Atas (CVS) terdiri dari dua Formasi: 'Formasi Lombos' (CVS 1), terkait dengan final pembatasan bangunan vulkanik Madeira, dan 'Formasi Funchal' (CVS 2), ditandai dengan letusan gunung berapi basaltik dan trachytic yang terjadi bersamaan dengan morfologi saat ini, dan endapan longsoran puing yang terkait dengan pergerakan massa penting dan peristiwa keruntuhan sayap.



Gambar 6.14 : Di wilayah Curral das Freiras, bagian lereng curam setinggi 550 m menunjukkan ketidakselarasan sudut (permukaan erosi) yang membatasi tiga unit litostratigrafi dan sintemik Kompleks Vulkanik Menengah: Formasi Curral das Freiras - CVM 3 (menurun ke timur), Formasi Penha d'Águia - CVM 2 (menurun ke selatan) dan Formasi Encumeada - CVM 1 (sub-horizontal) (Joan Marti,2018)

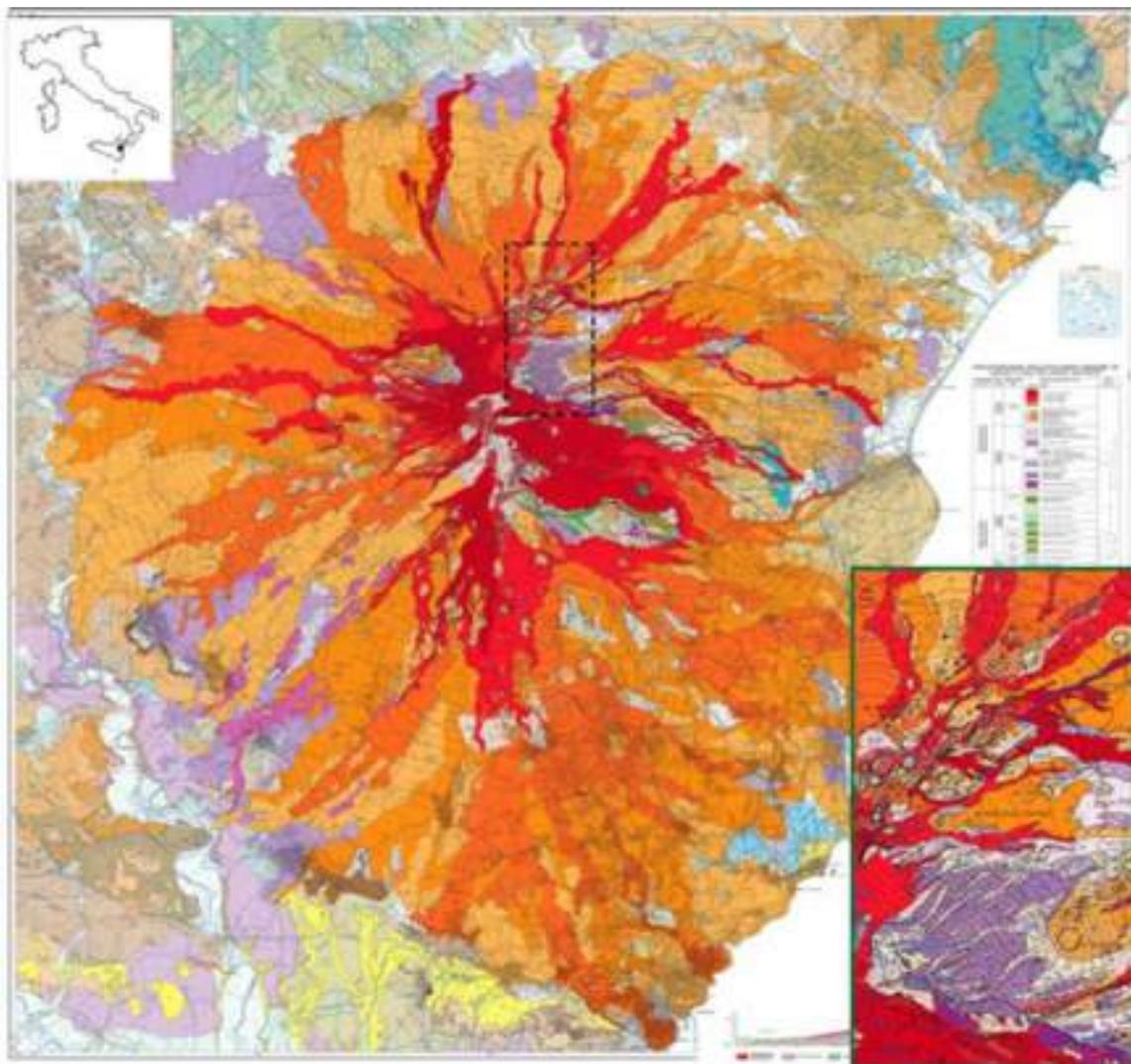


Gambar 6.15 : Foto bagian lereng curam setinggi 450 m di wilayah Rabaças, menunjukkan ketidaksesuaian yang membatasi Formasi Lombos - CVS 1 (subhorizontal), Curral das Formasi Freiras - CVM 3 (menurun ke utara), dan Formasi Penha d'Águia - CVM 2 (menurun ke Selatan) (Joan Marti,2018)

Kedua unit menunjukkan letusan basaltik Hawaii, Strombolian, dan Surtseian dari pusat letusan yang dikelompokkan berdasarkan sumber tunggal atau titik, dan retakan sistem di sepanjang zona keretakan vulkanik baru yang berarah *NW-SE* hingga *WNW-ESE*.

### 6.5.3 Gunung Etna

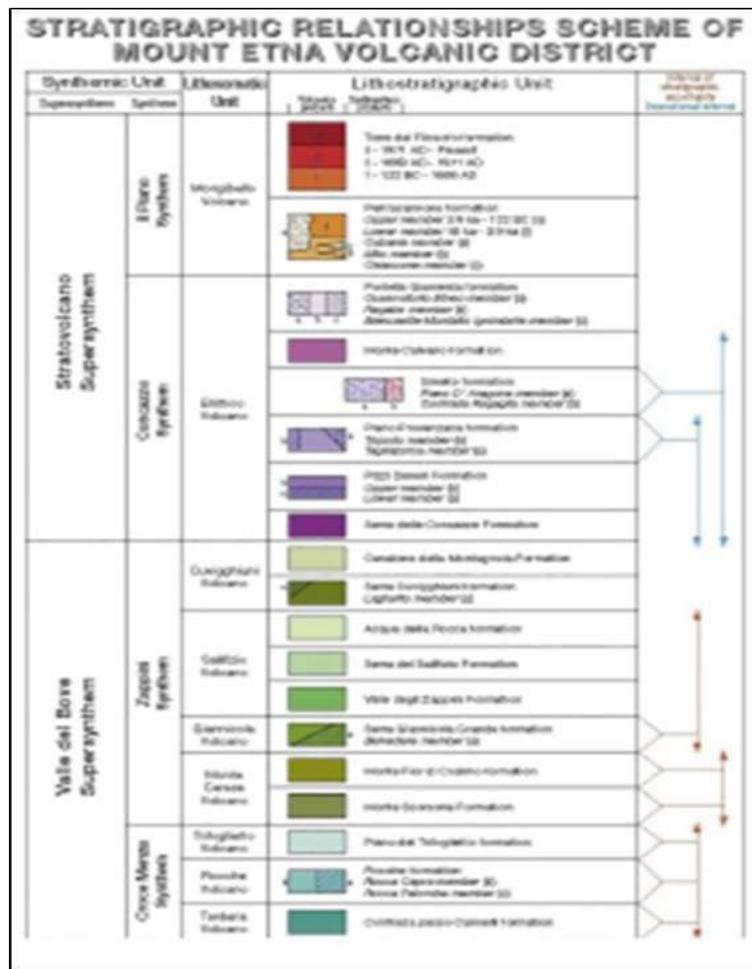
Gunung Etna (3340 m dpl) terletak di sebelah timur Pulau Sisilia (Italia) dan merupakan gunung berapi terbesar dan teraktif di Eropa. Peta geologi baru dari seluruh gunung berapi baru-baru ini diterbitkan di skala 1:50.000 (Gbr 6.16) (Branca et al., 2011).



Gambar 6.16 : Pilihan dari peta geologi Gunung Etna (lihat sisipan kiri atas untuk mengetahui lokasinya) yang diterbitkan oleh Branca dkk. (2011). Kotak putus-putus menunjukkan perluasan sektor NE-Rift terletak di sisipan kanan bawah (Joan Marti,2018)

Pengerjaan peta geologi terkini Gunung Etna dimulai pada tahun 1990an, pada waktu yang sama sebagai persiapan pedoman resmi baru yang dibuat oleh Italia. Survei Geologi untuk Proyek Peta Geologi Nasional pada 1:50.000 skala (Proyek CARG), yang melibatkan pertukaran pengalaman dan diskusi terus-menerus (untuk rincian lihat Branca dkk., 2011).

Upaya pertama tersebut disajikan dalam pedoman resmi Survei Geologi Italia (Pasquare` et al., 1992) Peta ini merupakan contoh penerapan metodologi stratigrafi pada pemetaan gunung berapi komposit, metodologi yang dimilikinya juga telah diterapkan oleh ahli vulkanologi Italia lainnya (misalnya: Manetti dkk., 1995; Rossi dkk., 1996; Bellucci dkk., 1999; Calanchi dkk., 1999; De Rita dkk., 2000; Tranne dkk., 2002a, 2002b; Lucchi dkk., 2010; De Astis dkk., 2007; Branca dkk., 2011).



Gambar 6.17 : Seleksi dari skema hubungan stratigrafi peta geologi Gunung Etna. Setiap unit stratigrafi dapat didefinisikan secara independen satu sama lain. Dua kolom pertama ditampilkan satuan sintesis, yang ketiga satuan litosomatik, dan yang keempat satuan litostratigrafi dengan tingkatan berbeda. Pada kolom terakhir, dua anak panah dengan warna berbeda menunjukkan pengendapan interval satuan tertentu (berwarna biru) bila bersifat eteropik, dan interval keraguan stratigrafi (berwarna merah) karena tidak jelasnya hubungan stratigrafi di lapangan (dari Branca dkk. 2011) dalam Joan Marti, 2018)

Seluruh wilayah Etna adalah ditandai dengan superposisi efusif, eksplosif, dan dikerjakan ulang produk vulkanik, yang bersama-sama mewakili sejarah litologi dan morfologi seluruh gunung berapi dari sekitar 500 ka hingga saat ini, serta hubungan stratigrafi dengan suksesi sedimen di sekitar gunung berapi. Survei lapangan geologi telah dilakukan pada skala 1:5000–1:10,000, bergantung pada paparan dan kompleksitas geologi .

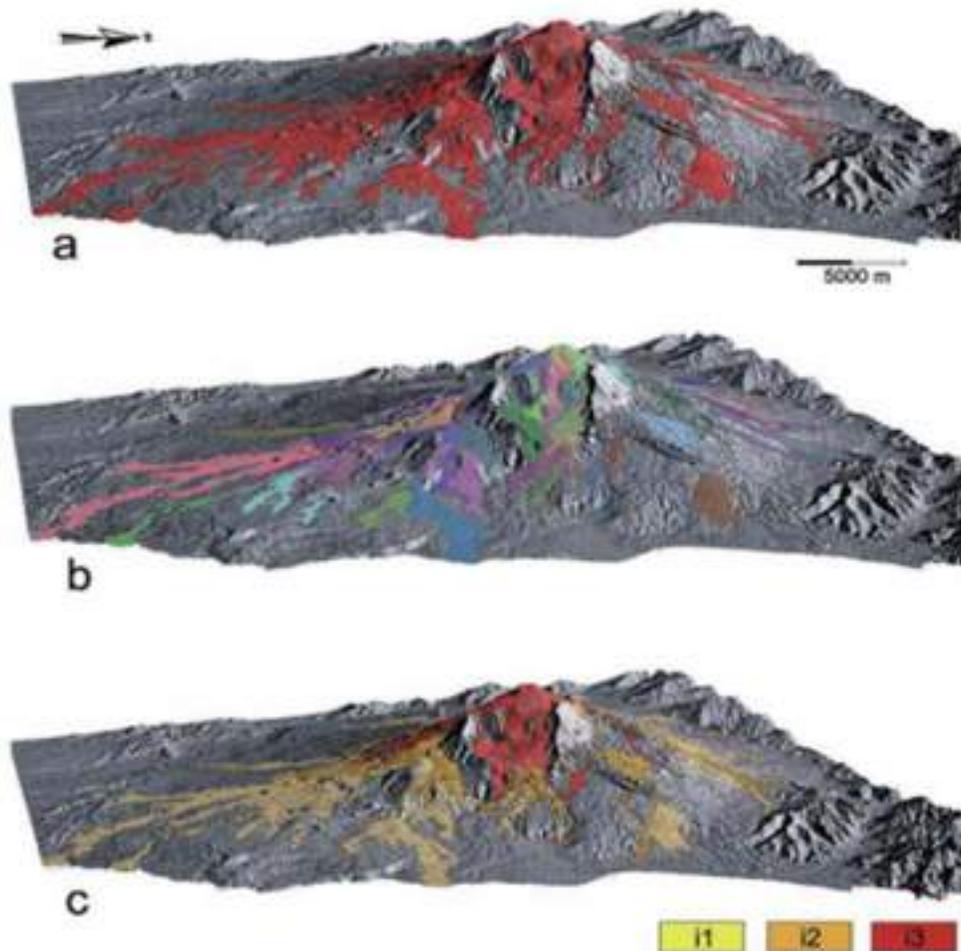
Evolusi stratigrafi distrik vulkanik Gunung Etna (Gbr 6.17) menggunakan kombinasi tiga kategori unit stratigrafi yang berbeda: litostratigrafi, sintemik, dan litosomatik. Setiap jenis satuan stratigrafi didasarkan pada definisi yang tepat sesuai pedoman dari Panduan Stratigrafi Internasional (ISG) (Salvador, 1994) dan mandiri dan terpisah dari yang lain. Litostratigrafi adalah kriteria stratigrafi utama yang digunakan dalam identifikasi unit vulkanik selama survei lapangan Gunung Etna dan dalam representasi kartografinya karena hanya sifat litologi dan hubungan stratigrafi yang dapat segera diidentifikasi selama ini kerja lapangan. Data laboratorium berasal dari petrografi, geokimia dan analisis radiometrik, sebaliknya, memungkinkan definisi unit yang teridentifikasi dengan lebih baik.

Suksesi vulkanik Etna terbagi menjadi litostratigrafi peringkat unit dari formasi ke anggota ketika litologi penting perbedaan diidentifikasi, atau sebagai aliran lava dalam kasus yang termuda produk (terutama selama 15 ka terakhir) (Gbr 6.16 dan 6.18) . Branca dkk. (2011) memetakan formasi termuda menggunakan flow rank. Dalam konteks stratigrafi ini, peringkat aliran atau stratum terdiri dari semua produk vulkanik yang dihasilkan selama satu peristiwa letusan yang berkaitan dengan sisi atau letusan puncak. Untuk formasi Torre del Filosofo (pasca 122 SM letusan) dengan variabilitas litologi yang terbatas dan hampir terus menerus suksesi temporal, lebih dari 100 aliran lava dikelompokkan menjadi tiga interval waktu dan diberi tiga warna berbeda (bukan satu warna sesuai dengan satu unit formasional) (Gbr 6.18). Solusi ini memungkinkan distribusi ruang dan waktu dari aktivitas letusan terkini untuk direpresentasikan, salah satu tujuan utama peta geologi.

Meskipun penggunaan interval waktu tidak sesuai dengan prosedur stratigrafi standar, namun tetap dianggap sebagai alat praktis untuk menampilkan data geologi penting dan vulkanologi kompleks (untuk lebih jelasnya, lihat Branca dkk. 2011).

Tefrostratigrafi memungkinkan beberapa hal endapan kejatuhan yang tersebar luas untuk diidentifikasi sebagai lapisan penanda (Coltelli dkk., 2000; Del Carlo dkk., 2004); hal ini penting untuk korelasi stratigrafi dan penanggalan relatif aliran lava, yang sulit dilakukan karena luas

wilayahnya yang terbatas. Pada peta geologi Gunung Etna (Branca et al. 2011) Ketidakselarasan Unit Stratigrafi Berbatas (UBSU) (Salvador, 1987) juga demikian diadopsi untuk mensintesis evolusi geologi wilayah tersebut (Gbr 6.19) sesuai dengan pedoman ISSC untuk UBSU (Salvador, 1994) dan Survei Geologi Nasional Italia (Pasquarè et al., 1992).



Gambar 6.18 : Pemandangan 3D Gunung Etna dari timur menunjukkan representasi berbeda dari 112 aliran lava dalam formasi Torre del Filosofo yang mencakup 34% dari keseluruhan bangunan Etna: a) satu warna untuk formasi Torre del Filosofo; b) setiap aliran lahar ditampilkan dengan warna berbeda; dan c) aliran lava dikelompokkan menjadi tiga interval waktu dan setiap aliran dapat dibedakan berdasarkan label dan batasnya (hanya di peta geologi, tidak terlihat pada skala ini) (dari Branca et al. 2011) dalam Joan Marti,2018

UBSU memungkinkan interpretasi stratigrafi terkini yang jelas dan obyektif dan daerah vulkanik purba, dan mengelompokkan unit-unit litostratigrafi ke dalam unit sintetik, masing-masing mewakili tahapan gunung berapi yang terdefinisi dengan baik dan evolusi geologi daerah tersebut (misalnya Calvari et al., 1994; Coltelli dkk., 1994; Manetti dkk., 1995; Rossi dkk., 1996;

Bellucci dkk., 1999; Calanchi dkk., 1999; De Rita dkk., 2000; Tranne dkk., 2002a; Lucchi dkk., 2010; Branca dkk., 2011).

Beberapa ketidaksesuaian, berbeda pangkat dan asal, dan termasuk peristiwa-peristiwa seperti periode tenang, fase erosi, pergeseran sistem makan, perubahan mendadak dalam gaya letusan atau peristiwa vulkanotektonik (kaldera atau keruntuhan lateral, dll.) dapat diidentifikasi dalam sukseksi gunung berapi. Untuk alasan ini, sangat penting untuk mengidentifikasi yang paling penting banyak ketidakselarasan menurut 1) jangkauan geografisnya, 2) durasi jedanya, 3) kesatuan perubahan geologi, geomorfologi dan strukturalnya, dan 4) signifikansi vulkanik dan geologisnya.

Oleh karena itu, penting untuk menyingkirkan semua ketidaksesuaian permukaan yang disebabkan oleh penempatan gunung berapi selama periode gunung berapi yang terbatas dan tidak memiliki jeda waktu yang signifikan (misalnya permukaan antara dua aliran lava bergerak atau ketidakselarasan lokal dan terputus-putus dalam suatu bidang aliran lava).

Menurut definisi awal UBSU (Chang, 1975; Salvador, 1987, 1994), penerapannya di daerah vulkanik menghadapi masalah skala (temporal dan spasial), karena jeda biasanya berlangsung singkat (hari hingga ribuan tahun) dan luas wilayahnya terbatas.

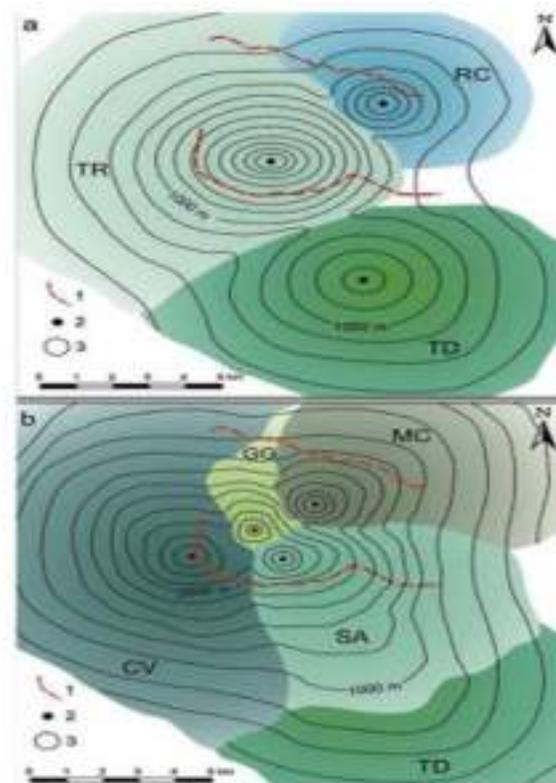
Di sisi lain, supersynthems memungkinkan kita mengidentifikasi secara objektif fase evolusi utama yang terjadi di daerah vulkanik dan terkait mereka terhadap variasi tekanan tektonik regional dan regional lainnya peristiwa seperti perubahan eustatik (Branca et al., 2004; 2011b; Bellotti dkk., 2006; Lucchi dkk., 2010).

Selain dua kategori unit stratigrafi sebelumnya, Branca dkk. (2011) juga menerapkan unit litosomatik informal untuk meningkatkannya representasi lokasi spasial dan sebaran yang berbeda-beda pusat letusan, diidentifikasi berdasarkan morfologinya jika masih dapat dikenali dan posisi stratigrafi (Gbr 6.19). Mereka menggunakan litosom untuk membedakannya stratokon besar yang secara morfologis terawetkan dalam sukseksi vulkanik. Litosom diberi nama dengan istilah 'gunung berapi' ditambah nama geografis (Gbr 6.19). Solusi ini melestarikan 1) sejarah nama pusat poligenetik, dan 2) membantu non-geolog memahami evolusi gunung berapi melalui pembacaan peta geologi yang mudah.

Kesimpulannya, susunan stratigrafi baru Gunung Etna, yang direkonstruksi melalui pemetaan lapangan terkini (Gambar 16, Branca et al., 2011), memberikan model evolusi yang

modern dan terkini dari kompleks stratovolcano ini (Barreca et al., 2018) dalam penentuan usia kombinasi antara  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  (De Beni dan Groppelli, 2010).

Sebenarnya radiometrik data memungkinkan usia unit vulkanik dan jeda temporal dibatasi, dan mengungkapkan pentingnya ketidakselarasan utama yang ditemukan dalam suksesi gunung berapi. UBSU mengidentifikasi empat fase evolusi utama (Tabel 6.1 di mana, sebagai perbandingan, fase utama berbeda rekonstruksi vulkanik Etna dari waktu ke waktu ditampilkan).



Gambar 6.19 : Lokasi dan rekonstruksi bangunan vulkanik utama (litosom) yang terbentuk selama Valle del Bove Supersynthem. a) Croce Menza Synthem dan b) Zappini Sintesis. Simbol: 1) Tepi Valle del Bove; 2) ventilasi puncak; 3) garis kontur (kesamaan jarak 200m). Simbol gunung berapi: CV) Cuvigghiuni; GG) Giannicola; pembawa acara) Monte Cerasa; SA) Salifizio; TD) Tarderìa; TR) Trifoglietto; RC) Rocche (dari Branca dkk., 2011) dalam Joan Marti,2018

Tabel 6.1 : Tabel perbandingan yang menunjukkan berbagai rancangan evolusi stratigrafi Gunung Etna yang dibuat oleh penulis sejak abad kesembilan belas. Tanda bintang pada kolom ‘Chester dkk.’ mengacu pada pusat yang diidentifikasi oleh McGuire (1982). SGI F 625 Acireale (2009) hanya mengacu pada sisi timur Gunung Etna (dari Branca et al., 2011) dalam Joan Marti, 2018

WALTERSHAUSEN, 1843-1861	RITTMANN, 1973	ROMANO, 1962	CHESTER <i>et alii</i> , 1985	KIEFFER & TANGUY, 1993	BRANCA <i>et alii</i> , 2004	SGI, F. 625-Acireale 2009	BRANCA <i>et alii</i> , 2011
Last Moderne Late del Medioevo Late senza epoca (Mongibello)	Mongibello	Recent Mongibello	Recent Mongibello	Mongibello Moderne			Stratovulcano Superstromo
		Ancient Mongibello Late vulcani Ellittico vulcani	Ancient Mongibello Late vulcani Ellittico vulcani Balsoreo vulcani Grogghiano vulcani* Vulcani vulcani	Mongibello Recent	Stratovulcano piase Mongibello vulcani Ellittico vulcani	Il Piano System Mongibello vulcani Concazze System Ellittico vulcani	Il Piano System Mongibello vulcani Concazze System Ellittico vulcani
Formazione Centrale (Tirigietto)	Tirigietto II vulcano	Tirigietto Unit Irera Giammoia Piana vul. Vulcani Balsoreo vulcani Zoccolato vulcani Tirigietto II vulcani	Tirigietto Tirigietto II Unit* Tirigietto II Pseudolite*	Grogghiano Vulcani Zoccolato Tirigietto II sore effusive Tirigietto II sore periclastic	Valle del Basso centro piase Grogghiano vulcani Joppo vulcani Giammoia vulcani Tirigietto vulcani Erebo vulcani Tirigietto vulcani	Giammoia System Grogghiano vulcani Zapparo System Joppo, Giammoia, vulcani	Valle del Basso Superstromo Zapparo System Grogghiano, Joppo, Giammoia, Mare Crata vulcani Crata Mare System Tirigietto, Raso, Tirigietto vulcani
	Tirigietto I vulcano	Ancient Alkaline Center Tirigietto I vulcani Calanna vulcani Monte Py vulcani	Pre-Tirigietto Tirigietto I vulcani Calanna vulcani Tirigietto vulcani	Tirigietto I Calanna Irera Ancien	Timpe piase	Acireale System Tirigietto, Raso, Tirigietto vulcani	Timpe Superstromo S. Aliso System Acireale System
Basil	Pre-Etnean volcanic activity	Basil Subalkaline Lava	Basil Tholeiitic Volcanics	Premiere eruption de l'Etne	Basil Tholeiitic piase	Timpe System	Basil Tholeiitic Superstromo Acireale System Ac. Tirica System

### 6.5.4 Diskusi

Seperti dalam stratigrafi konvensional, pemetaan geologi di daerah vulkanik juga cenderung menggunakan kaidah formal dan, kadang-kadang juga informal. Unit litostratigrafi digunakan untuk menetapkan stratigrafi gunung berapi Tefrostratigrafi digunakan untuk mengkorelasikan medan distal sedimentasi non-vulkanik dan penurunan cekungan yang membentuk gambaran rinci tentang peristiwa vulkanik tunggal (Di Capua dkk., 2016a, 2016b; Di Capua dan Gropelli, 2016).

Adanya tujuan berbeda dalam studi stratigrafi vulkanik menghasilkan beberapa nomenklatur stratigrafi dan kriteria untuk mengidentifikasi dan membagi unit stratigrafi, yang dapat menimbulkan kebingungan dan, yang lebih penting, interpretasi dan pemahaman model stratigrafi vulkanik yang tidak homogen di kalangan ahli vulkanologi dan geologi pada umumnya, ketika kita mencoba membandingkan berbagai model stratigrafi vulkanik.

Kawasan dengan umur yang berbeda dan dengan tingkat pelestarian yang berbeda, dan padahal tujuan setiap penelitian mungkin juga berbeda. Terlepas dari perbedaan potensial antara daerah vulkanik yang stratigrafinya unit vulkanik harus ditetapkan dengan mengikuti metodologi yang sistematis, jika tidak, hasil yang diperoleh mungkin tidak dapat dibandingkan. Misalnya,

unit yang diidentifikasi sebagai formasi vulkanik dalam beberapa penelitian mungkin muncul pada orang lain sebagai anggota atau kelompok, atau bahkan diidentifikasi sebagai unit tufa atau nama lain oleh siapa pun yang sekedar menunjukkan sifat umum gunung api serangkaian unit stratigrafi yang terkait secara spasial dan temporal.

Meskipun informasi ini pada dasarnya dapat dipahami dengan cara yang serupa ahli vulkanologi lapangan, hal ini dapat menyebabkan banyak kesalahpahaman di antara jenis ahli geologi lapangan lainnya, khususnya mereka yang melakukan eksplorasi medan vulkanik untuk tujuan ekonomi dan energi mengingat hal itu unit vulkanologi litostratigrafi mungkin tidak memiliki padanan yang jelas dalam stratigrafi konvensional. Demikian pula, sintesis vulkanologi mungkin terjadi tidak setara dengan sintesis stratigrafi konvensional dan kadang-kadang dapat memberikan peringkat stratigrafi yang sama pada dua peristiwa yang tidak sebanding baik dalam waktu atau luas wilayah.

Contoh-contoh yang diberikan memberikan contoh masalah ini dan menggambarkan dengan baik situasi umum dalam vulkanologi modern mengenai studi stratigrafi dari medan vulkanik. Apakah kelompok dari Las Cañadas, kompleks vulkanik dari Madeira dan sintesis dari Etna secara stratigrafi?, setara? Jika disertakan formasi dan anggota yang ditentukan di Las Cañadas dan suksesi stratigrafi yang sebanding dengan Etna maka sistematika stratigrafi yang sama apakah bisa diterapkan pada gunung berapi pusat dan gunung berapi monogenetik? Ini hanyalah daftar singkat pertanyaan dari pertanyaan yang lebih panjang mungkin muncul ketika membandingkan studi kasus sebelumnya. Ini bukan merupakan kritik terhadap penelitian yang dilakukan di bidang-bidang ini dan banyak bidang lainnya karena, secara individual, semuanya relevan dan mewakili ilmu pengetahuan yang baik; namun demikian, mereka mengungkapkan bahwa karena kurangnya stratigrafi yang sistematis, hasil yang diperoleh pada setiap kasus tertentu mungkin tidak dapat diterapkan atau dibandingkan dengan orang lain. Ada baiknya mengajukan pertanyaan-pertanyaan berikut: 1) haruskah kita jangan ragu untuk menerapkan kriteria stratigrafi kami sendiri apa pun subjeknya pelajaran kita?; 2) haruskah kita merasa bebas untuk menerapkan kriteria stratigrafi (baru) kita sendiri bahkan ketika orang lain telah berupaya keras untuk menetapkan kriteria stratigrafi untuk wilayah yang sama?; 3) haruskah kita jangan ragu untuk tidak menerapkan stratigrafi konvensional ketika melakukan studi stratigrafi vulkanik?; dan 4) haruskah kita bebas menerapkan satuan stratigrafi konvensional namun dengan kriteria berbeda? Menurut pendapat kami, semuanya pertanyaan-pertanyaan ini memerlukan

jawaban yang sama – yaitu ‘tidak’ – jika kita menginginkannya melakukan penelitian yang seluruh komunitas vulkanologi (dan geologi) akan memahaminya dengan cara yang sama. Inilah alasan mengapa kami mempertimbangkannya sangat penting untuk menggunakan terminologi stratigrafi vulkanik formal, yang dapat dipahami secara umum, yang menggunakan istilah satuan stratigrafi vulkanik yang didefinisikan dan diberi nama sesuai dengan pedoman yang ditetapkan secara konvensional, seperti yang terjadi pada stratigrafi konvensional. Oleh karena itu, kami menganggapnya sebagai syarat pertama stratigrafi vulkanik harus menggunakan, sesering mungkin, kriteria yang tercantum dalam stratigrafi konvensional dan mengadopsi pendekatan tertentu hanya jika hal ini tidak sesuai. mungkin. Inilah sebabnya mengapa penggunaan unit litostratigrafi formal (Grup, Formasi, Anggota, Tempat Tidur) sebagaimana didefinisikan ulang oleh Fisher dan Schmincke (1984) mungkin merupakan pendekatan terbaik dan paling sederhana. Namun, kita harus begitu menyadari bahwa setiap studi vulkanologi mungkin memiliki tujuan tertentu sehingga penggunaan stratigrafi tersebut mungkin tidak cukup jika informasi yang dikumpulkan bertujuan lebih dari sekedar rekonstruksi catatan geologi. Misalnya, batuan vulkanik mungkin muncul di daerah purbakala sebagai unit individu dalam catatan geologi.

Dalam kasus seperti itu, jika tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengembangkan suksesi stratigrafi umum di wilayah tersebut, stratigrafi konvensional mungkin cukup. Namun, jika tujuannya adalah untuk mempelajari lebih detail setiap satuan batuan, satuan vulkanik yang memiliki kontak yang lebih tidak selaras mungkin jauh lebih kompleks daripada medan sedimen sehingga penggunaan stratigrafi konvensional mungkin tidak dapat dilakukan.

Dalam kasus serupa, dalam penilaian bahaya di wilayah vulkanik baru-baru ini atau gunung berapi aktif, kita akan tertarik untuk mengidentifikasi dan memisahkan produk letusan tunggal, sehingga stratigrafi konvensional mungkin harus diadaptasi sebagai kriteria untuk menetapkan formal unit stratigrafi vulkanik mungkin tidak mudah untuk menempatkan material vulkanik yang spesifik memfasilitasi munculnya sejumlah besar ketidakselarasan kecil dan sedang serta variasi fasies yang cepat yang tidak memiliki terjemahan literal ke dalam stratigrafi konvensional. Namun, kita harus mencoba, bila memungkinkan, untuk mengidentifikasi simpanan milik peristiwa letusan yang sama sebagai cara untuk membangun stratigrafi lengkap suksesi vulkanik.

Unit vulkanik bisa menjadi stratigrafi yang sangat baik penanda dan inilah sebabnya daerah vulkanik purba telah menderita tektonisme dan/atau erosi berikutnya sangatlah penting, namun tidak mudah, untuk mengenali satuan letusan tunggal. Di medan yang lebih terpelihara dan lebih baru identifikasi unit letusan tunggal juga penting untuk korelasi tujuan dan untuk menetapkan stratigrafi relatif gunung berapi sukseksi dan, dalam kasus gunung berapi aktif atau medan vulkanik, untuk menentukan gaya vulkanisme dan kemungkinan variasinya dari waktu ke waktu.

Penggunaan UBSU untuk mengidentifikasi sukseksi endapan vulkanik dibatasi oleh ketidaksesuaian mungkin tepat jika peringkat ketidaksesuaian ini dapat ditentukan dengan jelas. Kelebihan dalam identifikasi ketidaksesuaian kecil dapat mengakibatkan salah tafsir atas temporal variabilitas sukseksi vulkanik karena ketidakselarasan ini mungkin terjadi tidak mewakili jeda waktu yang penting atau perubahan dinamika letusan.

Hal yang sama mungkin terjadi pada ketidaksesuaian sedang yang tidak berdampak seluruh gunung berapi atau bidang vulkanik. Namun, kehadiran minor dan ketidakselarasan sedang harus ditunjukkan dalam litostratigrafi formal karena dapat mewakili peristiwa inter-erupsi dalam evolusi sistem vulkanik. Ketidakselarasan besar disebabkan oleh gerakan tektonik atau episode non-pengendapan/erosi regional dapat membenarkan penggunaan *synthes* sebagai unit stratigrafi mengingat mereka juga dapat ditafsirkan dalam konteks stratigrafi konvensional. Selain definisi yang tepat tentang tujuan yang ingin dicapai, kapan melakukan stratigrafi vulkanik sangat penting untuk menetapkan skala waktu proses vulkanik yang tercatat dalam catatan geologi.

Proses vulkanik bisa berlangsung lama atau pendek (bahkan pada skala manusia) peristiwa geologi sehingga diperlukan skala waktu yang tepat ditugaskan ke masing-masing unit yang termasuk dalam stratigrafi. Kolaborasi erat antara ahli geologi lapangan dan ahli geokronologi selama kerja lapangan dan analisis laboratorium sangat penting untuk menghasilkan interpretasi hasil radiometrik yang berkualitas dan menetapkan kronostratigrafi dari sukseksi vulkanik. Data geokronologis sangat relevan bagian dari kerangka sintetik karena memungkinkan jeda direpresentasikan oleh ketidaksesuaian yang akan diukur dan makna vulkanogeniknya menjadi lebih dipahami sepenuhnya (De Beni dan Gropelli, 2010). Namun, memang demikian Penting juga untuk diingat bahwa stratigrafi vulkanik harus ditetapkan

pertama dengan kriteria lapangan dan kemudian, jika memungkinkan, dikonfirmasi dengan data geokronologis; proses ini tidak boleh dilakukan sebaliknya arah.

Stratigrafi vulkanik adalah topik utama dalam vulkanologi karena memberikan data dasar untuk studi yang lebih rinci; stratigrafi dan penerapannya pada pemetaan menyerupai gudang yang menyimpan data letusan masa lalu dan fenomena inter erupsi yang mungkin memiliki dampak signifikan terhadap penilaian bahaya gunung berapi, gambaran vulkanologi, studi petrografi, geokimia dan petrologi, serta model geofisika. Namun, seperti yang telah kita lihat dalam ulasan ini, sistematisasinya stratigrafi vulkanik masih tertunda dan memerlukan tindakan segera.

Kompleksitas stratigrafi medan vulkanik seringkali menghalangi penerapan norma-norma stratigrafi konvensional. Namun, ini adalah tidak ada alasan untuk berperilaku tidak konsisten ketika mendefinisikan stratigrafi untuk digunakan dalam suatu penelitian. Jika tidak, hasilnya tidak akan sebanding dan yang lebih penting, banyak kebingungan dapat terjadi mengenai arti sebenarnya dari stratigrafi vulkanik. Hal ini mungkin sangat relevan ketika ahli geologi yang mengeksplorasi sumber daya ekonomi dan energi di daerah vulkanik mencoba menerapkan apa yang telah didefinisikan oleh ahli vulkanologi secara lebih mendalam. Jelasnya, pendekatan sistematis perlu diterapkan jika kita ingin melakukan hal ini adalah menjadikan studi stratigrafi vulkanik lebih berharga sebagai alat penelitian.

Kami merekomendasikan untuk memastikan bahwa konsep stratigrafi vulkanik dan metodenya sedapat mungkin mirip dengan stratigrafi konvensional karena medan vulkanik merupakan bagian dari catatan geologi dan dalam banyak kasus harus ditafsirkan dalam kerangka yang lebih luas dari sekedar sistem vulkanik. Dalam pengertian ini, kombinasi fasies model yang memungkinkan definisi unit litostratigrafi formal dan definisi yang tepat serta peringkat ketidakselarasan vulkanik utama tampaknya merupakan cara terbaik untuk mengatasi revisi sistematis stratigrafi vulkanik ini, yang merupakan tugas yang harus dilakukan oleh Komisi Geologi Gunung Api IAVCEI.

#### **6.5.5 Fasies Vulkanik**

Konsep fasies banyak digunakan dalam studi batuan sedimen dan juga dapat memberikan manfaat alat untuk mempelajari produk vulkanik (Walker, karena fosil jarang ditemukan di tumpukan gunung berapi, dan penggunaan penanggalan radiometrik dan batuan secara ekstensif

geokimia umumnya tidak praktis saja litostratigrafi ditinggalkan oleh tumpukan vulkanik dipetakan secara stratigrafi. Namun, gunung berapi tumpukan tersebut mengandung satuan litologi yang sangat mirip penampilan dengan distribusi yang sangat kompleks.

Metode stratigrafi standar terurai karena satu satuan litologi bisa tiba-tiba menghilang atau tidak dapat dengan mudah dibedakan yang lain. Fasies di sisi lain lebih banyak berkelanjutan dan memiliki lebih kompleks dan karenanya karakteristik yang lebih khas. Meskipun perlu dicatat bahwa fasiesnya ditangani Fasies adalah kumpulan batuan yang berdekatan dan jelas karakteristik pemersatu yang dapat diidentifikasi. Sebuah fasies model adalah sekelompok fasies terkait. Satu fasies skalanya dapat berkisar dari singkapan hingga tingkat regional, tetapi paling berguna didefinisikan pada perantara skala.

Konsepnya sangat mirip dengan pembentukan yang salah satu tujuannya adalah untuk membentuk tubuh yang dapat dipetakan. Namun, fasies vulkanik juga demikian saling berhubungan satu sama lain sebagai bagian dari gunung berapi pusat, dan identifikasi fasies yang dimilikinya nilai prediktif, padahal hal ini tidak perlu terjadi untuk formasi yang berbeda. Fasiesnya mungkin berbeda bagian dari satu formasi dan terdiri dari banyak satuan litologi. Oleh karena itu ada dua yang berbeda kumpulan karakteristik pemersatu suatu fasies, satu dengan di sini adalah asosiasi fasies yang ketat. komposisi dan satu spasial. Sekumpulan dari ciri-ciri komposisinya adalah: apa yang khusus jenis litologi ada, dan dalam apa proporsi? Ciri-ciri spasialnya adalah: apa adanya hubungan dengan fasies yang berbatasan, dan apa adanya distribusinya sehubungan dengan letusan tengah?

### **6.5.6 Pembagian Fasies Vulkanik**

Pembagian litologi pada fasies vulkanik berada di antara lava, piroklastik, dan epiklastik. Ciri utama lava adalah ketebalannya dan derajat autobreksiasi. Fitur utama piroklastik adalah ketebalan lapisan dan ukuran dan sifat klas. Sehubungan dengan epiklastik yang paling penting adalah membedakan aliran massa endapan dari endapan fluvial. Mineralogi karakteristik mungkin unik untuk individu satuan litologi, daripada mengkarakterisasi fasies secara keseluruhan, dan harus digunakan dengan hati-hati.

Namun, hal ini tidak berarti terlalu besar perbedaan mineralogi harus diabaikan. Fasies vulkanik sangat bervariasi antar yang berbeda jenis pusat letusan yang berbeda secara mineralogi, dan hal ini selalu mungkin untuk tumpang tindih, khususnya jika terdapat

kesenjangan waktu yang signifikan diantara mereka. Di sisi lain, sama saja pusat letusan dapat memproduksi secara mineralogi produk yang berbeda pada waktu yang berbeda. Untuk menentukan karakteristik spasial diperlukan menggabungkan data geologi dari sejumlah titik yang berbeda untuk mengidentifikasi fasies dan perubahan progresif di dalamnya. Tipe dari fasies yang berbatasan dan arah letaknya diprediksi. Asal mula batas memnya merupakan hal yang penting. Pada individu vulkanik yang tidak terganggu batas biasanya gradasi. Batas-batas tersebut menunjukkan bahwa terdapat tumpang tindih terutama pada pusat gunung berapi, terdapat kerusakan akibat erosi ataupun kerusakan struktural.

### **6.5.7 Model Facies Untuk Stratovolcano Bersifat Andesitik**

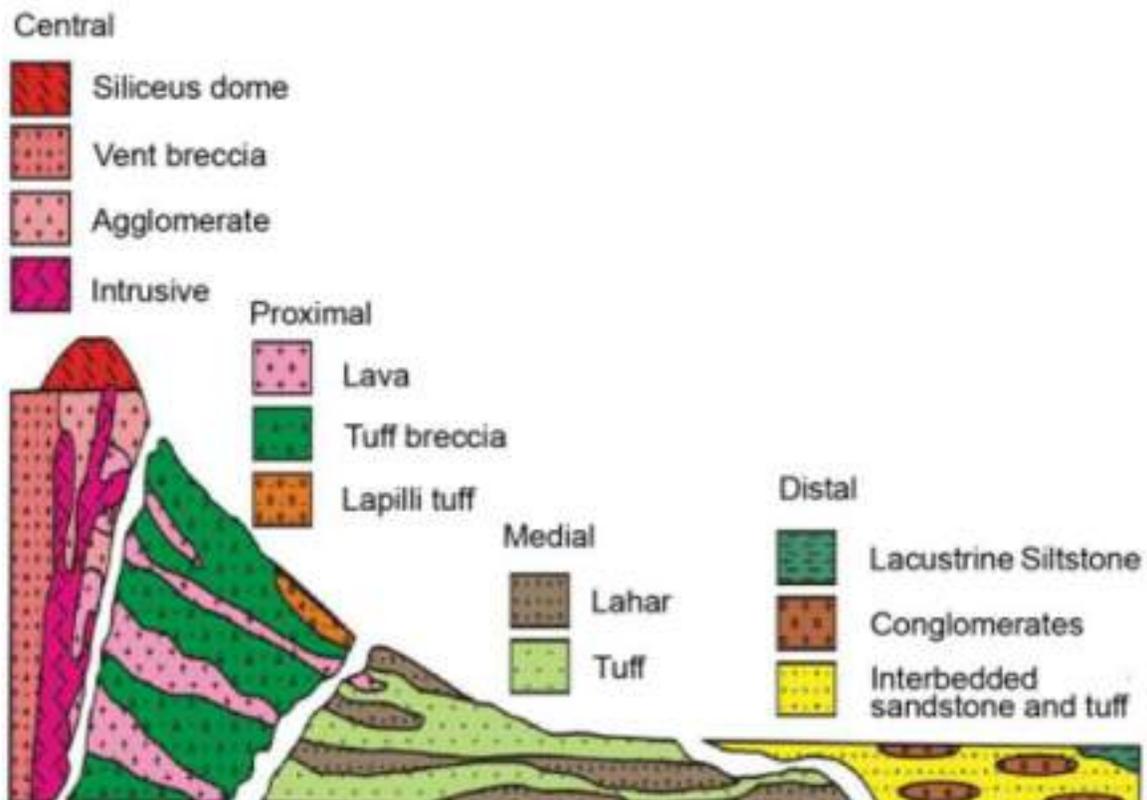
Sejumlah model fasies semakin bertambah kompleksitasnya, karena gunung berapi andesit telah dibangun maju. Model asli Williams dan (1979) mendefinisikan tiga fasies terpisah, meskipun keberagaman mungkin terjadi, misalnya model dan Davies Smith (1987) dan Cas dan Wright (1988). Namun semakin banyak fasies yang digunakan, semakin dekat jadinya menjadi unit litologi individu, dengan mereka permasalahan yang ada, seperti yang telah dibahas di atas. Dalam pembuatan interpretasi tiga dimensi, misalnya lapangan panas bumi yang dibor, empat fasies memadai; model seperti itu disajikan pada Gambar 1. Ini adalah komposit berdasarkan yang diberikan oleh penulis di atas, dan pengamatan penulis saat ini tentang stratovolcano dan fosilnya yang setara di Filipina, Indonesia dan Selandia Baru.

Ada beberapa variasi dalam nama fasies di antaranya model dari penulis yang berbeda. Empat fasies yang digunakan disini adalah: Pusat, Medial, dan Fasies Distal, seperti diuraikan di bawah ini. Fasies Tenga ini adalah batuan vulkanik ditempatkan paling dekat dengan vent vulkanik dan dapat dibedakan oleh beberapa kombinasi dari ciri-ciri berikut: adanya tanggul; yang sesuai dengan saluran dan tanggul penahan breksi; aglomerat kasar; lava mengandung silika yang tebal dan tephra bertingkat tetapi tersortir buruk Fasies ini ditemukan dalam jarak 0,5 hingga 2 dari vent sentral.

#### **6.5.7.1 Fasies Proksimal**

Batuannya merupakan batuan volkanik yang diendapkan seiring dengan bertambahnya sudut lereng dan disisi luar dari kompleks vulkanik besar, memiliki ciri-ciri sebagai berikut : didominasi oleh lava terautobreksi luas, tebal sebagian dan diselingi oleh piroklastik berbutir kasar, dengan sortasi buruk, breksi piroklastik, dapat memotong tanggul berupa dike memiliki

lereng awal yang moderate hingga curam. Terdapat kubah mengandung silika yang terbentuk pada sayap stratovolkanik bagian dari facies proksimal. Facies ini mengelilingi facies bagian Tengah , dan memanjang 5 hingga 10 km dari pusat vent sumber. Batuan Fasies Medial ini terletak pada sisi luar gunung berapi: piroklastik mendominasi terletak di atas lava, yang dapat mengalami autobreksiasi kuat. Lahar bersudut hingga agak menyudut Blok berukuran diameter hingga 10 m atau lebih, berinterkalasi dengan batuan piroklastik bersortasi baik dengan diameter berukuran berkisar antara lapilli hingga debu berukuran kasar. Batuan klastik dari debris tertransportasi dan terendapkan ulang oleh air, dijumpai pada kemiringan yang rendah hingga sedang. Facies ini dijumpai terletak pada jarak 10 hingga 15 km dari pusat vent.



Gambar 6.20 : Empat model fasies dari stratovolcano andesitik yang tidak terganggu secara structural (Modifikasi Bogie & Mc Enzie,2018)

### **6.5.7.2 Fasies Distal**

Batuan vulkanik yang terbentuk dengan baik di luar dasar gunung berapi besar cenderung memiliki kontinuitas lateral yang lebih besar dibandingkan zona dalam dan batuan pada fasies ini lebih menyesuaikan diri dengan kriteria stratigrafi konvensional karena jumlah epiklastik mendominasi.

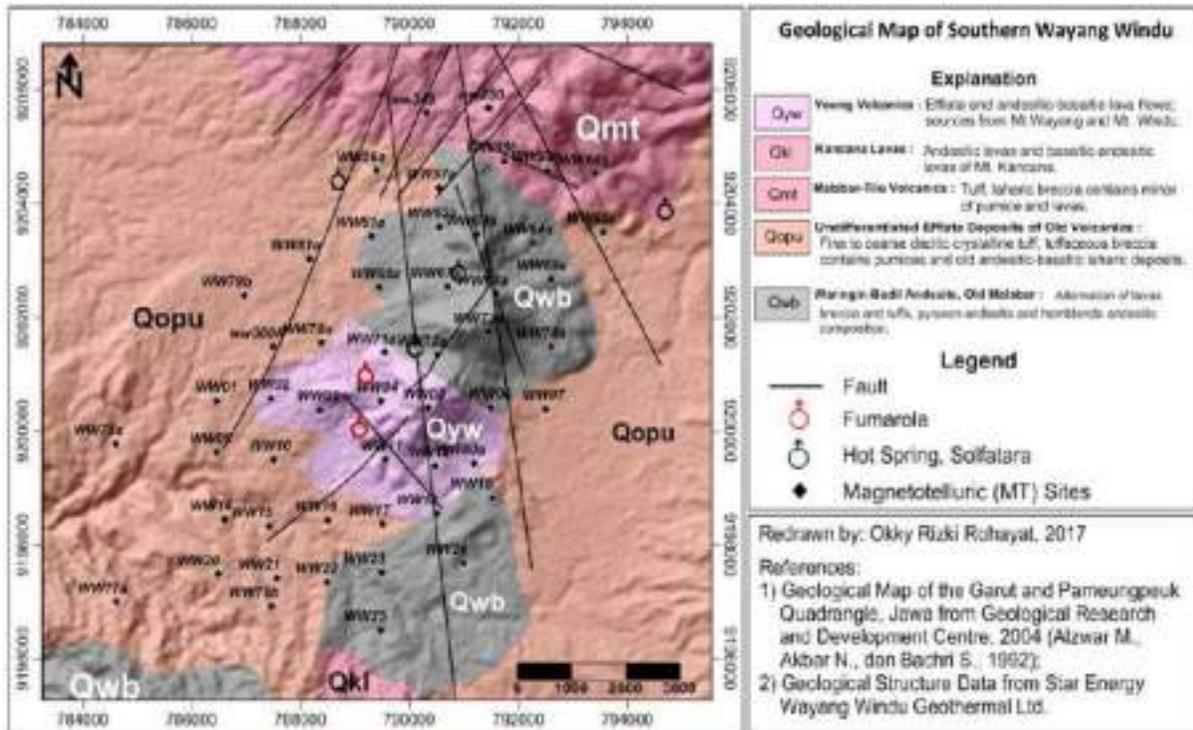
### **6.5.7.3 Fasies proksimal**

Fasies Proksimal dan medial disimpan di lereng gunung berapi dan akan membentuk barisan menunduk menjauh dari pusat dan berakhir pada sudut yang landai, sedangkan fasies distal akan relatif datar dan terbentuk di dataran berbentuk cincin di sekitar fasies vulkanik semuanya akan berhubungan dengan satu hal yaitu erupsi individu, walaupun biasanya stratovolcano andesit lebih kompleks. Pusat vent mungkin bergerak seiring berjalannya waktu, atau mungkin terjadi tumpang tindih pada pusat letusan dan kerucut parasit.

Oleh karena itu diperlukan kehati-hatian untuk memisahkan vent dari letusan yang terpisah. Konsep yang sama dapat diterapkan pada silikat dan pusat vulkanik basaltik dengan modifikasi yang tepat.

### **6.5.8 Aplikasi Pada Proyek Panas Bumi**

Proyek panas bumi merupakan batuan andesitik besar dari Gunung Api stratovolcano, dan serangkaian gunung berapi yang lebih kecil berarah ke selatan yang meliputi G. Wayang dan G. Windu (Gambar 6.21).



Gambar 6.21: Peta Geologi Daerah Wayang Windu ( O R Rohayat dkk, ,2018)

Data geologi telah dikumpulkan dari pemeriksaan core dan cutting dari 22 sumur produksi dan reinjeksi dan empat lubang kecil yang terus menerus dilakukan logging. Sampel batuan permukaan terpilih telah dianalisis secara geokimia untuk unsur mayor dan unsur jejak serta penanggalan K-Ar (Tabel 6.2 dan 6.3). Selain itu terdapat juga data geologi dari logging citra formasi dari log FMS. Di masa lalu logging citra setiap saat digunakan dalam sumur panas bumi, terutama untuk memperoleh orientasi fraktur, misalnya oleh Komarudin et al, (1992) dan juga oleh Nagai et al (1997) juga digunakan untuk mengidentifikasi litologi. Batuan yang lebih kasar yang merupakan batuan piroklastik mudah diidentifikasi dengan kontras resistivitas di dalamnya dapat dibedakan antara klast dan matriks, lava aliran dapat dikenali dari pola sambungannya yang khas. Hal ini memungkinkan untuk interpretasi ketebalan lapisan dan aliran, serta distribusi ukuran klas pada butiran yang kasar.

Tabel 6.2: Analisis Major dan Trace Element pada Lava Segar dari Wayang Windu (Elemen utama oksida dalam elemen jejak dalam ppm) (Bogie dkk,1998)

Volcanic C	Sire		Puncak Besar	Malabar	Gambang	Bedil	Wayang	Windu
	Method	DL						
SiO <sub>2</sub>	D/OES	0.2	54.5	57.8	63.1	59.9	61.0	
TiO <sub>2</sub>	D/OES	0.01	0.80	0.75	0.68	0.72	0.72	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	D/OES	0.02	16.25	15.50	15.50	17.39	18.92	
FeO	D/OES	0.01	7.72	6.96	6.18	6.04	6.42	
MnO	D/OES	0.002	0.16	0.13	0.13	0.13	0.13	
MgO	D/OES	0.02	7.64	4.90	2.66	2.74	3.97	
CaO	D/OES	0.001	7.83	7.27	6.01	3.78	5.98	
Na <sub>2</sub> O	NOES	0.003	2.62	2.97	3.37	2.99	2.97	
K <sub>2</sub> O	D/OES	0.01	11.1	1.28	1.82	1.88	1.28	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NOES	0.004	0.13	0.14	0.15	0.11	0.13	
LOI	GRAV	0.01	1.20	0.90	0.72	3.20	2.38	1.65
Total			99.96	98.39	100.32	98.41	101.54	99.80
Li	A/MS	0.1	18.5	14.5	17.0	22.5	13.0	20.5
B	D/OES	50	50	LTDL	LTDL	LTDL	50	LTDL
Sc	NOES	2	26	26	18	18	18	20
V	NOES	3	200	190	160	140	155	135
Cr	NOES	2	255	130	2.6	28	64	28
Co	A/MS	1	36	28	18	17	27	25
Ni	NOES	1	125	54	15	16	41	39
Cu	NOES	1	56	40	38	20	16	37
Zn	NOES	1	84	82	92	86	86	72
As	A/MS	2	4	4	4	2	2	8
Rb	A/MS	0.2	40.0	49.0	70.0	64.0	47.0	49.0
Sr	A/MS	0.1	250.0	240.0	255.0	200.0	300.0	245.0
Y	A/MS	0.1	19.0	20.0	18.5	15.5	25.5	15.5
Zr	A/MS	1	76	90	80	54	80	60
Nb	A/MS	0.5	3.5	4	4.5	5	4.5	3
Ba	A/MS	1	190	180	265	270	195	210
La	N/MS	0.1	13.5	13	14.5	12	20.5	13
Ce	A/MS	0.1	29.0	27.5	31.0	28.0	40.0	28.0
Pr	A/MS	0.1	3.5	3.5	3.7	3.2	5.4	3.1
Nd	A/MS	0.1	15.0	14.5	15.0	13.0	22.5	13.0
Sm	A/MS	0.1	3.9	4.1	4.2	4.0	5.4	3.5
Gd	A/MS	0.1	4.5	4.5	4.5	3.7	6.4	3.4
Eu	A/MS	0.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.6	1.1
Tb	A/MS	0.1	0.7	0.8	0.7	0.6	1.0	0.6
Dy	A/MS	0.1	4.0	4.3	3.8	3.9	5.2	3.1
Hf	A/MS	0.1	0.8	0.8	0.7	0.7	1.0	0.6
Ir	A/MS	0.1	2.2	2.5	2.3	1.9	2.9	1.8
Tm	A/MS	0.1	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3
Yb	A/MS	0.1	1.9	2.3	2.1	1.9	2.6	1.8
Lu	A/MS	0.1	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3
Pb	A/MS	2	8	8	10	14	10	10
Th	N/MS	0.1	6.0	6.0	8.4	8.4	6.4	7.0
U	A/MS	0.1	1.2	1.4	2	1.6	1.4	1.5

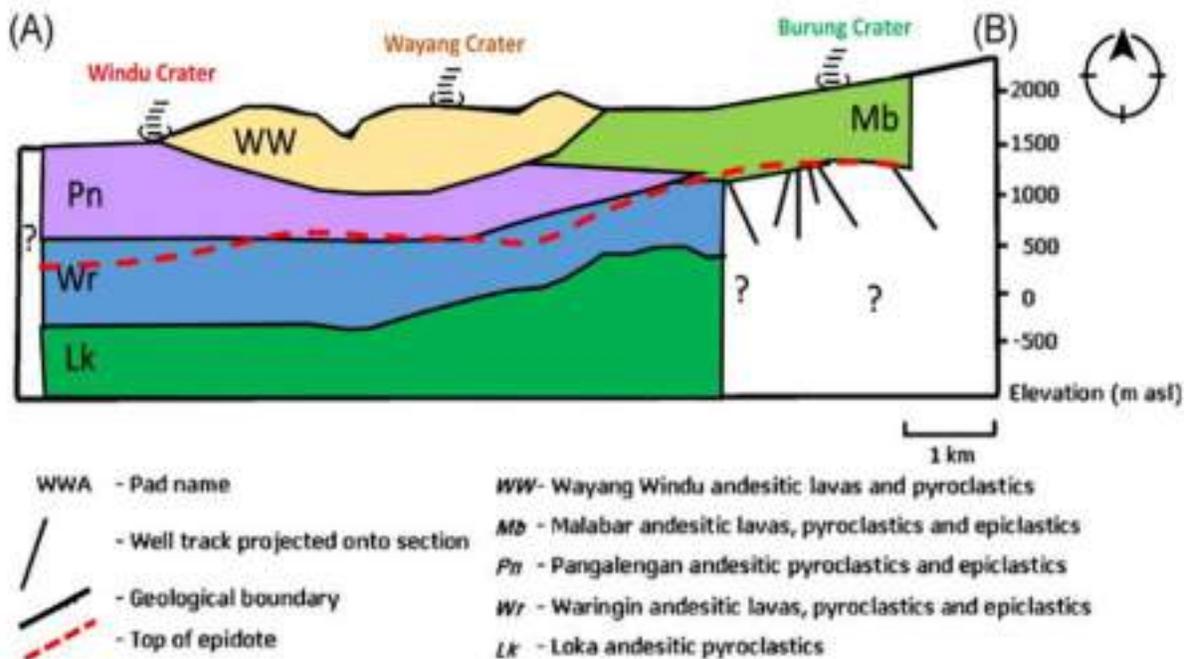
Abbreviations:  
A/MS Acid Digestion; analysed by ICP Mass Spectrometry.  
NOES Acid Digestion; analysed by ICP Optical (Atomic) Emission Spectrometry.  
DL Detection Limit.  
D/OES Alkali Fusion; analysed by ICP Optical (Atomic) Emission Spectrometry.  
GRAV Gravimetric.  
LOI Loss on Ignition.  
LTDL Less than detection limit.

Penampang utara-selatan sepanjang sumbu utama lapangan panas bumi Wayang Windu disajikan dalam Gambar 6.22. Formasi yang berisi si bungsu lava Formasi Wayang Windu dengan mudah dapat dibedakan karena mengandung kuarsa xenokrist.

Formasi tertua, Loka, Formasinya, juga bisa dibedakan dimana kemiringannya bisa ditentukan, tetapi formasi lain mengandung batuan yang sangat mirip dan hanya dapat dibedakan jika Formasi tersebut dikelompokkan menjadi fasies yang batas formasi dapat ditentukan dengan jelas.

Formasi Wayang Windu tersingkap di permukaannya berarah kira-kira utara-selatan punggung pusat vulkanik kecil. Batuannya terdiri dari kuarsa andesit di atasnya kristal kuarsa andesit tuf. Batuan tersebut mengandung fenokris yang tidak seimbang dan kumpulan klas kristal dari plagioklas, augit, hypersthene, olivin, hornblende dan magnetit dengan xenokrist kuarsa.

Pusat letusan utama G. Bedil, G. Wayang dan G. Windu memiliki tanggal K-Ar 0,18, 0,49 dan 0,10 juta tahun yang lalu masing-masing (Tabel 6.2) dan adalah semuanya berbeda secara geokimia, meskipun REE pola G. Windu mirip dengan bebatuan dari Malabar dan mungkin saja salah satu pencampurannya anggota akhir berasal dari sumber yang sama dengan bebatuan Malabar.



Gambar 6.22 : Bagian utara dan selatan Lapangan Panas Bumi Wayang Windu memperlihatkan beberapa sumur lintasan, batas formasi, dan area fumarol (dimodifikasi dari Bogie et al., 2008)

Dalam hal fasies vulkanik, karena ini adalah gunung berapi kecil, maka tidak demikian cocok dengan model fasies berukuran besar stratovolcanoes, tetapi terlalu jauh dari Vent Gunung Malabar dan dianggap sebagai fitur parasite. Oleh karena itu daerah tersebut lebih baik digambarkan sebagai serangkaian ventilasi satelit yang menyatu ke Malabar dan karenanya merupakan fasies pusat mereka sendiri. Daerah tersebut termasuk dalam satu formasi yang terdiri dari banyak xenokris kuarsa yang mudah diidentifikasi dan morfologi yang terawetkan.

Tabel 6.3: Dating K-Ar (Modifikasi dari Bogie dkk,1998)

<i>Location</i>	<i>Age (Ma)</i>
<b>G. Puncak Besar</b>	<b>0.23 ± 0.03</b>
<b>G. Malabar</b>	<b>0.23 ± 0.03</b>
<b>G. Gambung</b>	<b>0.23 ± 0.01</b>
<b>G. Bedil</b>	<b>0.19 ± 0.01</b>
<b>G. Wayang</b>	<b>0.49 ± 0.01</b>
<b>G. Windu</b>	<b>0.10 ± 0.02</b>

Formasi Malabar juga tersingkap di permukaan, sebagai stratovolcano Gunung besar. Malabar dengan puncak yang menonjol G. Puncak Besar (Gambar 6.21) dan sebagian ditutupi oleh bagian utara Formasi Wayang Windu. Terdiri dari lava berselang-seling, breksi, dan lahar basaltic komposisi andesit hingga dasit. Semua lava mengandung fenokris plagioklas, augit, hypersthene dan magnetit, dengan basaltic andesit yang mengandung olivin dan dasit hornblende dan kuarsa. Berdasarkan dating batuan mempunyai umur K-Ar sebesar 0,23 Ma 0,03 (Tabel 6.3) dan secara geokimia membentuk deret terdiferensiasi dan mempunyai REE serupa polanya, (Tabel 6.2 dan 6.3) dan sebagian besar berbeda dari Formasi Wayang Windu. Mengingat gunung tersebut kemungkinan besar mereka berasal dari distribusi yang luas ruang magma besar dan sejak dasit mengandung hornblende, kemungkinan besar terdapat ruang magma menjadi relatif dangkal (Gill, 1981).

Dalam daerah yang dibor, terdapat gradasi antara fasies proksimal di lereng selatan G. Malabar, tempat aliran lava mendominasi dan ditemukan kubah dasit parasit G. Gambung, pada fasies medial di mana lahar diselingi dan piroklastik berbutir sedang lebih mendominasi selatan G. Malabar. Hal ini sesuai dengan terjadinya pusat letusan di utara, (Gambar 6.21).

Formasi Pangalengan, kemungkinan pada pertengahan Berumur Pleistosen, permukaannya kurang tersingkap dan mendasari sebagian Formasi Malabar dan seluruh Formasi Wayang Windu. Formasi ini memiliki dasar konglomerat yang ditindih oleh batupasir yang saling bersilangan dengan batulanau dan lapisan lignit kecil, yang berada pada gilirannya ditindih oleh lahar selingan dan berbutir halus tufa. Selain lignit, batuan bersifat *andesitic* dalam komposisi. Penurunan awal sebagian besar terjadi pada timur laut dan tengah Batuan tersebut mendefinisikan fasies distal yang mengarah ke fasies medial ke atas, menunjukkan pertumbuhan lateral tumpukan vulkanik.

Tumpukannya menebal ke arah Selatan dan lava ditemukan di sumur paling selatan, menunjukkan peralihan ke fasies medial mendekati pusat letusan di selatan. Formasi Waringin, kemungkinan besar Umur Pleistosen, terdiri dari batuan piroklastik andesitik dan lava tetapi terlalu berubah untuk ditentukan secara akurat mineralogi fenokris. Di utara dan sekitarnya dasar itu terdiri dari selingan halus dan sedang piroklastik berbutir. Di selatan di bagian bawah setengah dari formasi ada yang awal rendah penurunan pengendapan rata-rata 14". Semakin tinggi proporsi lava yang lebih tinggi formasi dan penurunan awal meningkat, rata-rata 22" di bagian atas formasi. Oleh karena itu ada transisi dari fasies proksimal dekat medial ke dekat fasies proksimal tengah yang naik ke gunung berapi tumpukan, mencerminkan pertumbuhan lateral yang progresif tumpukan vulkanik pusat vulkanik di selatan.

Formasi Loka, kemungkinan berumur Pliosen, terdiri dari tufa kristal, tufa lapili dan lava bawah dan karenanya merupakan fasies medial. Penurunan di barat daya terlalu curam untuk dilakukan awal, dan ada sudut di antaranya Formasi Loka dan Formasi Waringin. Data yang tersedia dari Loka tidak mencukupi Formasi untuk menetapkan gradasi fasies apa pun mampu menentukan pusat letusan, dan seperti ini formasinya bersifat regional, akan mengalami pusat letusan berkali-kali.

Dari apa yang disampaikan diatas dapat disimpulkan bahwa model empat fasies untuk batuan andesitik besar stratovolcano dapat digunakan untuk mendefinisikan stratigrafi unit dalam tumpukan vulkanik andesitik yang kompleks. Model seperti ini telah diterapkan pada lapangan panas bumi Windu di Jawa Barat yang memungkinkan untuk mendefinisikan formasi dalam rangkaian batuan serupa, dimana ada perubahan fasies yang tiba-tiba dan tidak sistematis.

Perubahan gradasi lateral pada fasies konsisten dengan pusat letusan yang diketahui dari unit permukaan dan dapat menunjukkan arah pusat letusan di satuan bawah permukaan. Gradasi vertikal pada fasies bisa juga dapat diprediksi dan konsisten dengan perluasan endapan gunung berapi yang terus menumpuk seiring waktu.

#### **6.5.9 Stratigrafi Vulkanik di Indonesia**

Satuan vulkanik stratigrafi atau satuan stratigrafi gunung api di Indonesia telah diatur dalam Sandi Stratigrafi Indonesia. Pembahasan satuan stratigrafi gunung api terdapat dalam Bab III Sandi Stratigrafi Indonesia, terbagi menjadi 5 pasal yang terdiri dari Azas Tujuan, Satuan

Resmi dan Tidak Resmi, Batas dan Sebaran Satuan Stratigrafi Gunung Api, Tingkat-Tingkat Satuan Stratigrafi Gunung Api dan Tatanama Satuan Stratigrafi Gunung Api.

#### **6.5.9.1 Azas Tujuan**

Penyusunan sandi stratigrafi batuan/endapan gunungapi dimaksudkan untuk menata batuan/endapan gunungapi berdasarkan urutan kejadian agar evolusi pembentukan gunungapi mudah dipelajari dan dimengerti.

Pembagian batuan/endapan gunungapi dimaksud untuk menggolongkan batuan/endapan secara sistematis berdasarkan sumber, deskripsi dan genesa. Peta geologi gunungapi yang memuat informasi sebaran batuan/endapan dan stratigrafi gunungapi dapat dipakai sebagai data dasar dalam pembuatan peta kawasan rawan bencana gunungapi, peta rencana tata ruang, peta tata air, peta potensi bahan galian, penyelidikan sumber tenaga panas bumi serta keperluan ilmiah lainnya.

#### *Penjelasan :*

Batuan gunungapi merupakan hasil kegiatan gunungapi secara langsung (primer) maupun tidak langsung (sekunder). Kegiatan secara langsung merupakan proses keluarnya magma ke permukaan bumi (erupsi) berupa letusan (eksplosi) dan lelehan (efusi) atau proses yang berhubungan. Kegiatan tidak langsung (sekunder) adalah proses yang mengikuti kejadian primer.

Satuan batuan/endapan gunungapi adalah kesatuan batuan/endapan gunungapi sebagai hasil proses kegiatan gunungapi baik secara primer maupun sekunder dalam suatu interval waktu. Sumber adalah tempat terjadinya erupsi yang dapat berupa kawah atau kaldera. Deskripsi batuan/endapan gunungapi dimaksudkan untuk memberikan nama litologi batuan/endapan yang bersangkutan. Genesa dimaksudkan sebagai proses terbentuknya batuan/endapan gunungapi. Genesa diwujudkan dengan istilah yang mencerminkan cara terbentuknya seperti kubah, lava, aliran lava, jatuhan piroklastik dan lain-lain.

#### **6.5.9.2 Satuan Resmi dan Tidak Resmi**

Satuan resmi adalah satuan batuan/endapan gunungapi yang memenuhi persyaratan sandi dan sedangkan satuan tak resmi adalah satuan yang tidak seluruhnya memenuhi persyaratan sandi.

### **6.5.9.3 Batas dan Sebaran Satuan Stratigrafi Gunung Api**

Batas satuan/endapan gunungapi adalah sentuhan antara dua satuan atau lebih yang berlainan, dibedakan berdasarkan sumber erupsi, ciri batuan/endapan genesa, daur letusan atau waktu kejadian. Sentuhan antara dua satuan dapat berupa bidang horizontal, miring atau tegak dan perubahannya dapat tegas maupun berangsur.

Satu atau lebih satuan batuan/endapan gunungapi dapat dihasilkan oleh satu letusan (monogenetik) atau beberapa peristiwa letusan (poligenetik). Satuan yang berubah berangsur atau jari-jemari, peralihannya dapat dipisahkan sebagai satuan tersendiri apabila memenuhi persyaratan sandi.

Batas daerah hukum (geografi) tidak dapat dipergunakan sebagai batas berakhirnya penyebaran satuan batuan/endapan gunungapi. Sebaran lateral satuan stratigrafi gunungapi dapat berupa batas jangkauan tubuh gunungapi atau benturan dengan satuan lainnya, baik secara stratigrafis maupun struktur.

### **6.5.9.4 Tingkat-Tingkat Satuan Stratigrafi Gunung Api**

Tingkatan satuan stratigrafi gunungapi masing-masing dari kecil ke besar adalah : Gumuk, Khuluk, Bregada, Manggala dan Busur.

Khuluk Gunungapi adalah satuan dasar dalam pengelompokan satuan stratigrafi gunungapi.

*Penjelasan :*

Khuluk Gunungapi merupakan kumpulan batuan/endapan yang dihasilkan oleh satu atau lebih titik erupsi yang membentuk satu tubuh gunungapi.

Khuluk Gunungapi tersingkap di permukaan dan dapat berkelanjutan ke bawah permukaan.

Khuluk Gunungapi harus mempunyai nilai stratigrafi/geologi, meliputi daerah yang luas dan lazimnya dapat dipetakan dengan skala 1 : 50.000 atau lebih besar.

Gumuk Gunungapi adalah bagian dari Khuluk yang terbentuk sebagai hasil suatu erupsi pada tubuh gunungapi tersebut, baik sebagai hasil erupsi pusat maupun erupsi samping.

*Penjelasan :*

Gumuk Gunungapi merupakan bagian dari Khuluk Gunungapi akan tetapi Khuluk Gunungapi tidak selalu mempunyai Gumuk Gunungapi. Batas sebaran lateral suatu Gumuk Gunungapi tidak melampaui batas pelamparan Khuluk Gunungapi. Gumuk Gunungapi dapat terdiri dari satu atau

lebi batuan/endapan gunungapi yang dihasilkan oleh satu atau beberapa daur letusan gunungapi. Gumuk Gunungapi harus mempunyai nilai stratigrafi/geologi yang penting dan lazimnya dapat dipetakan pada skala 1 : 50.000 atau lebih besar.

Bregada Gunungapi adalah satuan stratigrafi gunungapi yang mencakup sebaran endapan/batuan gunungapi hasil letusan yang terdiri dua atau lebih Khuluk Gunungapi atau yang berhubungan dengan pembentukan kaldera.

*Penjelasan :*

Bregada Gunungapi selalu mempunyai Khuluk Gunungapi.

Bregada Gunungapi harus mempunyai nilai stratigrafi/geologi yang penting dan lazimnya dapat dipetakan dengan skala 1 : 100.000 atau lebih besar.

Manggala Gunungapi adalah satuan stratigrafi gunungapi yang mencakup sebaran batuan/endapan hasil letusan-letusan gunungapi yang mempunyai lebih dari satu kaldera pada satu atau lebih tubuh gunungapi.

*Penjelasan :*

Manggala Gunungapi harus mempunyai lebih dari satu Bregada Gunungapi. Manggala Gunungapi harus mempunyai nilai stratigrafi/geologi yang penting dan lazimnya dapat dipetakan dalam skala 1 : 100.000 atau lebih besar.

Busur Gunungapi adalah satuan stratigrafi gunungapi yang terdiri dari kumpulan Khuluk, Bregada dan Manggala Gunungapi dan mempunyai kedudukan tektonik yang sama.

*Penjelasan :*

Busur Gunungapi merupakan rangkaian kesatuan gunungapi yang mempunyai kedudukan tektonik yang sama. Busur Gunungapi lazimnya dapat dipetakan dengan skala 1 : 1.000.000 atau lebih besar.

#### **6.5.9.5 Tatanama Satuan Stratigrafi Gunung Api.**

Tatanama satuan stratigrafi gunungapi didasarkan pada sumber, jenis batuan/endapan dan urutan kejadian. Tatanama satuan ini digunakan tiga karakter secara berurutan yang merupakan gabungan huruf dan angka. Huruf merupakan singkatan nama sumber dan jenis satuan sedangkan angka menunjukkan urutan kejadiannya.

*Penjelasan :*

Karakter pertama, menunjukkan singkatan nama sumber erupsi, ditulis dengan huruf besar yang terdiri dari satu atau dua huruf. Satu huruf besar adalah huruf pertama nama Khuluk atau Gumuk Gunungapi. Dua huruf besar adalah huruf pertama yang diikuti huruf lainnya dari nama Gumuk Gunungapi. Penggunaan dua huruf dilakukan jika huruf pertama nama Khuluk Gunungapinya sama dengan huruf pertama nama Gumuk lainnya.

Karakter kedua, menunjukkan singkatan nama satuan batuan/endapan gunungapi, ditulis dengan huruf kecil yang terdiri dari satu atau dua huruf. Satu huruf kecil adalah huruf pertama nama satuan hasil erupsi magmatik (proses primer). Dua huruf kecil adalah huruf pertama yang diikuti huruf lainnya dari nama satuan hasil eksplosif yang bukan magmatik (proses primer). Dua huruf kecil adalah huruf pertama yang diikuti oleh huruf lainnya dari nama satuan endapan bukan sebagai hasil erupsi (proses sekunder).

Karakter ketiga, menunjukkan urutan kejadian satuan pada sebuah sumber erupsi, ditulis dengan angka (Arabik). Urutan pertama/tertua dimulai dengan angka 1 (satu) dan seterusnya. Angka ditulis pada satu garis yang sama dengan huruf dan dicantumkan tanda titik sebelumnya.

Untuk sumber erupsi yang tidak diketahui namanya atau tidak ada namanya, dapat dipakai nama geografi yang terdekat dan mudah dikenal. Contoh susunan gambar dalam korelasi satuan peta pada Peta Geologi Gunungapi lihat Tabel 6.4.

#### **6.5.10 Aplikasi Volcano Stratigrafi di Indonesia**

Contoh aplikasi volcano stratigrafi di Indonesia dapat dipelajari pada makalah berjudul Volcanostratigrafi Inderaan Jauh Kompleks Gunungapi Gede dan Sekitarnya, Jawa Barat, Indonesia yang ditulis oleh Fitriani Agustin dan Sutikno Bronto pada Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral tahun 2019.

Prinsip volcanostratigrafi sederhana diterapkan dalam menginterpretasi fitur gunungapi di kompleks G.Gede (Anonim, 1996). Urutan satuan stratigrafi gunungapi (volcanostratigrafi) mulai dari tingkatan yang paling besar hingga ke kecil adalah; Busur – Manggala – Bregada – Khuluk – Gumuk.

Tabel 6.4 : Korelasi Satuan Peta Geologi Gunungapi (Sandi Stratigrafi Indonesia,1998)

UMUR		PERIODE KEGIATAN	SATUAN STRATIGRAFI				PUSAT KEGIATAN ERUPSI	BATUAN/ENDAPAN													
Relatif	Absolut		Mg	Br	Khut	Gm		PRIMER					SEKUNDER								
								k	l	j	a	s	ll	f	gw	lh	fr				

**Keterangan :**

- |               |                          |                       |
|---------------|--------------------------|-----------------------|
| Mg : Manggala | k : kuba lava            | ll : lahar letusan    |
| Br : Bregada  | l : aliran lava          | f : treatomagnetik    |
| Khu : Khuluk  | j : jatuhnya piroklastik | gw : guguran vulkanik |
| Gm : Gumuk    | a : aliran piroklastik   | lh : lahar            |
|               | s : surge                | fr : freatk           |

Khuluk gunungapi adalah satuan dasar dalam pengelompokkan satuan volkanostratigrafi, serta meliputi daerah yang luas dan dapat terpetakan pada skala minimalnya 1:50.000 atau lebih besar. Sedangkan gumuk adalah bagian dari khuluk yang terbentuk dari hasil suatu erupsi pada tubuh gunungapi baik itu berupa erupsi pusat maupun erupsi samping. Satuan – satuan volkanostratigrafi tersebut untuk selanjutnya di buat secara sistematis, mulai dari satuan terbesar hingga terkecil dan dituangkan ke dalam peta geologi gunungapi (Gambar 6.23) dan penampang interpretatif geologi gunungapi (Gambar 6.24). Berdasar analisis citra satelit, satuan volkanostratigrafi Kompleks G. Gede yang dapat diidentifikasi melalui pendekatan interpretasi inderaan jauh mulai yang paling besar yaitu unit Bregada (Br), Khuluk (Kh), kemudian beberapa Gumuk (Gm) serta produk gunungapi yang dibagi ke dalam produk primer (berupa lelehan lava) dan produk sekunder (berupa longSORAN gunungapi /*volcanic avalanche*). Berurutan dari yang paling tua hingga muda adalah :

**1. Bregada Masigit (Br.M)**

Satuan gunungapi ini adalah bregada tertua di daerah penelitian terletak di bagian utara kompleks G.Gede.

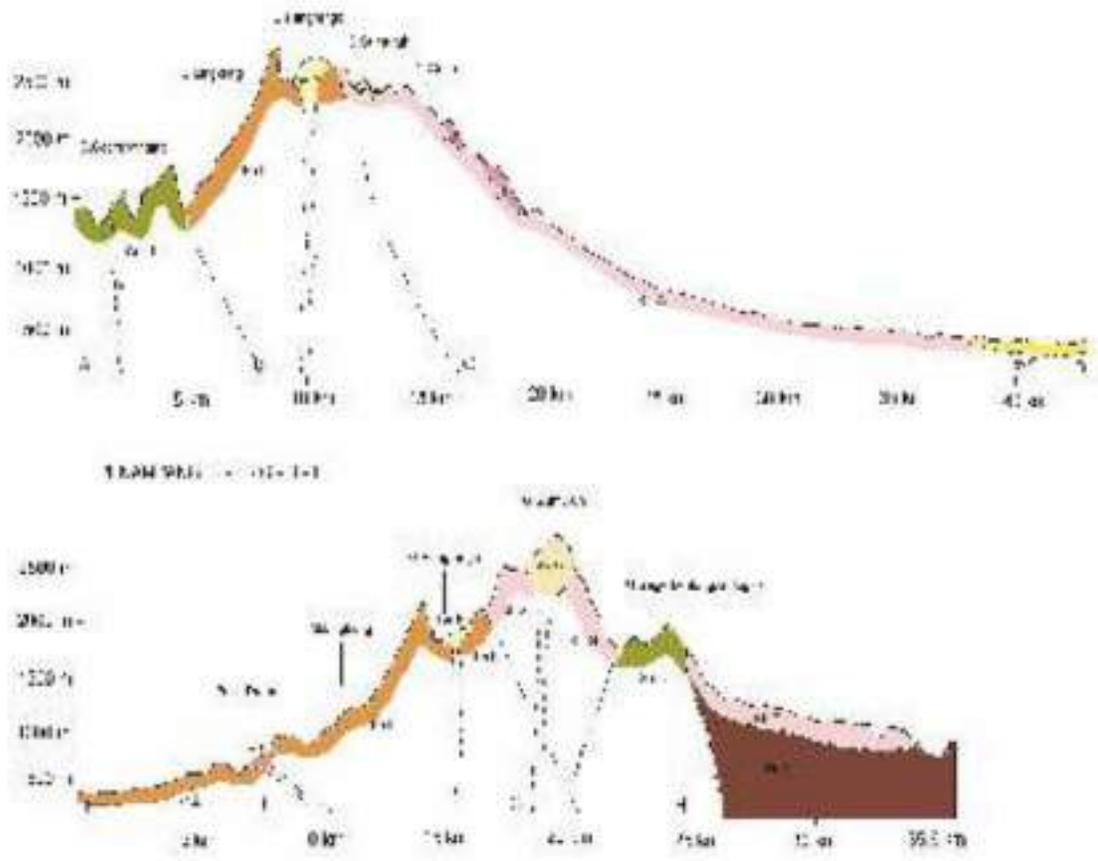


Kahuripan. Pada citra inderaan jauh, satuan ini berbentuk melingkar (*circular feature*), namun keberadaan satuan ini perlu diteliti lebih lanjut dengan pemeriksaan di lapangan. Di lereng sebelah barat laut dari Khuluk Lingkung, terdapat satuan Gumuk Pasirprahu (Gm.Ph). Dari citra fitur gumuk itu berupa lingkaran dengan diameter sekitar 200.m, yang diinterpretasikan sebagai kerucut parasit dari Khuluk Lingkung (Kh.L) (Gambar 6.23).

### **3. Khuluk Gede (Kh.G)**

Khuluk Gede terdapat di bagian timur dari Khuluk Lingkung. Kerucut gunungapi ini menghasilkan Gumuk Gumuruh (Gm.Gh) dibagian tengahnya, sebagai hasil dari mekanisme erupsi pusat (kawah Gumuruh), aliran lava serta longsoran raksasa (*debris avalanches*) yang menyebar ke arah Cianjur melalui lereng timur Khuluk Gede. Khuluk Gede telah mengalami evolusi perpindahan kawah puncak dan pernah longsor model Mount St.Helens membentuk Perbukitan 777 (*Triple Seven Hills*) di daerah Cianjur (Bemmelen, 1949) (Gambar 6.23).

Satuan perbukitan tersebut dimasukkan ke dalam produk sekunder G.Gede yang disebut volcanic Avalance (gv.G). Aliran lava dari Gumuk Gede mengalir dari kawah puncak ke lereng tenggara; Lava Flow Gede1 (LG1) dan Lava Flow Gede4 (LG4), ke lereng timur laut; Lava Flow Gede2 (LG2) dan Lava Flow Gede3 (LG3), dan ke lereng utara; Lava Flow Gede5 (LG5).



Gambar 6.24 : Modul penampang Peta Geologi Gunungapi Gede (Fitriani A dkk, 2019)

Bukaan kawah tapal kuda gumuk Gede saat ini sudah tidak nampak lagi karena tertutup oleh bahan erupsi serta munculnya gunungapi yang lebih muda yaitu Gumuk Gumuruh (Gm.Gh). Batuan penyusun Gumuk Gede terdiri atas perselingan aliran lava dan endapan piroklastika. Setelah kawah tapal kuda tertutup oleh bahan erupsi, perkembangan kawah dan kerucut puncak membuka ke utara.

#### 4. Gumuk Joglok dan Gegerbentang (Gm.J)

Kedua gumuk ini sebetulnya merupakan satu kerucut monogenetik dan hanya mengalami pergeseran titik erupsi saja. Pemetaan geologi gunungapi berbasis volkanostratigrafi ini sangat bermanfaat baik dari segi ilmiah maupun terapan dalam pencarian sumberdaya geologi baik itu sumberdaya energi maupun kebencanaan geologi. Sebagai contoh dengan mengetahui sebaran dan pusat erupsi gunungapi aktif dan tua dapat mendukung usaha pemanfaatan energi panas bumi, sementara dengan mengetahui pusat-pusat erupsi gunungapi purba dapat membantu

mengarahkan eksplorasi sumber daya mineral (Bronto & Hartono, 2003; Bronto, 2016). Peta geologi gunungapi juga dapat membantu untuk mengetahui berbagai jenis bahaya gunungapi yang pernah terjadi dan mungkin akan terjadi lagi pada masa mendatang. Hal ini akan membantu mengarahkan tindakan penanggulangan terhadap potensi bencana letusan gunungapi yang akan datang (Bronto, dkk., 2016).

## RANGKUMAN BAB VI

Ketika kita membandingkan medan vulkanik dengan kawasan sedimen laut atau benua lainnya, kita mengamati perbedaan yang signifikan dalam karakteristik stratigrafinya dan cara penerapan stratigrafi untuk merekonstruksi sukseksi sedimen tersebut. Dibandingkan dengan lingkungan sedimen sub-udara dan bawah laut lainnya (misalnya aluvial, eolian, fluvial, lacustrine, kelautan, evaporit), medan vulkanik biasanya memperlihatkan hubungan stratigrafi yang lebih kompleks karena 1) laju pengendapan dan proses konstruksi yang sangat cepat, 2) karakter rapuh dari banyak endapan vulkanik yang menyebabkan terjadinya erosi yang cepat, 3) topografi yang tidak stabil karena penempatan produk vulkanik, 4) perubahan fasies material vulkanik yang cepat dan drastis yang disebabkan oleh cara penempatan dan pengendapan tertentu, dan 5) erosi setelah proses primer yang singkat. periode pengendapan vulkanik selama periode inter-erupsi yang jauh lebih lama. Hal ini menimbulkan masalah tambahan ketika mencoba merekonstruksi evolusi geologi daerah vulkanik, serta kompleksitas tertentu yang lebih umum: i) erosi dan/atau tektonisme dapat mengubah catatan stratigrafi di daerah vulkanik tua, ii) material yang lebih tua cenderung terkubur oleh material yang lebih muda. di daerah vulkanik aktif, dan iii) di daerah dengan tingkat urbanisasi tinggi, kegiatan konstruksi dapat mengubah morfologi asli daerah tersebut dan menyembunyikan banyak fitur alam; selain itu, simpanan sering kali hilang selama penggalian. Semua faktor ini sangat menyulitkan rekonstruksi stratigrafi, dan mungkin merupakan salah satu alasan mengapa belum ada pendekatan sistematis yang dikembangkan dalam stratigrafi vulkanik (seperti dalam stratigrafi klasik) dan mengapa, ketika membandingkan studi vulkanik berbasis lapangan dan peta vulkanologi, sering kali terdapat perbedaan besar dalam hal ini. inkonsistensi dan/atau perbedaan dalam interpretasi unit stratigrafi yang sudah ada — bahkan dalam studi pada gunung berapi atau wilayah vulkanik yang sama. Selain itu, kita harus ingat bahwa pendekatan stratigrafi terhadap daerah vulkanik merupakan bidang studi yang sangat baru (sejak tahun 1960an) dan sampai saat ini pendekatan utama biasanya didasarkan pada studi petrografi dan geokimia (lihat juga Groppelli dan Martí , 2013). Kurangnya definisi sistematis atau penggunaan unit stratigrafi formal (dan informal) dalam vulkanologi menghambat perbandingan antara wilayah dengan karakteristik serupa yang mungkin dapat menjelaskan evolusi sistem vulkanik yang berbeda. Hal ini sangat relevan ketika melakukan penilaian bahaya di gunung berapi aktif atau daerah vulkanik, karena pemahaman

yang tepat mengenai suksesi letusan masa lalu dan unit stratigrafi khususnya sangat penting untuk menentukan karakter letusan gunung berapi di masa lalu dan dengan demikian untuk menyimpulkan potensi perilaku gunung berapi di masa depan

## UJI CAPAIAN PEMBELAJARAN

1. Ada berapa satuan volcano stratigrafi menurut Sandi Stratigrafi Indonesia
2. Apa perbedaan yang mendasar penerapan volcano stratigrafi di Indonesia dan diluar Indonesia

## BAHAN DISKUSI

1. Alan Bischoff, Andrew Nicol, Jim Cole, Darren Gravley, 2019, Stratigraphy of Architectural Elements of a Buried Monogenetic Volcanic System, Open Geosci. 2019; 11:581–616, <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0048>
2. Bogie, Mc Enzie, 1998, The Application of A Volcanic Facies Model to An Andesitic Stratovolcano Hosted Geothermal System at Wayang Windu, Java Indonesia KingstonMorrison Limited, Auckland, NZ
3. Danis Agoes Wiloso, 2022, The Petrology and Volcano-Stratigraphy of The Muria-Peninsula High-K Volcanic Rocks, Central Java, Indonesia, Journal of Geoscience Engineering Environment and Technology · June 2022, DOI: 10.25299/jgeet.2022.7.2.9602
4. Dougal A. Jerram, John M. Millett, Jochem Kück, Donald Thomas, Sverre Planke, Eric Haskins, Nicole Lautze, and Simona Pierdominici, 2019, Understanding volcanic facies in the subsurface: a combined core, wireline logging and image log data set from the PTA2 and KMA1 boreholes, Big Island, Hawai‘I, Sci. Dril., 25, 15–33, 2019 <https://doi.org/10.5194/sd-25-15-2019>
5. Fitriani Agustin , Sutikno Bronto, 2019, Volkanostratigrafi Inderaan Jauh Kompleks Gunungapi Gede dan Sekitarnya, Jawa Barat, Indonesia, Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral Vol.20. No.1 Februari 2019 hal 9 – 16, DOI: 10.33332/jgsm.2019.v.20.1.9-16
6. [Joan Marti](#), Gianluca Groppelli, Antonio Brum da Silveira, 2018, Volcanic stratigraphy: A review, April 2018, [Journal of Volcanology and Geothermal Research](#) 357(2) DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006)
7. Soejono Martodjojo, Djuhaeni, 1996, Sandi Stratigrafi Indonesia, Ikatan Ahli Geologi Indonesia

