

# DINAMIKA GEOLOGI SELAT SUNDA

Dalam Pembangunan Berkelanjutan

TIM BADAN GEOLOGI

DINAMIKA GEOLOGI SELAT SUNDA



**BADAN GEOLOGI**

Editor

**OKI OKTARIADI**

**DITA ARIF YUWANA**

**ATEP KURNIA**



Selat Sunda merupakan Selat penghubung antara Pulau Sumatera dan Jawa yang cukup pesat perkembangan wilayah pesisirnya. Kawasan pariwisata, industry dan kegiatan ekonomi tumbuh dan berkembang dari masa ke masa. Namun dibalik itu ada kewaspadaan yang perlu diingt, bahwa fakta sepanjang selat sunda, pesisir daratandan pulau -pulau kecil mengandung potensi bencana alam seperti gempa bumi, letusan Gunung Anak Krakatau dan tsunami. Untuk itu pemahaman mengenai potensi bencana alam tersebut beserta mitigasinya sangat perlu dilakukan dan diharmonisasikan dengan Rencana Tata Ruang Wilayah dan pengembangan wilayah disekitarnya, sehingga risiko bencana yang mungkin timbul dapat diantisipasi sedini mungkin.



**BADAN GEOLOGI**

Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral

ISBN 978-602-9105-79-7



9 786029 105797

**DINAMIKA GEOLOGI  
SELAT SUNDA  
DALAM PEMBANGUNAN  
BERKELANJUTAN**

**Undang-Undang RI Nomor 19 Tahun 2002 Tentang Hak Cipta  
Ketentuan Pidana Pasal 72:**

Barang siapa dengan sengaja menyiarkan, memamerkan, mengedarkan, atau menjual kepada umum suatu ciptaan atau barang hasil pelanggaran Hak Cipta atau hak terkait sebagaimana dimaksud pada ayat (1), dipidana dengan pidana penjara paling lama 5 (lima) tahun dan/atau denda paling banyak Rp.500.000.000,00 (lima ratus juta rupiah).

# **DINAMIKA GEOLOGI SELAT SUNDA**

**DALAM  
PEMBANGUNAN BERKELANJUTAN**

**BADAN GEOLOGI**  
2019

# **DINAMIKA GEOLOGI SELAT SUNDA DALAM PEMBANGUNAN BERKELANJUTAN**

Penyusun

Moch. Wachyudi Memed, Asdani Soehaimi, Hendra Gunawan

Kontributor

Adrikni, Ahmad Basuki, Akbar Cita, Akhmad Solikhin,  
Amalfi Omang, Anna Mathovanie, Andiani, Ardy Setya Prayoga,  
Arief Prabowo, Ari Kusniadi, Asep Kurnia Permana, Asdani Soehaimi,  
Athanasius Cipta, Cahya Patria, Dadang Zainal Abidin, Deden Junaedi,  
Dita Arif Yuwana, Deni Filanto, Eep R Firdaus, Estu Kriswati, Gingin,  
Hendra Gunawan, Heru Aryanto Lestiadi, Idham Andri Kurniawan,  
Joko Parwata, K. Budiono, Kristianto, Kushendratno, Mamay Surmayadi,  
Melia Susana, Mirzam Abdurrachman, Moch. Wachyudi Memed,  
M. Nugraha Kartadinata, Oki Oktariadi, Rio Alcanadre Tanjung M,  
R.M. Wahyudiono, R. Isnu Hajar Subiyanto, Sulistyawan, Sidarto,  
Sugiyanto, Susilohadi, Supartoyo, Tantan Hidayat, Wawan Irawan,  
Wawan Sutarjan, Visky Afrida, Y. Sopyan, Yasa Suparman, Yudhicara

Editor

Oki Oktariadi  
Dita Arif Yuwana  
Atep Kurnia

Penata letak dan Desainer Cover  
Ayi R. Sacadipura

Diterbitkan oleh  
BADAN GEOLOGI

Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral  
Alamat: Jl. Diponegoro No. 57 Bandung 40122  
Website: [www.bgl.esdm.go.id](http://www.bgl.esdm.go.id)  
e-mail: [geologi@bgl.esdm.go.id](mailto:geologi@bgl.esdm.go.id)

ISBN: 978-602-9105-79-7  
Cetakan Pertama: Oktober 2019

Hak Cipta dilindungi Undang-undang.  
Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku  
tanpa izin penulis dan penerbit.



# Pengantar

## Kepala Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan

Puji dan syukur kami panjatkan ke hadirat Tuhan Yang Maha Kuasa Esa. Karena dengan rahmat-Nya, buku *Dinamika Geologi Selat Sunda dalam Pembangunan Berkelanjutan* ini dapat diterbitkan. Buku ini merupakan hasil sejumlah penelitian dan penyelidikan kegeologian yang berkaitan dengan peristiwa tsunami yang terjadi di sekitar Selat Sunda pada hari Sabtu, 22 Desember 2018.

Secara garis besar, buku ini disusun dengan urutan sebagai berikut: Pertama-tama, sebagai pembuka diuraikan serba singkat mengenai kegeologian secara umum dalam “Prolog”. Selanjutnya, dalam rumpun tulisan geologi regional antara lain dibahas mengenai mekanisme pembentukan geologi Selat Sunda dan geodinamika perairan Selat Sunda.

Dalam bagian kegunungapian yang dibahas di antaranya tentang evolusi Gunung Krakatau, aktivitas Gunung Anakkrakatau hingga 2012, Anakkrakatau periode 1927-2018, termasuk sistem pemantauannya. Kemudian dalam kelompok tsunami di Selat Sunda yang dibahasnya adalah hipotesis penyebab tsunami 22 Desember 2018, potensi gempa bumi patahan megatruss dan Mentawai, seismotektonik, vulkanogenik tsunami, tsunamigenik, serta landaan tsunami. Terakhir adalah rumpun tulisan mengenai ihwal geologi lingkungan di Selat Sunda. Dalam bagian ini yang disajikan adalah tulisan-tulisan yang bertalian dengan wilayah

Tanggamus, Lampung Selatan, Kota Bandar Lampung, pesisir Selat Sunda dan Kota Cilegon.

Dalam praktiknya, tulisan-tulisan yang disajikan di dalam buku ini diupayakan disusun dalam format ilmiah populer. Maksudnya, meski erat sekali berkaitan dengan hal-hal yang bersifat ilmiah, tetapi sedapat mungkin diupayakan agar bisa dipahami oleh khalayak luas. Oleh karena itu, buku *Dinamika Geologi Selat Sunda dalam Pembangunan Berkelanjutan* dapat dikatakan sebagai jembatan yang mempertemukan pengetahuan ilmiah mengenai geodinamika Selat Sunda yang terjadi pada ujung tahun 2018 itu dengan kebutuhan masyarakat terhadap informasi kegeologian wilayah tersebut.

Akhir kata, kami mengucapkan terima kasih banyak kepada berbagai pihak yang telah membantu sehingga buku ini dapat tersusun. Karena tidak ada gading yang tak retak, dengan tangan terbuka, kami menerima segala kritik dan saran demi perbaikan buku ini ke depan. Semoga buku ini dapat bermanfaat untuk masyarakat luas.

Bandung, Oktober 2019

Kepala Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan

**Andiani**

## Sambutan

# Kepala Badan Geologi

Diiringi rasa syukur ke hadirat Tuhan Yang Maha Esa, kami menyambut baik penerbitan buku *Dinamika Geologi Selat Sunda dalam Pembangunan Berkelanjutan*. Buku ini bisa menjadi salah satu bukti dari perwujudan tugas Badan Geologi sesuai dengan Peraturan Menteri ESDM No. 13 tahun 2016, untuk menyelenggarakan penelitian, penyelidikan, dan pelayanan di bidang sumber daya geologi, vulkanologi dan mitigasi bencana geologi, air tanah, dan geologi lingkungan, serta survei geologi.

Bisa dikatakan implementasi dari Peraturan Menteri ESDM tersebut dikarenakan yang disajikan di dalam buku ini berangkat hasil-hasil penelitian, penyelidikan, dan pelayanan kegeologian sebelum, tanggap darurat, dan setelah kejadian bencana tsunami yang melanda Selat Banten pada 22 Desember 2018. Kejadian tersebut dipandang dari geosains, vulkanologi dan mitigasi bencana geologi, serta geologi lingkungan.

Para penulis yang berkontribusi di dalam buku *Dinamika Geologi Selat Sunda dalam Pembangunan Berkelanjutan* ini berusaha menginventarisasi pelbagai permasalahan yang terkait dengan kegeologian Selat Sunda disertai dengan upaya-upaya untuk membaca, menafsirkan, dan memberikan rekomendasi bagi permasalahan tersebut. Informasi-informasi yang disajikannya sedapat mungkin ditulis secara populer, agar lebih mudah dipahami oleh semua kalangan.

Akhirnya, kami sampaikan penghargaan setinggi-tingginya kepada penyusun, kontributor, penyunting buku ini serta semua pihak yang telah mendukung dalam penulisan isi buku, serta membantu dalam proses penerbitannya. Semoga buku ini bermanfaat.

Bandung, Oktober 2019

Kepala Badan Geologi,

**Rudy Suhendar**

# Daftar Isi

PENGANTAR KEPALA PUSAT AIR TANAH DAN  
GEOLOGI TATA LINGKUNGAN – vi  
SAMBUTAN KEPALA BADAN GEOLOGI – viii  
DAFTAR ISI – x

PROLOG – 1

GEOLOGI REGIONAL SELAT SUNDA – 13

- Mekanisme Pembentukan Geologi Selat Sunda – 15
- Geodinamika Perairan Selat Sunda – 27
- Geologi Regional Selat Sunda dan Sekitarnya – 41

KRAKATAU DULU DAN KINI – 53

- Evolusi Gunung Krakatau – 55
- Aktivitas Anakkrakatau hingga Tahun 2012 – 79
- Gunung Anakkrakatau Periode 1927-2018 – 91

GEMPA BUMI DAN TSUNAMI SELAT SUNDA – 107

- Hipotesis Penyebab Tsunami 22 Desember 2018 – 109
- Potensi Gempabumi Patahan *Megatrust*  
dan Mentawai – 121
- Seismotektonik dan Potensi Bencana Gempabumi  
Selat Sunda dan Sekitarnya – 135

- Sumber dan Mekanisme Vulkanogenik Tsunami – 155
- Tsunamigenik di Selat Sunda:  
Kajian terhadap katalog Tsunami Soloviev – 173
- Landaan Tsunami di Pantai Banten – 189
- Genetika Tsunami Tektonik  
Gunungapi Anak Krakatau – 209

#### MITIGASI BENCANA ALAM GEOLOGI – 223

- Analisis Bahaya Gempa Bumi *Megathrust*  
Selat Sunda – 225
- Sistem Pemantauan Gunung Anak Krakatau – 239
- Pemantauan Visual  
Letusan Gunung Anak Krakatau – 277
- Sedimen Holosen dan Dinamika Pengendapannya  
di Pagelaran, Banten – 297

#### GEOLOGI TATA LINGKUNGAN 321

- Geologi Tata Lingkungan untuk Pengembangan Pesisir  
Banten dan Lampung – 323

EPILOG – 347

DAFTAR PUSTAKA – 352

EDITOR – 363



# PROLOG

Oleh

**ANDIANI**

Secara umum, ilmu geologi dapat diartikan sebagai ilmu sains yang mempelajari bumi, komposisinya, struktur, sifat-sifat fisik, sejarah, dan proses pembentukannya. Oleh karena itu, geologi dapat digolongkan sebagai suatu ilmu pengetahuan yang kompleks, sehingga cakupan ilmu geologi begitu luas dan bercabang ke dalam beberapa pembahasan keilmuan yang lebih khusus. Namun, masing-masing cabang tersebut masih saling mendukung dan saling berhubungan.

Secara garis besarnya, ilmu geologi dapat dibagi dua, yaitu geologi dasar dan geologi terapan. Geologi dasar adalah cabang ilmu geologi yang wajib dipelajari oleh para calon ahli geologi, di antaranya: mineralogi, petrologi, petrografi, kristalografi, sedimentologi, stratigrafi, paleontologi, geokronologi, geologi struktur, geomorfologi, geologi sejarah, dan geologi kelautan. sementara geologi terapan, merupakan ilmu-ilmu yang dikembangkan dari geologi yang digunakan untuk kepentingan umat manusia, di antaranya geofisika, geokimia, geologi ekonomi, geologi teknik, geologi pertambangan, geologi minyak, geologi panas bumi, geopedologi, geofisika eksplorasi, geoarkeologi, vulkanologi, seismologi, geologi rekayasa, geokomputasi, geodesi, geowisata, geologi lingkungan, geomedisin, geoforensik, dan lain-lain.

Adapun kepentingan dalam mempelajari ilmu geologi, di antaranya: dapat membantu untuk mengetahui dan memahami awal terjadi dan struktur dari bumi sebagai planet khususnya daratandan lautan yang menyusun kerak bumi; menjelaskan karakteristik alam yang sangat bervariasi dan bagaimana bentang dan yang sangat berbeda ini dapat terbentuk dan dimanfaatkan oleh manusia; untuk mengetahui dimana mineral dan batuan berharga dapat dijumpai; membantu para ahli bangunan untukmendapatkan material bahan bangunan; sangat penting dalam hubungannya dengan sumber daya

air, karena keberadaan air sangat tergantung juga pada jenis atau macam batuan; dan mampu memperkirakan kemungkinan terjadinya bencana alam seperti longsor, aktivitas gunungapi dan sebagainya.

Penyusunan buku ini lebih difokuskan pada kepentingan informasi geologi dalam penataan ruang pasca bencana di wilayah Selat Sunda. Salah satu cabang ilmu geologi yang berkaitan dengan penataan ruang tersebut adalah geologi lingkungan atau disebut juga sebagai geologi tata lingkungan. Ilmu ini merupakan media dalam penerapan dalam rangka pengembangan wilayah dan pengelolaan lingkungan, yaitu memberikan informasi tentang karakteristik lingkungan geologi suatu lokasi/wilayah berdasarkan keterpaduan dari aspek sumber daya geologi sebagai faktor pendukung dan aspek bahaya geologi sebagai faktor kendala yang dapat menimbulkan bencana alam.

Dengan kata lain, geologi lingkungan adalah upaya memanfaatkan lingkungan fisik secara rasional, baik karena sifat alamiahnya maupun karena interaksinya dengan kegiatan manusia. Lingkungan fisik alami yang dimaksud adalah segenap bagian kulit bumi yang mempengaruhi secara langsung terhadap kondisi dan keberadaan masyarakat. Karena itu, batuan (termasuk tanah), bentang alam, dan air merupakan faktor geologi yang mendukung keberlanjutan manusia untuk mempertahankan hidup. Sedangkan faktor pembatas/kendala seperti gempa bumi, tsunami, letusan gunungapi, longsor, likuifaksi, dan sebagainya merupakan faktor geologi yang menimbulkan kerentanan bagi keberlangsungan hidup manusia.

Dengan demikian, dapat dikatakan bahwa geologi lingkungan lahir dari kebutuhan akan interaksi antara tiga ilmu bumi terapan yaitu geomorfologi terapan, geologi ekonomi

dan geologi teknik. Perkembangan dari interaksi ketiga ilmu terapan ini dan fokusnya pada penataan lingkungan menghasilkan tiga kecenderungan utama, yaitu:

1. *Sustainable Development*, konsep untuk mempertemukan antara kepentingan pembangunan/eksploitasi dan konservasi lingkungan dan sistem pengawasannya, yaitu dengan menciptakan sebuah konsep manajemen yang mampu mengurangi dampak negatif dari eksplotasi sumber daya alam dan pembuangan limbah.
2. Pertentangan dalam pengelolaan proses-proses yang terjadi di alam. Dalam mitigasi bencana alam muncul dua tipe konsep pengelolaan, yaitu:
  - *The Structural Response*, menekankan pada aspek-aspek teknik sipil untuk mengatasi masalah yang timbul dari bencana alam, misalnya dibuatnya konstruksi “sea wall” untuk mengatasi erosi pantai.
  - *The Process-based Response*, menekankan pada sistem yang telah terbentuk di alam dimanfaatkan dan dipelihara oleh kita agar tidak menimbulkan bencana bagi manusia. Misalnya dalam pengelolaan kondisi pantai, kita berusaha memahami proses dasar yang terjadi secara alamiah di alam dan berusaha agar kondisi pantai tetap terjaga dan terpelihara seperti aslinya.
3. Adanya pergeseran dari keterlibatan reaktif menjadi proaktif. Perkembangan ilmu pengetahuan dan pemahaman tentang proses-proses alam telah menimbulkan konsep yang baik dalam pengelolaan lingkungan terhadap, bencana alam yaitu mencegah (proaktif) adalah lebih baik dari pada memperbaiki (reaktif). Akan tetapi untuk dapat proaktif dibutuhkan data dan informasi yang akurat tentang penyebaran sumber daya, bencana alam dan kondisi tanah maka berarti dibutuhkan integrasi yang efektif antara

tiga cabang ilmu kebumihan yaitu Geomorfologi Terapan, Geologi Teknik dan Geologi Ekonomi.

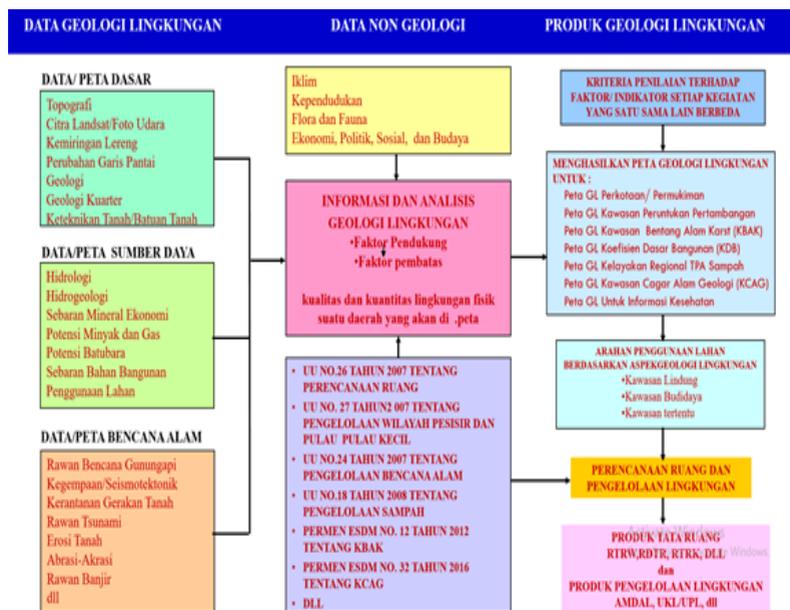
Dengan demikian, dalam kajian geologi lingkungan mengandung dua faktor utama, yaitu sumber daya geologi merupakan faktor geologi yang mendukung keberlanjutan manusia untuk mempertahankan hidup. Sedangkan faktor pembatas/kendala geologi merupakan faktor geologi yang menimbulkan kerentanan bagi keberlangsungan hidup manusia. Untuk memaduserasikan informasi daya dukung dan kendala geologi dapat dilakukan melalui kajian geologi lingkungan, (Gambar 01). Hasilnya diperlukan sebagai upaya mengurangi risiko bencana geologi dan sebagai rujukan dalam mengatasi permasalahan akibat eksploitasi sumber daya geologi dan pembangunan konstruksi oleh manusia, ataupun



Gambar 0.1. Peran Informasi Geologi Lingkungan dalam pembangunan wilayah.

sebaliknya, untuk mengatasi dampak fenomena geologi terhadap kegiatan/kepentingan manusia (*American Geological Institute*, dikutip dari Bell, 1998).

Kajian geologi lingkungan antara lain digunakan untuk (1) menentukan kelayakan permukiman/perkotaan, (2) melakukan analisis untuk menentukan kelayakan tempat pengolahan akhir (TPA) sampah, (3) menentukan kawasan bentang alam karst (KBAK) sesuai permen ESDM No. 17 Tahun 2012; (4) menentukan kawasan cagar alam geologi (KCAG) sesuai permen ESDM No. 32 Tahun 2016; (5) menentukan kawasan peruntukan pertambangan (KPP); (6) menentukan koefisien dasar bangunan (KDB); dan lain-lain (Gambar 02).



Gambar 0.2. Alur analisis geologi lingkungan untuk berbagai kepentingan pembangunan.

## Mengnalisis Geologi Lingkungan

Untuk pertimbangan aspek geologi lingkungan dalam perencanaan tata ruang, maka perlu disusun zonasi satuan geologi lingkungan. Zonasi tersebut disusun berdasarkan analisis terhadap peta tematik aspek kesamaan komponen lingkungan geologi dan nongeologi. Hasil analisis tersebut direpresentasikan dalam bentuk peta tematik yang disajikan dalam skala 1 : 50.000.

Peta tematik menggambarkan setiap aspek lingkungan geologi dan digunakan untuk analisis serta penyusunan peta geologi lingkungan dan peta rekomendasi penggunaan lahan, yang terdiri dari peta kemiringan lereng, peta geologi teknik/ daya dukung tanah, peta hidrogeologi dan peta bencana geologi. Sedangkan peta tematik nongeologi, terdiri atas peta penggunaan lahan saat ini dan peta rencana pola ruang.

Peta tematik nongeologi dan peta geologi lingkungan dipakai sebagai dasar analisis untuk mendapatkan arahan dan rekomendasi bagi penataan ruang dalam rangka pengembangan wilayah dan pengelolaan lingkungan.

Adapun kriteria penilaian geologi lingkungan, dapat dilihat dari komponen sebagai berikut:

- a. Komponen Sumber Daya Geologi (tabel 1)
- b. Komponen Kendala Bahaya Geologi (tabel 2), terdapat faktor perendah kesesuaian lahan, seperti banjir dapat terjadi jika kesesuaian lahan menjadi rendah.
- c. Komponen Penyisih Geologi (tabel 3)
- d. Komponen Penyisih Non Geologi (tabel 3)

Kemudian, peta tematik bertema yang dibutuhkan untuk analisis geologi lingkungan ditumpangsusunkan (*overlay*) dengan cara pemeringkatan (*scoring*) sesuai ketentuan seperti yang tercantum pada tabel.

## A. Komponen Sumber Daya Geologi

No.	Komponen	Bobot	Kisaran	Kelas	Nilai	Skor
1	(Ketersediaan air tanah untuk memenuhi kebutuhan air bersih)	14	Tinggi	Baik	3	42
			Sedang	Sedang	2	28
			Rendah	Buruk	1	14
2	Morfologi (untuk kemudahan konstruksi dan aksesibilitas)	8	Datar (0 – 5%)	Baik	3	24
			Landai (5 – 15%)	Sedang	2	16
			Terjal (>15%)	Buruk	1	8
3	Daya dukung tanah batuan (untuk fondasi)	2	Tinggi	Baik	3	6
			Sedang	Sedang	2	4
			Rendah	Buruk	1	2

## b. Komponen Bahaya Geologi

No	Komponen	Bobot	Kisaran	Kelas	Nilai	Skor	Keterangan
1.	Gempabumi (mengganggu stabilitas konstruksi)	-4	Sangat rendah	Baik	0	0	
			Rendah				
			Menengah	Sedang	1	-4	
			Tinggi	Buruk	2	-8	
2.	Tsunami (Potensi Landaan) (terkait dengan kerusakan lahan, bangunan, dan konstruksi)	-3	Tidak Berpotensi	Baik	0	0	Kejadian potensi tsunami rendah
			Rendah	Baik	0	0	
			Menengah	Sedang	1	-3	
			Tinggi	Buruk	2	-6	

3.	Kerentanan gerakan tanah (terkait dengan kemandapan konstruksi)	-2	Sangat rendah	Baik	0	0	
			Rendah	Sedang	1	-2	
			Menengah	Buruk	2	-4	
4.	Gunungapi (terkait dengan kerusakan lahan dan bangunan)	-1	Aman	Baik	0	0	Tidak ada gunungapi
			Kawasan-Rawan I	Sedang	1	-1	
			Kawasan-Rawan II	Buruk	2	-2	
5.	Lahan Basah / Rawa	-2	Kering	Baik	0	0	
			basah	Buruk	1	-2	
6.	Kerapatan Sungai (terkait dengan pembangunan infrastruktur)	-2	Rendah (< km/km <sup>2</sup> )	Baik	0	0	
			Sedang (km/km <sup>2</sup> )	Sedang	1	-2	
			Tinggi (> km/km <sup>2</sup> )	Buruk	2	-4	

### *Faktor Perendah Kesesuaian Lahan*

- *Banjir*

*Jika terdapat potensi banjir, kesesuaian lahan menjadi rendah.*

Hasil tumpang susun peta, menghasilkan Peta Kelayakan untuk Pengembangan Kawasan pada skala 1 : 50.000, yang terdiri atas Zona Layak dan Zona Tidak layak. Zona Layak menggambarkan tingkat keleluasaan penggunaan lahan untuk kawasan perkotaan dan Zona Tidak Layak untuk Pengembangan Kawasan.

## C. Komponen Penyisih Geologi

no	komponen	kriteria	kelas	keterangan
1.	Zona sesar aktif	jarak < 100 meter	Tidak layak	Berkaitan dengan faktor keamanan
2.	Bahaya gunungapi	kawasan rawan iii	Tidak layak	
3.	kerentanan gerakan tanah	kerentanan Tinggi	Tidak layak	

## D. Komponen Penyisih Non Geologi

no	komponen	kriteria	kelas	keterangan
1	kawasan lindung	dalam kawasan lindung	Tidak layak	Berkaitan dengan peraturan dan perundang-undangan
2	lokasi lapangan terbang	jarak < 100 meter	Tidak layak	Menghindari polusi suara resonansi dan gangguan penerbangan
3	Banjir dengan tinggi genangan $\geq$ 3m	dalam daerah genangan Banjir	Tidak layak	gangguan mobilitas dan kenyamanan, pencemaran, wabah penyakit dan lain-lain.
4	daerah pasang surut air laut	dalam genangan pasang Tertinggi	Tidak layak	gangguan mobilitas dan kenyamanan, pencemaran, wabah penyakit dan lain-lain.



Gambar 0.3. Makna Kajian Geologi Lingkungan

Pada akhirnya, untuk meningkatnya ketahanan suatu wilayah atau kawasan dapat tercapai jika informasi berbagai unsur geologi lingkungan diintegrasikan dalam rencana tata ruang wilayah dan dijadikan acuan pada saat proses penyusunan tata ruang serta dijadikan alat pengendali pembangunan fisik di wilayah ini. Alat pengendali ini tidak hanya digunakan untuk mengendalikan pembangunan saat ini saja, tetapi juga digunakan juga sebagai alat untuk mengendalikan pembangunan di masa datang. Oleh karena itu, analisis geologi lingkungan ditujukan untuk menentukan tingkat keleluasaan penggunaan lahan guna memperkecil dampak yang diakibatkan oleh bahaya geologi yang mengintai dan pembangunan wilayah yang terus berlangsung.



# **GEOLOGI REGIONAL SELAT SUNDA**



# Mekanisme Pembentukan Geologi Selat Sunda

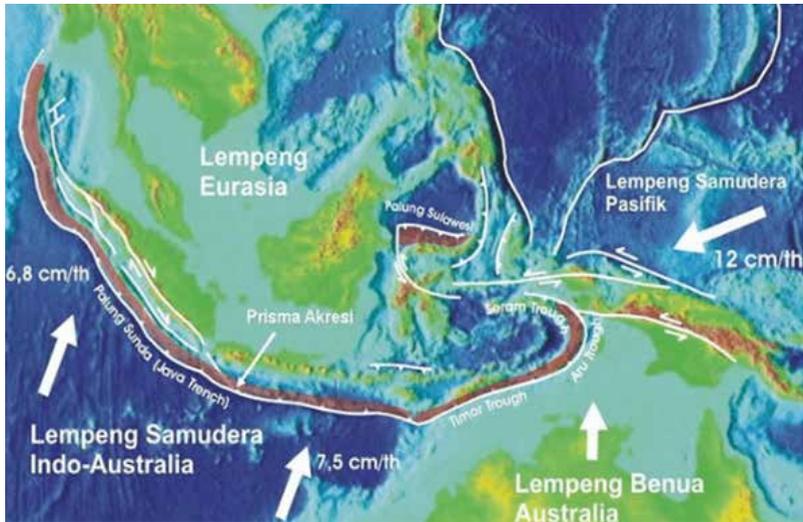
Oleh

**Oki Oktariadi,  
Joko Parwata, dan Ari Kusniadi**

*Kegiatan tektonik yang telah berlangsung merupakan pemicu atau awal terbentuknya Selat Sunda dan proses tersebut terus berlangsung dengan sering terjadinya gempabumi.*

Pulau Sumatra dan Jawa terletak pada bagian tepi selatan Busur Sunda yang dimulai dari Laut Andaman utara Aceh-Sumatra-Jawa sampai ke Pulau Sumbawa di selatan sebagai island arc systems. Perubahan arah subduksi dari lempeng Indo-Australia ke arah Lempeng Eurasia bersifat normal terhadap Jawa yang membentuk trench Jawa dan miring (*oblique*) ke arah Sumatra membentuk trench Sumatra. Penunjaman miring tersebut mengakibatkan terbentuknya Zona Sesar Sumatra, zona sesar geser mengangan yang memanjang dari ujung utara hingga ujung selatan Pulau Sumatra. Menurut Sieh dan Natawidjaja (2000), akibat penunjaman tersebut, terbentuk dua sistem tektonik utama, yaitu sistem sesar zona subduksi sepanjang palung Sumatra dan sistem sesar Sumatra yang merupakan sesar mendatar (*strike-slip*), Gambar 1.1).

Kemiringan penunjaman di sepanjang Sumatra dapat dihubungkan dengan adanya suatu zona sesar geser mendatar mengangan yang memanjang sepanjang Pulau Sumatra. Sesar tersebut mengakomodasi komponen mengangan dari konvergensi miring. Kemiringan penunjaman ini juga mengakibatkan tarikan (*stretching*) yang cukup besar di sepanjang Sumatra (McCaffrey, 1991). Pergerakan tersebut bervariasi dari 6 cm/tahun di utara Sumatra hingga hanya 7 cm/tahun di Selat Sunda (Pramumijoyo & Sebrier, 1991; Sieh & Natawidjaja, 2000). Selain Sesar Sumatra, juga terbentuk Zona Sesar Mentawai yang merupakan zona sesar geser mengangan, terletak di antara palung dan Pulau Sumatra, memanjang di



Gambar 1.1. Peta tektonik Indonesia barat. Tanda panah dengan angka menunjukkan arah dan kecepatan Lempeng Indo-Australia (Kopp drr., 2001; Subarya drr., 2006).

sepanjang deretan pulau-pulau kecil di busur muka Sumatra (Diament drr., 1992). Berbeda dengan di lepas pantai Sumatra, di sepanjang lepas pantai selatan Pulau Jawa, Lempeng Indo-Australian menunjam Lempeng Eurasia dengan arah normal, sehingga tidak terbentuk suatu zona sesar seperti yang ada di Sumatra.

Kemudian, menurut Sieh dan Natawidjaja (2000), di area Selat Sunda terdapat segmen Sunda yang merupakan subsegmen sesar Sumatra sepanjang 150 km. Akibatnya penunjaman tegak lurus di selatan Jawa tersebut membentuk sistem sesar zona subduksi sepanjang palung Jawa dan beberapa sesar serta lipatan di Jawa bagian barat dan sekitarnya. Sementara di sebelah utara, Zona Sesar Sumatra berakhir pada kompleks sesar Laut Andaman. Namun, di ujung selatan Pulau Sumatra, hasil observasi lapangan menunjukkan pergeseran

yang sangat kecil (Pramumijoyo & Sebrier, 1991), sehingga diasumsikan bahwa sesar terputus di Selat Sunda atau dengan kata lain, pergeseran mencapai nilai 0 di Selat Sunda. Sifat alami dari ujung Sesar Sumatra dan Sesar Mentawai di Selat Sunda menjadi selalu menarik untuk diteliti.

Berbagai model telah dikembangkan untuk menjelaskan berbagai kemungkinan terbentuknya Selat Sunda, yang memperlihatkan Pulau Jawa telah tergeser ke arah selatan relatif terhadap Pulau Sumatra. Di dalam hal ini, Ranneft (1972) mengemukakan karena adanya pergeseran disepanjang sesar-sesar melintang di barat Indonesia yang umumnya berarah utara-timur laut, dan dikenal dengan sebutan Kelurusan Bantam. Menurut Jarrard (1986), zona Sesar Sumatra yang berarah barat laut-tenggara menghubungkan Selat Sunda dengan sistem sesar mendatar *transform* di Laut Andaman. Sesar Sumatra yang berarah geser manganan (*dextral*) tersebut juga memisahkan potongan lempeng (*sliver*) busur muka dari induk paparan Sunda. Potongan lempeng tersebut bergerak ke arah barat laut sepanjang Sesar Sumatra relatif terhadap Lempeng Eurasia.

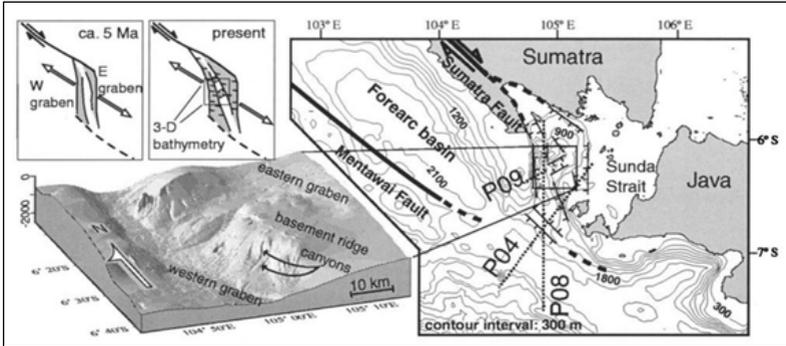
Penjelasan tersebut di atas belum mempertimbangkan kenyataan bahwa tepi barat Indonesia tersusun oleh busur kepulauan yang berbentuk melengkung. Kemudian, Ninkovich (1976) menunjukkan bahwa rangkaian pegunungan vulkanik di antara Selat Sunda dan Timor berada pada suatu bagian lingkaran yang berpusat di sekitar 32°N, 119°E. Ia mempertimbangkan bahwa rangkaian vulkanisme di Sumatra telah terputar searah jarum jam sebesar 20° dari bagian lingkaran tersebut. Hipotesa ini didukung oleh kenyataan bahwa Zona Benioff mempunyai kedalaman maksimum lebih dari 600 km di timur Selat Sunda, tetapi berkurang hingga 200 km (Hamilton, 1979) ke arah baratlaut sepanjang Pulau

Sumatra, dan umur aktivitas vulkanik saat ini sebanding dengan kedalaman maksimum dari Zona Benioff.

Sedangkan, Huchon and Le Pichon (1984) memberikan pendapat yang agak berbeda tentang kejadian Selat Sunda. Mereka menggarisbawahi pentingnya Sesar Sumatra dan berpendapat bahwa sesar tersebut berakhir di Selat Sunda. Selat kemudian terbentuk oleh adanya tarikan karena pergeseran ke arah barat laut dari blok barat daya Sumatra, yang dikenal dengan lempeng Sumatra atau *forearc sliver plate* (Jarrard, 1986) atau *Sumatra plate* (Diament, 1992) sepanjang zona Sesar Sumatra. Bentuk cembung ke arah utara (darat) dari prisma akresi yang teramati di selatan Selat Sunda kemungkinan diakibatkan oleh pelebaran ke arah selatan dari selat tersebut, dan dicerminkan oleh suatu kompleks deformasi yang tersusun dari sesar-sesar geser dan normal.

Pendapat tersebut diperkuat oleh Harjono, drr (1991) yang memberikan bukti-bukti bahwa dua dari tiga zona kegempaan di kerak bagian atas mengelompok di bawah kompleks Krakatau dan Graben Semangko. Zona tersebut bersifat tektonik dan dapat dihubungkan dengan tarikan di dalam Selat Sunda. Analisa *stress* tensor menunjukkan tarikan ke arah N130°E, searah dengan zona Sesar Sumatra. Sementara di sekitar Palung Sunda, Lempeng Indo-Australia bergerak kurang lebih ke arah Utara (N3°E) dengan kecepatan relatif berkisar 6-7 cm/tahun (Wilson, drr., 1998). Dari bentuk geometri Sumatra dan Jawa, menunjukkan penunjaman berarah normal terhadap Pulau Jawa dan berarah miring terhadap Pulau Sumatra (Gambar 1.2).

Dengan demikian, dapat dikatakan bahwa Selat Sunda yang terletak di antara Jawa dan Sumatra sebagai suatu zone transisi akibat perubahan arah dan kecepatan subduksi lempeng Indo-Australia terhadap lempeng Eurasia (Hamilton, 1979; Huchon



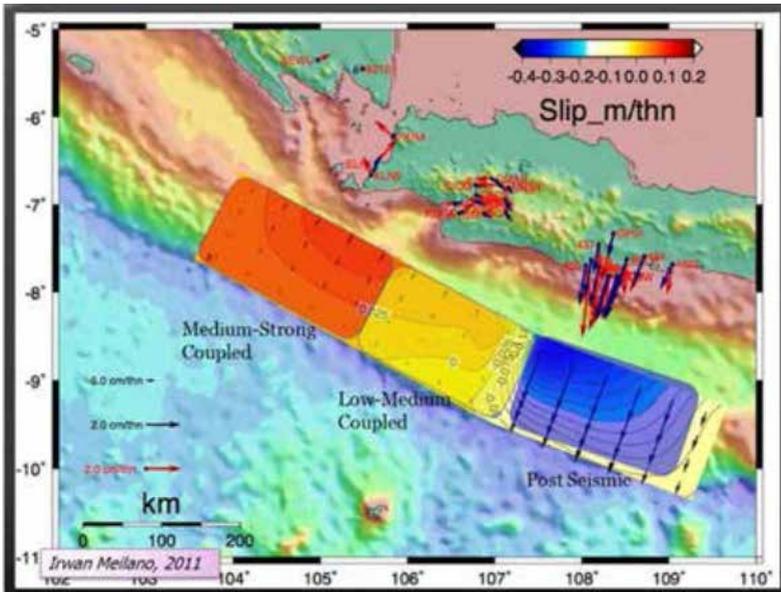
Gambar 1.2. Peristiwa Tektono-Vulkano yang menyebabkan retakan Selat Sunda tidak simetris, melainkan menyempit ke arah mendekati titik punter (*pivot point*) dan melebar ke arah menjauhi *Titik Puntir* yang terletak di ujung timur Selat Sunda.

& Le Pichon, 1984; Malod dr., 1995). Pola tumbukan yang terjadi adalah normal terhadap Jawa membentuk *Trench* Jawa dengan arah N 100°E dan *oblique* terhadap Sumatra membentuk *Trench* Sumatra dengan arah N140°E. Fenomena geologi yang terjadi akibat perbedaan pola tumbukan ini adalah, berkembangannya Sistem Sesar Sumatra (Sesar Semangko dan sesar Mentawai), membujur pada sumbu Sumatra yang akhirnya menghilang di selat Sunda membentuk sesar normal atau graben, *volcanic line* sekitar Selat Sunda yang bersamaan dengan magmatisme Jawa (Gambar 1.3).

Juga di antara Sumatra dan Jawa terdapat daerah Busur Muka Selat Sunda yang dipengaruhi oleh kondisi pergerakan lempeng kedua daerah tersebut. Daerah Busur Muka Selat Sunda ini mengalami kompresi akibat penunjaman lempeng dan juga dipengaruhi ekstensi karena pergerakan sebagian Sumatra ke arah barat laut. Hasil analisa beberapa faktor geofisika yang menunjukkan adanya dominasi ekstensi di daerah busur muka Selat Sunda dan indikasi adanya bukaan

yang menerus di daerah busur muka karena batas selatan lempeng busur muka Sumatra berupa Zona Sesar Sumatra yang terus melaju ke arah baratlaut, sehingga diinterpretasikan sebagai kelanjutan Zona Sesar Sumatra sampai ke batas Palung Sunda dalam bentuk suatu sistem graben.

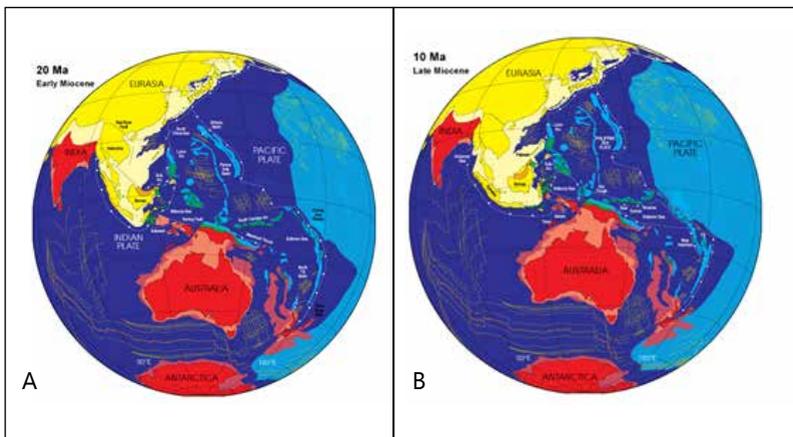
Pendapat lainnya dikemukakan oleh Hall (1997), yang menyebutkan bahwa hubungan Jawa dan Sumatra menjadi satu sebelum Miosen Atas (Gambar 1.4), sehingga pemisahan kedua pulau terjadi penyobekan, oleh karena itu sesar ini bersifat bukaan yang didasarkan hasil interpretasi kelurusan pusat gempa bumi dan kelurusan beberapa gunungapi. Menurut Huchon dan Le Pichon (1991), pembukaan Selat Sunda disebabkan oleh pergerakan ke barat laut blok Sumatra baratdaya sepanjang Sesar Sumatra Tengah.



Gambar 1.3. Sejak sekitar Mio-Pliosen Pulau Jawa dan Sumatra mulai saling berpisah membentuk sebuah lorong sempit. (Sumber: Irwan Meilano, 2011).

Menurut Sidarto, drr (2017), sesar bukaan ini mengontrol munculnya Gunungapi Rajabasa Purba, yang berumur Miosen Atas dan mungkin juga gunungapi yang membentuk Pulau Panaitan; kemudian diikuti Gunungapi Sebuku, yang merupakan kerucut gunungapi (*volcanic cone*) dari Gunungapi Rajabasa Purba dan diduga berumur Pliosen. Di dalam kaldera Rajabasa Purba muncul Gunungapi Pandan (Plistosen) dan selanjutnya dalam kawah Gunungapi Pandan munculnya Gunungapi Rajabasa (Resen). Gunungapi Sebesi yang berumur Resen, dan diikuti munculnya Gunungapi Krakatau yang masih aktif. Deretan gunungapi tersebut menunjukkan keaktifan gunungapi berantai, yaitu gunungapi satu mati diikuti gunungapi lain muncul. Apabila Gunungapi Krakatau tidak aktif, sangat mungkin muncul gunungapi baru.

Pada akhirnya, perkembangan penelitian tentang pembentukan geologi Selat Sunda seperti yang dijelaskan di atas, oleh Lina Handayani dan Hery Harjono (2008) dilakukan



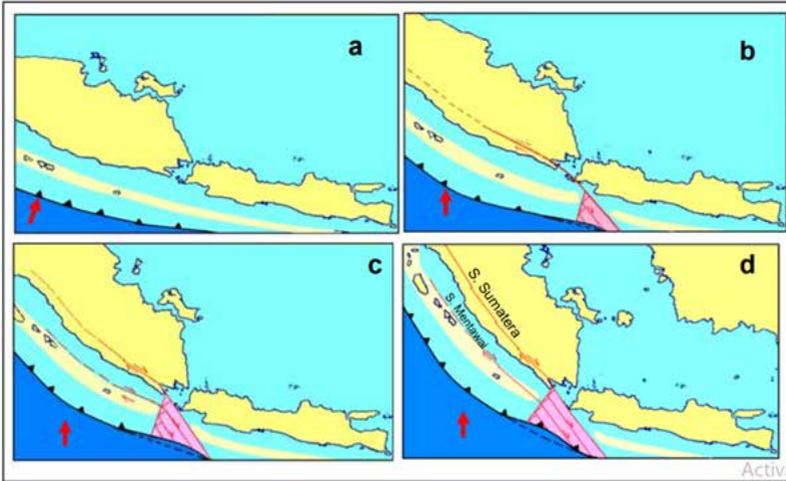
Gambar 1.4. Hubungan Pulau Sumatra dan Pulau Jawa (Hall, 1997). A = Miosen Awal dan B = Miosen Atas.

rekontruksi terhadap perkembangan tektonik daerah busur muka di sebelah selatan Selat Sunda. Hasil penelitiannya dapat menginterpretasikan perkembangan tektonik daerah busur muka di sebelah selatan Selat Sunda, yaitu diperolehnya gambaran struktur bawah permukaan yang memberi kejelasan proses tektonik dan pembentukan Selat Sunda, seperti dijelaskan pada gambar 1.4, yang menunjukkan model ilustrasi perkembangan tektonik daerah busur muka Selat Sunda.

Gambar 1.5 a menunjukkan keadaan sebelum adanya ekstensi, dengan asumsi struktur busur muka di sepanjang Sumatra hingga Jawa seragam, terdapat cekungan dan juga punggungan akresi yang menerus. Kondisi tersebut mungkin terjadi jika arah konvergensi tegak lurus terhadap palung. Arah pergerakan lempeng Indo-Australia seperti yang tergambar ( $N30^{\circ} - 45^{\circ} E$ ) mungkin terjadi saat Lempeng India belum menabrak Lempeng Eurasia (sebelum ~50 juta tahun lalu, Zhu et al., 2005). Konvergensi antara Lempeng India dan Lempeng Eurasia menyebabkan perubahan pergerakan lempeng-lempeng di sekitarnya. Salah satu perubahan yang diperkirakan akibat tumbukan tersebut adalah perubahan arah konvergensi Lempeng Indo-Australia terhadap Lempeng Eurasia. Arah konvergensi menjadi menyerong di busur muka Sumatra. Akibatnya, komponen lateral dari konvergensi mulai menyebabkan adanya pergerakan di patahan Sumatra.

Gambar 1.5 b menunjukkan pergerakan sesar geser di dekat palung membentuk cekungan (*pull-a-part basin*). Pembentukan cekungan ini terjadi terus menerus sehingga terbentuk zona ekstensi di daerah ini.

Gambar 1.5 c menunjukkan bukaan akibat ekstensi tersebut juga menyebabkan pecahnya punggungan akresi antara Sumatra dan Jawa, karena akresi di sebelah barat tergeser seiring pergeseran Sumatra ke arah barat laut. Beberapa lama



Gambar 1.5 Perkembangan tektonik zona transisi antara Sumatra dan Jawa.

kemudian, besarnya pergerakan Sesar Sumatra menjadi tidak cukup dalam mengakomodasi pergeseran lateral akibat konvergensi miring. Kelebihan energi geser lateral tersebut menyebabkan tumbuhnya sesar baru di daerah busur muka Sumatra, yaitu Sesar Mentawai. Ekstensi yang menerus dan bukaan yang melebar merupakan daerah yang lemah sehingga garis palung maju ke arah dalam busur muka.

Gambar 1.5 d, menunjukkan struktur cekungan (*pull-apart basin*) akibat ekstensi terjadi terus menerus hingga sekarang. Daerah ekstensi ini terus melebar seiring dengan melengkungnya garis palung.

Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa: (1) Selat Sunda merupakan zona peralihan tunjaman asimetri miring lempeng tektonik aktif Indo-Australia dengan lempeng tektonik Benua Asia di sebelah barat Pulau Sumatra dengan tunjaman asimetri tegak di sebelah selatan Pulau Jawa, dan adanya kelanjutan Zona Sesar Sumatra sampai ke batas Palung

Sunda dalam bentuk graben. (2) Kegiatan tektonik yang telah berlangsung merupakan pemicu atau awal terbentuknya Selat Sunda dan proses tersebut terus berlangsung dengan sering terjadinya gempa bumi.

Kedudukan Busur Selat Sunda sebagai zona peralihan tersebut di atas menyebabkan kawasan ini memiliki kondisi geodinamika yang sangat aktif dengan kondisi geologi yang dinamis dan kompleks. Hal ini ditunjukkan dengan tingginya frekuensi gempa bumi di Selat Sunda dan sekitarnya yang dipengaruhi oleh proses tektonik yang terjadi, sehingga daerah Busur Muka Selat Sunda mengalami kompresi akibat penunjaman lempeng dan juga dipengaruhi ekstensi karena pergerakan sebagian Pulau Sumatra ke arah barat laut terus melaju dengan pembukaan sesar Sumatra di segmen Sunda yang tegak lurus sistem sesar graben sebesar 2,5 mm/tahun (Harjono dan Natawidjaja, 2003) dan aktivitas vulkanik di sekitar Krakatau serta sesar-sesar lokal di area tersebut.

*\* Oki Oktariadi,  
bekerja di Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan.*



# **Geodinamika Perairan Selat Sunda**

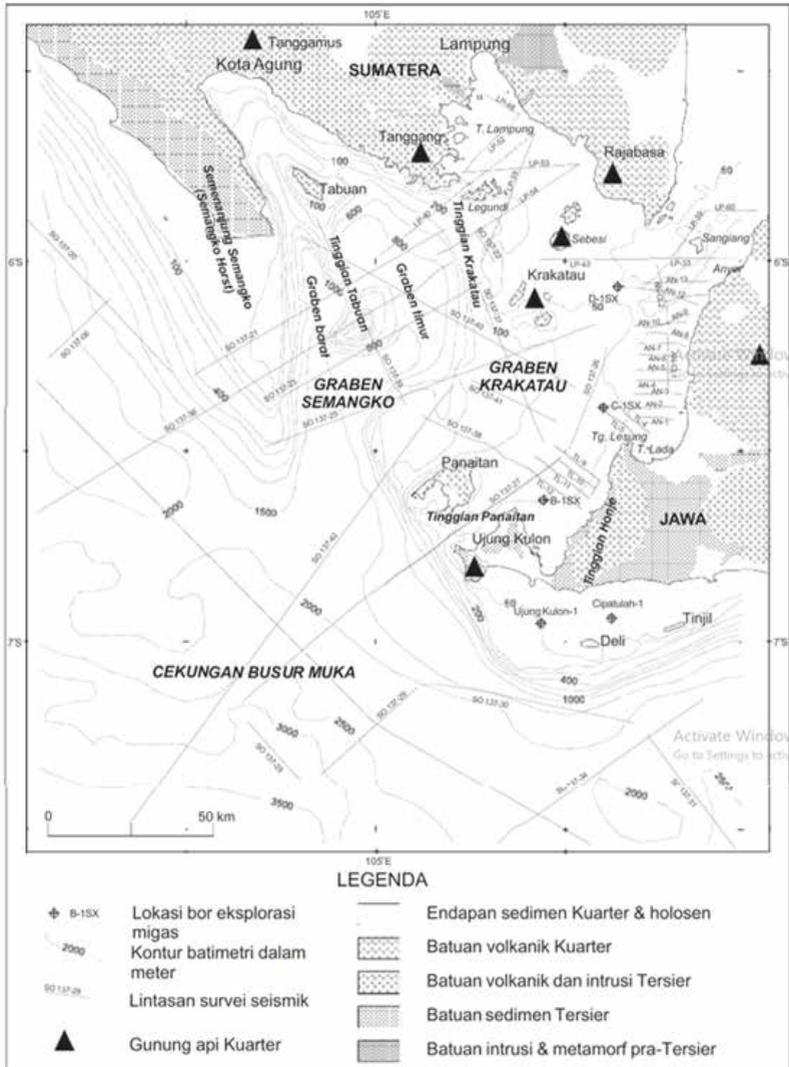
**Oleh  
Susilohadi**

*Struktur-struktur yang berkembang di bagian horst dan graben tidak hanya berhubungan dengan sistem pull-apart, tetapi juga terkait dengan aktivitas vulkanik-magmatik.*

## **Batimetri dan Batuan Dasar**

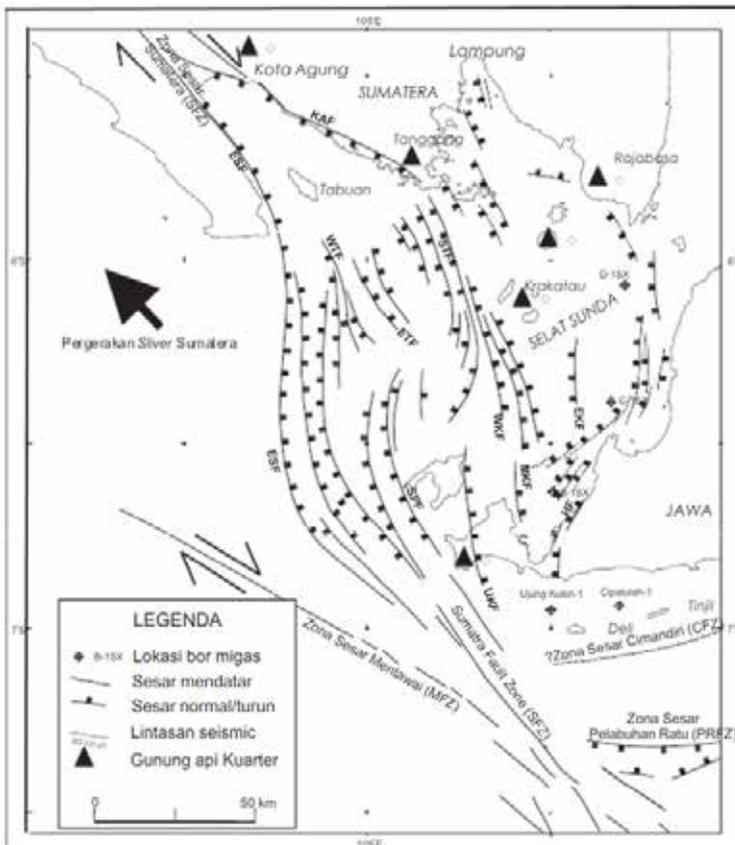
Selat Sunda dicirikan oleh kondisi batimetri yang kompleks, termasuk adanya cekungan-cekungan berbentuk menyudut dan berkemiringan curam, yang menunjukkan adanya kontrol oleh persesaran (Gambar 2.1). Batimetri di bagian barat selat menunjukkan adanya empat rangkaian tinggian (*ridges*), yang dikenal dengan Semangko Horst, Tinggian-tinggian Tabuan, Panaitan dan Krakatau; dan dua graben, yang dikenal sebagai Graben-graben Semangko dan Krakatau (Gambar 2.2). Tinggian-tinggian Tabuan dan Panaitan membagi Graben Semangko menjadi graben timur dan barat. Graben Semangko berada pada kedalaman kurang dari 800 hingga lebih dari 1500 m. Sebaliknya, batimetri di Graben Krakatau, tempat Gunungapi Krakatau berada, relatif datar dikarenakan adanya pengendapan yang berlimpah dari klastik vulkanik.

Batuan-batuan di Selat Sunda yang lebih tua dari Miosen Akhir dan terbentuk sebelum struktur tertua di Selat Sunda dapat dianggap sebagai batuan dasar. Di bagian barat Selat Sunda, terutama pada zona-zona deformasi graben, batuan-batuan ini membentuk tinggian-tinggian utama yang umumnya tersusun pada arah utara-selatan hingga barat laut-tenggara dengan sudut antara 20° hingga 40° terhadap jurus utama zona Sesar Sumatra.



Gambar 2.1. Peta batimetri dan geologi yang disederhanakan daerah Selat Sunda dan sekitarnya.

Beberapa tinggian ini secara jelas membatasi struktur-struktur graben di bagian barat Selat Sunda. Tinggian Panaitan dan Ujung Kulon, mungkin telah tersingkap sejak Miosen Tengah (Atmawinata & Abidin, 1991; Gambar 2.1). Demikian juga, data seismik menunjukkan ketiadaan endapan-endapan Miosen Akhir dan Pliosen di beberapa bagian Tinggian Tabuan serta di sekitar Teluk Lampung selama waktu tersebut,



Gambar 2.2. Struktur-struktur geologi di Selat Sunda, di rekonstruksi berdasarkan data-data seismik *multi* dan *single channel*, serta data batimetri.



batuan dasar tersebut, dan beberapa sesar normal berjurus hampir utara-selatan kemungkinan telah mengakomodir penurunan batuan dasar ke arah barat. Di sepanjang pantai barat Jawa bagian barat, dari Teluk Lada hingga Anyer, batuan dasar tersebut tidak tersingkap dan tidak dapat dikenali pada rekaman seismik. Hal tersebut menunjukkan bahwa struktur tinggian yang berumur lebih tua dari Miosen Akhir tidak berkembang pada daerah ini. Namun, singkapan batuan Miosen dapat dipetakan di darat, pada Tinggian Honje.

## **Seismik stratigrafi**

Endapan-endapan Neogen di cekungan busur muka Indonesia bagian barat dibawah oleh ketidakselarasan Oligosen Akhir (Bolliger & De Ruiten, 1975; Beaudry & Moore, 1985). Pada rekaman-rekaman seismik yang memotong cekungan busur muka, ketidakselarasan regional tersebut telah terpangkas oleh ketidakselarasan akhir Miosen Tengah yang berkembang akibat adanya kenaikan tepi cekungan dan kemungkinan bersamaan dengan penurunan muka laut global, seperti yang dinyatakan oleh Haq dkk (1988). Suatu reflektor seismik yang sangat tegas karena adanya perbedaan impedansi akustik antara batuan dasar vulkanik dengan endapan laut akhir Miosen menandai ketidakselarasan tersebut.

Di sekitar Teluk Lampung banyak tersingkap batuan-batuan berumur Pratersier hingga Miosen Awal. Studi pada rekaman-rekaman seismik dangkal dari Teluk Lampung memperlihatkan adanya ketidakselarasan bersudut yang sangat kuat dan kemungkinan mencerminkan batas atas Miosen Tengah. Ketidakselarasan ini ditutupi oleh endapan tipis berumur Pliosen dan Kuartar. Hingga dapat ditarik kesimpulan bahwa penurunan Teluk Lampung mungkin baru terjadi sejak Miosen Akhir tetapi tidak secepat penurunan di

Teluk Semangko.

Di sepanjang Tinggian Panaitan (Gambar 2.1) suatu ketidakselarasan bersudut berumur Miosen hingga Pleistosen teramati pada bagian atas dari endapan-endapan Miosen Akhir. Ketidakselarasan tersebut diperkuat dengan adanya pola hubungan reflektor *downlapping* antara endapan Pliosen dengan batuan di bawahnya. Di Pulau Panaitan dan Ujung Kulon ketidakselarasan tersebut terpotong oleh erosi Kuarter hingga memungkinkan endapan Miosen Awal tetap tersingkap (Atmawinata & Abidin, 1991).

Sebaliknya, suatu pola refleksi yang kuat dan dapat dianggap sebagai kelanjutan ketidakselarasan ini tidak teramati pada struktur horst di selatan Semenanjung Semangko, dan mencerminkan bahwa pemiringan tektonik tidak banyak terjadi di daerah ini. Batas Mio-Pliosen diambil pada bagian atas suatu satuan yang mewakili agradasi vertikal ketika terjadi kenaikan muka laut relatif Miosen Akhir (Susilohadi drr., 2005). Batas tersebut mewakili interval waktu ketika endapan tebal berumur Pliosen Awal diendapkan di cekungan busur muka selama duduk muka laut pada posisi rendah.

Batas Plio-Pleistosen ditentukan berdasarkan pada data sumur pemboran eksplorasi hidrokarbon C-1-SX yang telah secara ringkas digambarkan oleh Noujaim (1976). Walaupun sumur mencapai kedalaman maksimum 3005 m, batuan-batuan berumur Miosen tidak tertembus. Sebagai akibatnya, korelasi terhadap endapan-endapan yang lebih tua tidak dapat dilaksanakan. Batas Plio-Pleistosen juga ditentukan berdasarkan pada data MCS dari daerah dekat Semenanjung Semangko yang memperlihatkan adanya pemotongan endapan akibat adanya penurunan muka laut pada Zaman Pleistosen. Pada rekaman-rekaman seismik dangkal, seperti pada rekaman dari daerah Teluk Lada dan batas Plio-Pleistosen

Tabel 2.1. Ringkasan peristiwa-peristiwa geologi di Selat Sunda dan Paparan Sunda. Kurva Eustatik muka laut oleh Haq dkk. (1988) disertakan sebagai referensi.

Waktu (Milyar Tahun)	EPOCH	KURVA EUSTATIK (Haq dkk., 1988)	PERISTIWA GEOLOGI REGIONAL	PEMBENTUKAN STRUKTUR GEOLOGI		PERISTIWA STRATIGRAFI				
				GRABEN SEMANGKO BARAT	GRABEN KRAKATAU	GRABEN SEMANGKO BARAT	GRABEN KRAKATAU	DARAT		
				TIMUR	TIMUR	TIMUR	TIMUR			
0-1	PLEISTOSEN			Graben Semangko Timur & Barat beraktu	Pembentukan Hat Graben & peggeliran selunggi	Pengisian graben unit 1	Pengisian unit 1			
1-2	AKHIR					Pengisian graben unit 2	Pengisian graben unit 2			
2-5	AWAL			Awal pembentukan Graben Semangko Timur & Graben Krakatau		Pengisian hangwe unit 2	Pengisian hangwe unit 2			
5-10	AKHIR		Awal pembentukan Siver Sumatra							
10-15	MIOSEN		Pemindahan garis muka berupa akibat penurunan la barat Sundastrand	Penarikan balik bagian basin & pembentukan Hat Graben	Penarikan balik bagian basin & pembentukan Hat Graben					
15-20	TENGAH		Awal pembentukan Sistem Sesar Sumatera							
20-23	AWAL		Perubahan Sundastrand							

pada umumnya dapat ditarik dengan tegas berdasarkan adanya ketidak-selarasan yang menandai mulai munculnya karakter susut dan genang laut berulangsecara sering pada Zaman Pleistosen. Karakter tersebut sangat dominan pada paruh akhir Zaman Pleistosen.

Berdasarkan pada kerangka stratigrafi di atas, data MCS dan *seismic singlechannel* menunjukkan bahwa endapan-endapan Miosen-Pleistosen di Selat Sunda dapat diklasifikasikan kedalam tiga satuan utama, yakni: Miosen Akhir Unit 1, Pliosen Unit 2 dan Pleistosen Unit 3 (Table 2.1). Satuan Pleistosen Unit 3 dapat dipisahkan menjadi paling tidak empat sub-satuan, Unit 3a, 3b, 3c dan 3d, yang masing-masing dipisahkan oleh ketidak-selarasan akibat susut-susut laut Zaman Pleistosen. Walaupun struktur geologi di daerah tersebut sangat kompleks, satuan-satuan tersebut dapat saling dikorelasikan diantara graben-graben dan daerah lain di Selat Sunda mengingat rapatnya lintasan-lintasan seismik.

## **Keragaman Graben Selat Sunda**

### **Graben Semangko**

Graben Semangko terletak di antara Ujung Kulon dan Teluk Semangko, dan di timur kompleks Gunungapi Krakatau (Gambar 2.1). Lebar graben di Selat Sunda mencapai 65 km, tetapi menyempit ke arah jejak utama zona Sesar Sumatra di barat laut Kota Agung, kemungkinan graben juga menghilang di daerah selatan Ujung Kulon.

### **Graben Semangko Barat**

Graben ini berarah utara-selatan dengan lebar sekitar 17 km (Gambar 2.2), dibatasi oleh Semenanjung Semangko di bagian barat dan Tinggian Tabuandi bagian timur. Keseluruhan struktur graben miring dan menunjam ke arah selatan, dan kehilangan ekspresi morfologinya di cekungan busur muka. Kedalaman graben bervariasi, dari kurang 100 m di dekat Pulau Tabuan hingga sekitar 1800 m di bagian selatan (Gambar 2.1). Semenanjung Semangko memanjang dari ujung barat laut Teluk Semangko, membentuk suatu tonjolan bawah laut yang menyerong ke arah selatan dan secara perlahan tenggelam pada kedalaman 100 m sebelum memperlihatkan kecuraman lereng yang tinggi di selatannya hingga pada kedalaman 1500 m.

Endapan-endapan Miosen Akhir dan Pliosen di atas semenanjung ini memperlihatkan kemiringan ke arah barat daya sebagai akibat pelengkungan kearah bawah dari batuan dasar cekungan busur muka. Namun, permukaan erosi Pleistosen sedikit miring ke arah timur yang kemungkinan akibat adanya retakan lokal di semenanjung tersebut. Tinggian Tabuan dan Pulau Tabuan di Teluk Semangko memisahkan Graben Semangko Barat dari Graben Semangko Timur (Gambar 2.2). Tinggian tersebut secara perlahan kehilangan ekspresi morfologinya pada kurang lebih 30 km barat laut Pulau

Panaitan, hingga memungkinkan terbentuknya hubungan fisik antara graben-gaben Semangko Barat dan Timur. Hubungan tersebut juga dimungkinkan oleh adanya pembelokan Sesar Panaitan Selatan (SPF) yang menghadap ke barat disepanjang barat laut Pulau Panaitan (Gambar 2.2).

Data-data MCS menunjukkan bahwa sebelum terbentuknya graben saat ini, batuan dasar telah mengalami persesaran blok di awal Zaman Miosen Akhir yang seumur dengan persesaran blok di timur Pulau Panaitan. Persesaran normal yang tinggi dan berawal pada Pliosen Akhir telah membentuk morfologi Graben Semangko Barat saat ini. Persesaran tersebut membentuk teras-teras disepanjang sisi timur Semenanjung Semangko, dan sesar-sesar normal yang miring ke arah timur memperlihatkan pola kesejajaran. Sesar Semangko Timur (ESF) dan kombinasi Sesar Tabuan Barat (WTF) serta Sesar Panaitan Selatan (SPF) mungkin merupakan batas-batas barat dan timur dari Graben Semangko Barat.

Walaupun, Sesar Semangko Timur (ESF) tidak menembus endapan Pliosen pada rekaman lintasan SO137-25 dan membentuk struktur monoklin pada endapan tersebut. Beberapa dari sesar normal di sepanjang batas barat graben merupakan hasil pengaktifan kembali sistem patahan yang lebih tua, dan memberikan pergeseran vertikal yang jauh lebih besar dibandingkan dengan sesar-sesar pada sisi yang berlawanan (misalnya memberikan pergeseran vertikal yang jauh lebih besar dibandingkan dengan sesar-sesar pada sisi yang berlawanan (misalnya WTF dan SPF). Akibatnya, endapan di dalam graben cenderung miring ke arah barat daya dan memperlihatkan pola refleksi bergelombang yang dipengaruhi oleh deformasi internal.

## **Graben Semangko Timur**

Graben Semangko Timur berorientasi utara barat laut-selatan tenggara (Gambar 2.1) dan mempunyai lebar maksimum sekitar 20 km, lebih lebar daripada Graben Semangko Barat. Di sisi timur laut, Tinggian Krakatau memisahkan Graben Semangko Timur dari Graben Krakatau. Sesar pembatas dicirikan oleh suatu seri sesar normal yang berarah barat daya (Gambar 2.2) yang telah menggeser endapan-endapan Miosen Akhir dan Pliosen secara vertikal lebih dari 1 detik TWT di bagian utara.

Kelompok-kelompok pergeseran tersebut berada pada zona yang sempit hingga menghasilkan tebing yang curam. Sesar Tanggung Selatan (STF) mungkin dapat dianggap sebagai batas timur dari graben. Ke arah selatan, sesar ini melengkung ke arah selatan-barat daya, dan menyebar pada area yang luas dengan membentuk pola en-echelon (Gambar 2.2). Sebagai akibatnya, tebing yang curam tidak teramati di daerah selatan tersebut (Gambar 2.1).

## **Graben Krakatau**

Graben ini memanjang hampir utara-selatan dari bagian selatan Ujung Kulon ke arah kompleks Gunungapi Krakatau, tetapi kemungkinan tidak berlanjut ke arah Teluk Lampung (Gambar 2.2). Graben Krakatau dibatasi di sebelah timur oleh sesar normal berjurus utara-selatan yang dikenal sebagai Sesar Karakatau Timur (EKF) (Gambar 2.2). Sesar tersebut kemungkinan menyatu dengan di selatan, timur Ujung Kulon, dengan suatu seri sesar normal berjurus utara timur-selatan tenggara yang dikenal sebagai Sesar Honje (HF) (Pramumijoyo & Sebrier, 1991; Sudana & Santosa, 1992). Sesar-sesar normal yang berkemiringan ke arah barat tersebut menghubungkan Graben Krakatau dengan Tinggian Honje (Gambar 2.1) di

sebelah timur dimana endapan-endapan transisi berumur Miosen Akhir tersingkap. Tepi barat dari Graben Krakatau dibatasi oleh Tinggian Krakatau, yang memanjang dariselatan Sumatra (Tanggang) hingga barat daya kompleks Gunungapi Krakatau (Gambar 2.2). Tepat di selatan kompleks tersebut, tinggian batuan dasar membentuk tinggian sempit terpotong oleh sesar-sesar normal berarah kemiringan barat daya dan timur laut. Tetapi di barat daya kompleks Krakatau, tinggian tersebut tidak menonjol (Gambar 2.2). Data MCS dari daerah Ujung Kulon memperlihatkan bahwa deformasi dalam Graben Krakatau berawal pada awal Zaman Miosen Akhir.

Tetapi, data juga menunjukkan bahwa jenis deformasi tersebut berbeda dengan deformasi Plio-Pleistosen yang terjadi kemudian. Sesar-sesar berumur awal Miosen Akhir menghasilkan persesaran blok pada batuan dasar atau struktur-struktur horst dan graben (Gambar 2.3). Sesar Ujung Kulon (UKF) adalah salah satu dari sesar tersebut yang mungkin tetap berkembang selama Miosen Akhir hingga menghasilkan pergeseran vertikal yang luar biasa besar. Ke arah selatan kompleks Gunungapi Krakatau jenis deformasi tersebut berkurang dan berubah menjadi batuan dasar akustik yang berkemiringan landai ke arah timur. Sesar-sesar berumur Pliosen dan Pleistosen di Graben Krakatau dicirikan oleh suatu seri sesar normal yang tersebar secara luas dan mengakomodasi penurunan cekungan graben yang cepat.

Berkembangnya sesar-sesar antitetik pada endapan-endapan Pliosen dapat mengindikasikan adanya pengaktifan kembali sesar-sesar Miosen Tengah ke arah daerah Ujung Kulon. Persesaran yang tinggi pada Zaman Pliosen juga telah memungkinkan Sesar Krakatau Timur (EKF) untuk mengakomodasi sejumlah besar pergeseran vertikal. Sebagai hasil, pusat pengendapan pada Zaman Pliosen

telah bergeser ke arah zona sempit memanjang di bagian dalam Graben Krakatau.

### **Struktur-struktur Selat Sunda bagian Timur**

Struktur-struktur Selat Sunda bagian Timur merupakan pengaruh penurunan Graben Krakatau secara drastis yang berkurang ke arah timur laut dari Tanggung, kompleks Krakatau dan Teluk Lada (Gambar 2.2). Meski demikian beberapa sesar normal berjurus hampir utara-selatan dapat dipetakan di Selat Sunda bagian timur. Sesar-sesar tersebut kemungkinan telah mengomodasi penurunan sisi barat dari Selat Sunda (Gambar 2.2), serta kemungkinan sebagian dari Teluk Lampung.

Dengan demikian, studi rekaman-rekaman seismik di Selat Sunda telah memungkinkan penggambaran rinci berbagai aspek geologinya, seperti struktur geologi dan pola sedimentasi. Graben-graben di Selat Sunda berawal pada awal Zaman Miosen Akhir dan dapat dianggap sebagai cekungan-cekungan tarik-pisah (*pull-apart*) pada tarikan di antara dua sesar yang berjenjang (*overstep*), zona utama Sesar Sumatra dan kelanjutannya di selatan Ujung Kulon. Pergerakan ke arah kanan sesar tersebut semenjak Miosen Tengah telah memungkinkan berkembangnya suatu seri cekungan-cekungan tarik-pisah yang kemudian dikenal dengan Graben-graben Semangko Barat dan Timur, dan Graben Krakatau. Struktur-struktur tersebut berkembang dari sistem setengah

graben dan blok batuan dasar sederhana menjadi sistem yang kompleks di Zaman Pliosen ketika sistem sesar yang membentuk teras di tepi graben mengakomodasikan penyatuan graben-graben Semangko Barat dan Timur. Cekungan-cekungan tarik-pisah di Selat Sunda masih aktif berkembang hingga menambah kerawanan daerah di samping adanya potensi bahaya dari Gunungapi Krakatau.

Sebelum Miosen Akhir, daerah Selat Sunda dan sekitarnya kemungkinan telah berkembang dalam lingkungan darat, lingkungan laut dangkal terdapat pada daerah-daerah berbatuan dasar rendah. Kegiatan kegunungapian diawali pada Zaman Miosen Akhir ketika Selat Sunda mulai membuka, dan sejak itu telah menjadi sumber endapan klastik. Tiga satuan endapan dapat diidentifikasi, yakni Unit 1, Unit 2 dan Unit 3, yang mewakili endapan-endapan Miosen Akhir, Pliosen dan Pleistosen. Unit 1 telah berkembang di daerah berlingkungan paparan dangkal di atas ketidakselarasan Miosen Tengah menyusul kenaikan muka laut, dan diam pada posisi tinggi sebelum turun kembali pada akhir Zaman Miosen.

Bagian bawah satuan tersebut telah terendapkan secara *syn-structural* pada batuan dasar yang tersesarkan selama Miosen Akhir. Awal pengendapan Unit 2 mungkin merupakan akibat dari kenaikan muka laut Pliosen dan berlimpahnya masukan klastik mengingat endapan tersebut berkembang baik di atas Semenajung Semangko dan memperlihatkan pola reflektor *onlap* yang luas di atas Unit 1 in di Graben Krakatau.

Di Zaman Pliosen Akhir, pengendapan Unit 2 menjadi sangat cepat akibat pembentukan graben yang disertai dengan kegiatan kegunungapian yang kuat. Namun, sebaran lateral satuan tersebut dibatasi oleh pertumbuhan tinggian graben, kecuali di sepanjang Tinggian Krakatau, tempat masukan klastik dari Graben Krakatau telah menyebabkan tinggian tersebut secara morfologi tidak efektif sebagai pembatas graben.

*\*Susilohadi, bekerja di Pusat Penelitian  
dan Pengembangan Geologi Kelautan, Balitbang ESDM*

# **Geologi Regional Selat Sunda dan Sekitarnya**

**Oleh:**

**Sidarto dan Akbar Cita**

*Geologi Selat Sunda tidak terpisahkan oleh geologi Sumatra bagian selatan dan geologi Jawa bagian barat. Batuan yang mengalasinya berumur Prakenozoikum, dan batumannya pada umumnya didominasi oleh produk gunungapi, yang berumur Oligo-Miosen sampai Resen. Kemunculan gunungapi mungkin dikontrol oleh sesar.*

## **Keragaman Batuan**

Berdasarkan interpretasi geologi pada citra dan dibandingkan dengan peta geologi terbit, serta data lapangan dihasilkan peta sebaran keragaman batuan, mulai yang berumur pra Prakenozoikum sampai berumur Kuartar (Gambar 3.1), sebagai berikut:

Batuan tertua adalah batuan Prakenozoikum terdiri atas satuan sekis (pKz) dan Formasi Menanga (Km) yang tersusun oleh marmer yang tersingkap di daerah Lampung. Batuan sedimen Paleogen (Ts) tersingkap di Jawa, yang diendapkan dalam cekungan sedimen yang mungkin dialasi oleh batuan Prakenozoikum (granit atau sekis).

Batuan gunungapi Oligosen-Miosen (Tomv) menindih secara tidak selaras batuan Prakenozoikum (di Sumatra) dan batuan sedimen Paleosen (di Jawa), dan dapat dibandingkan dengan Formasi *Old Andesite* (Bemmelen, 1949). Batuan gunungapi ini diterobos oleh dasit (Tmda) dan di beberapa tempat granit, tetapi tidak terpetakan.

Batuan gunungapi Oligosen-Miosen ini ditindih secara tidak selaras oleh batuan sedimen Miosen (Tms), yang diendapkan dalam Cekungan Bogor (di Jawa), dan Cekungan Bengkulu (di Sumatra). Batuan gunungapi Rajabasa Purba, yang berumur Miosen Atas (Sidarto, dkk., 2017) muncul di

ujung tenggara Sumatra membentuk kaldera cukup besar, dengan diameter  $\pm 25$  km (Bronto, dkk., 2012). Pada *Peta Lembar Tanjungkarang* (Andi Mangga, dkk., 1993) batuan ini termasuk Tuf Lampung (Formasi Lampung) yang berumur Plio-Plistosen. Batuan gunungapi Miosen Atas mungkin muncul juga di Pulau Panaian, tetapi pada *Peta Geologi Lembar Ujungkulon* (Atmawinata dan Abidin, 1991), batuan gunungapi ini berumur Oligo-Miosen.

Batuan sedimen Plio-Plistosen (QTk) merupakan batuan termuda dalam Cekungan Sumatra Selatan, dan disebut sebagai Formasi Kasai yang tersusun oleh konglomerat kuarsa, batupasir kuarsa dan batulanau. Batuan sedimen ini menindih tuf Rajabasa Purba, dimana tuf ini sebelumnya disebut sebagai Formasi Lampung, yang berumur Plio-Plistosen (Andi Mangga, dkk., 1993).

Batuan gunungapi Plio-Plistosen (QTV) membentuk kerucut terpancung, pada umumnya sudah tidak aktif, dalam peta geologi sebelumnya disebut batuan gunungapi tidak terpisahkan. Tuf Plio-Plistosen (QTF) diduga merupakan produk atau hasil erosi gunungapi Plio-Plistosen.

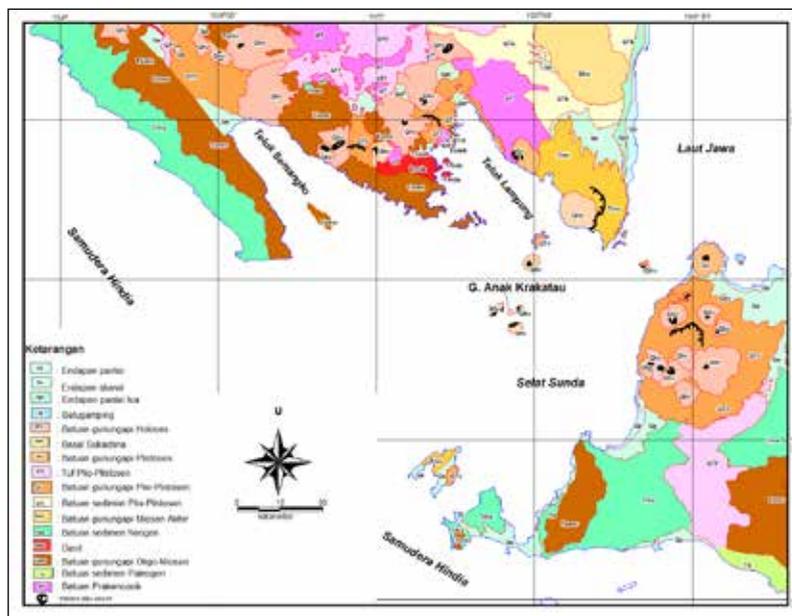
Batuan gunungapi Plistosen pada umumnya membentuk kerucut, kawahnya dapat diidentifikasi, dan telah tererosi kuat. Basal Sukada (Qbs) tersingkap di Sumatra, membentuk morfologi bergelombang, sebagian menunjukkan kerucut tumpul, tersusun oleh lava basal.

Batuan gunungapi Holosen (Qhv), pada umumnya masih membentuk morfologi kerucut, dan muncul dalam kaldera gunungapi Plio-Plistosen, tetapi ada juga yang muncul soliter. Batuan-batuan tersebut di atas ditindih secara tidak selaras endapan-endapan resen, yaitu Batugamping (Ql) membentuk pulau kecil (Pulau Panjang) di sebelah timur Gunung Karang, dan timur laut Cilegon, tersusun oleh koloni koral, pecahan

cangkang moluska (Rusmana, dkk., 1991); Endapan pantai tua (Qpt) tersingkap di pantai timur Sumatra, yang merupakan hasil erosi Formasi Kasai dan tersusun oleh pasir kurasa, serta digali untuk bahan industri dan bangunan; Endapan aluvial (Qa), yang merupakan endapan sungai atau rawa, dan hasil rombakan batuan yang lebih tua; dan Endapan pantai (Qp) yang merupakan hasil rombakan batuan lebih tua, dan diendapkan oleh angin dan air di sepanjang pantai.

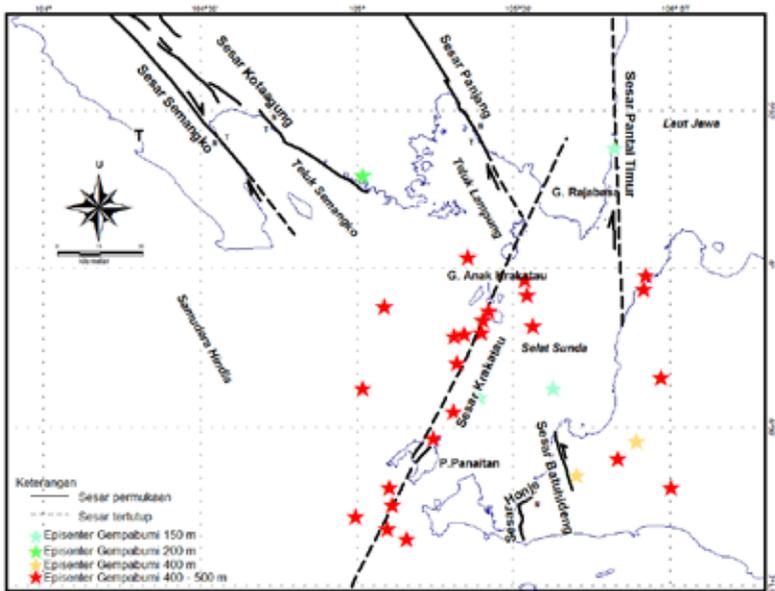
### Keragaman Struktur Geologi

Sesar daerah Selat Sunda dan sekitarnya ditafsir pada citra, kecuali Sesar Krakatau diinterpretasi data pusat gempa oleh Rohadi dan Masturyono (2015). Sesar berkembang terutama di daerah pantai Sumatra, sedangkan di pantai Jawa tidak



Gambar 3.1. Peta sebaran batuan di sekitar Selat Sunda.

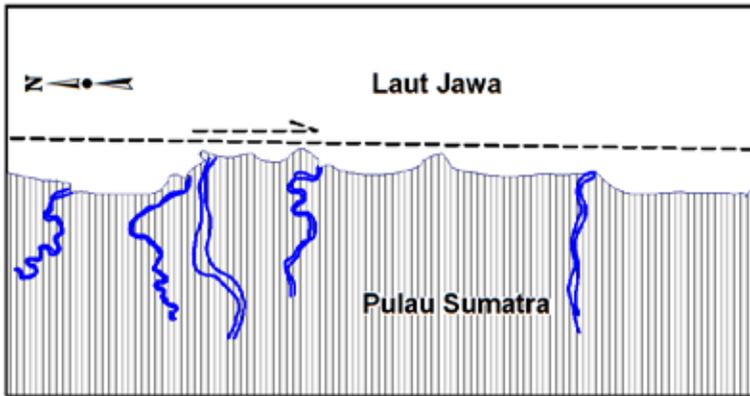
berkembang. Sesar-sesar tersebut adalah Sesar Pantai Timur, Sesar Panjang, Sesar Semangko, Sesar Kotaagung, sedangkan di Jawa adalah Sesar Batuhidung, Sesar Honje, dan Sesar Krakatau yang memotong Selat Sunda (Gambar 3.2).



Gambar 3.2. Struktur geologi Selat Sunda.

## Sesar Pantai Timur

Sesar ini berarah utara-selatan, dan dicerminkan oleh kelurusan pantai timur Sumatra. Ciri-ciri sesar ini adalah pola sungai-sungai besar di pantai timur kurva, yang menunjukkan gerakan sesar mengangan (Gambar 3.3). Sesar ini dapat dibandingkan dengan sesar berarah utara-selatan di Sumatra yang terjadi pada Kapur Akhir-Paleogen Awal (De Coster, 1984, dan Harsa 1978), dan dikontrol oleh tumbukan miring antara Lempeng Samudra Hindia bagian timur laut dengan Lempeng Benua Asia Tenggara (Karig *dkk*, 1979 dalam Situmorang dan

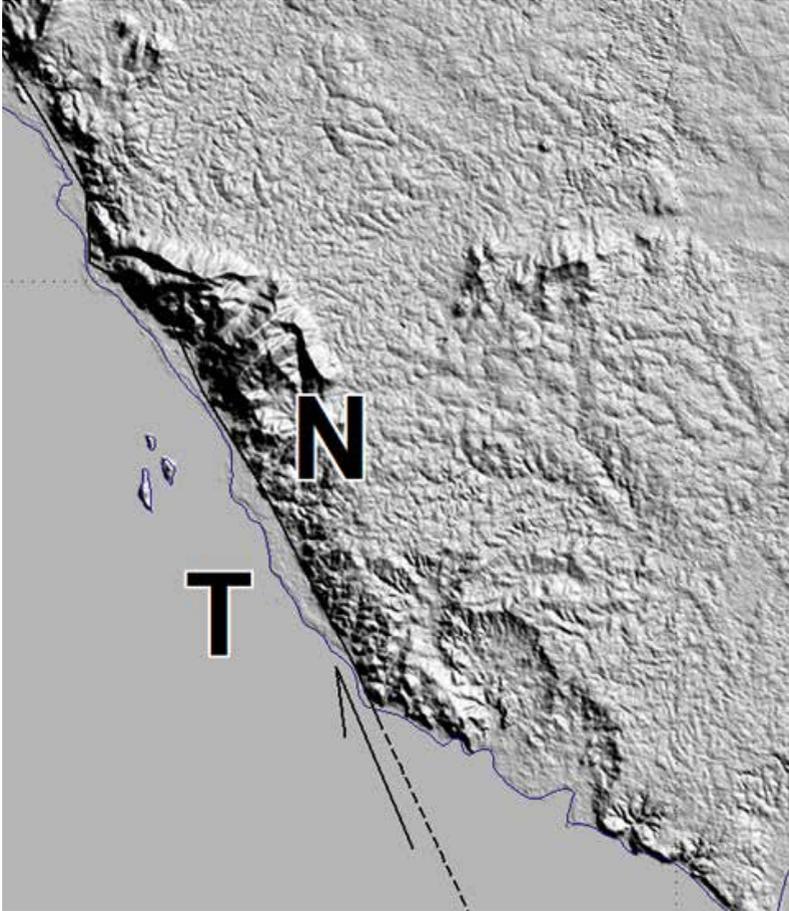


Gambar 3.3. Pola sungai-sungai besar di pantai timur, yang menunjukkan pergerakan sesar mengangan.

Yulihanto, 1985). Sesar ini sampai sekarang masih aktif, yang didasarkan atas sesar mengontrol pola sungai besar di pantai timur Sumatra, adanya pusat gempa dangkal pada zona sesar, dan diduga mengontrol Gunungapi Sangiang yang berumur Plistosen (Qvs).

### Sesar Panjang

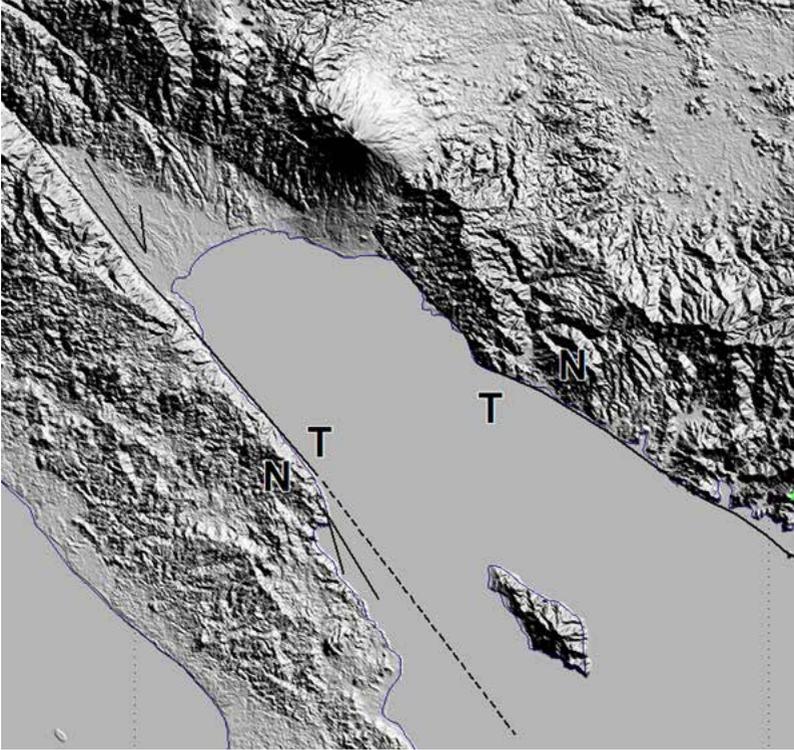
Sesar ini berarah baratlaut-tenggara, yang ditandai oleh kelurusan pantai barat Teluk Lampung. Menurut De Coster (1984) bahwa pada tektonik Plio-Plistosen terbentuk pula sesar yang sejajar dengan Sesar Sumatra. Berdasarkan arahnya, sesar ini mungkin berkaitan dengan Sesar Sumatra, dan merupakan sesar mendatar mengangan, namun ada unsur sesar normal (Gambar 3.4). Sesar Panjang diduga terbentuk pada Plio-Plistosen, dan aktif sampai sekarang, yang ditandai sesar ini memotong endapan aluvial.



Gambar 3.4. Penampakan Sesar panjang, merupakan sesar mendatar, ada unsur normal, dan memotong endapan aluvial.

### **Sesar Semangko dan Sesar Kotaagung**

Bahasan kedua sesar ini disatukan, karena merupakan bagian Sesar Sumatra. Kedua sesar merupakan sesar mendatar manganan, tetapi unsur sesar normalnya lebih dominan (Gambar 3.5). Blok kanan Sesar Semangko menunjukkan



Gambar 3.5. Penampakan Selat Semangko yang terletak antara Sesar Semangko dan Sesar Kotaagung.

bagian turun, sedangkan blok kiri Sesar Kotaagung relatif turun, sehingga di antara kedua sesar merupakan graben. Menurut Huchon dan Le Pichon (1991), kedua sesar ini tidak melewati Selat Sunda dan didominasi sesar normal, serta sangat berhubungan dengan penurunan, kegunungapian, dan keseismikan.

Beberapa peneliti menyebutkan bahwa Selat Semangko merupakan cekungan *pull-apart*. Adanya Pulau Tabuhan menjadi persoalan geologi, kalau batuan penyusunnya berumur

Oligo-Miosen, menunjukkan cekungan *pull-apart* kompleks, tetapi kalau umurnya Plio-Plistosen, pulau ini merupakan gunungapi sendiri. Namun, sampai sekarang belum ada *dating* (penentuan umur) batuan di pulau ini.

## **Sesar Batuhidung**

Sesar ini tidak panjang, tetapi sebaran ke Selat Sunda tidak diketahui. Penampakan sesar ini pada citra hanya kelurusan lembah, yang berarah barat laut-tenggara dan diduga sebagai sesar mendatar manganan.

## **Sesar Honje**

Sesar ini membentuk kurva, yang diduga sebagai sesar normal.

## **Sesar Krakatau**

Sesar Krakatau memotong Selat Sunda dan berarah utara timur laut-selatan baratdaya. Sesar ini diinterpretasi berdasarkan sebaran pusat gempa bumi, dan sebagai Sesar Selat Sunda (Rohadi, dan Masturyono, 2015). Nama suatu formasi atau sesar harus menggunakan nama tempat. Sesar ini melalui Gunung Krakatau, sehingga penulis menyebut sebagai Sesar Krakatau.

## **Tektonika**

Batuan tertua di Selat Sunda dan sekitarnya adalah batuan berumur Prakenozoikum. Pada Kenozoikum Awal (Kapur Akhir-Paleogen Awal) terjadi tektonik besar, yang mengakibatkan terbentuknya Sesar Pantai Timur, yang mengontrol terbentuknya beberapa cekungan. Di Jawa, cekungan ini diisi oleh batuan sedimen Paleogen (Ts). Pada Oligo-Miosen, di daerah ini terjadi aktivitas gunungapi yang

menghasilkan batuan gunungapi Oligo-Miosen (Tomv). Batuan gunungapi ini diterobos oleh dasit dan beberapa tempat oleh granit pada Miosen Tengah. Sementara itu, di dalam cekungan busur muka (di Sumatra) dan Cekungan Bogor (di Jawa) diendapkan batuan Miosen (Tms). Pada Miosen Akhir, Pulau Jawa dan Pulau Sumatra mulai terpisah, yang membentuk Selat Sunda dan Sesar Krakatau yang bersifat bukaan.

Pada awalnya sesar ini mengontrol munculnya Gunungapi Rajabasa Purba dan Gunungapi Panaitan (Miosen Atas), kemudian Gunungapi Sebuku (Pliosen). Pada Plio-Plistosen terjadi aktivitas tektonik besar, yang membentuk Pulau Sumatra seperti sekarang. Tektonik ini membentuk Sesar Sumatra (Sesar Semangko dan Sesar Kotaagung), dan Sesar Panjang, serta diikuti munculnya gunungapi Plio-Plistosen. Gunungapi Plistosen dan Resen banyak muncul di dalam kaldera gunungapi Plio-Plistosen, dan dikontrol oleh sesar-sesar yang ada. Sementara itu Sesar Krakatau pada Plistosen mengontrol munculnya Gunungapi Pandan, sedangkan pada Resen mengontrol Gunungapi Rajabasa dan Gunungapi Sebesi (Resen), dan Gunungapi Krakatau (masih aktif). Hasil rombakan batuan yang ada membentuk endapan aluvial dan endapan pantai; sedangkan di laut yang jernih tumbuh batugamping koral.

Dengan demikian, Selat Sunda memisahkan Sumatra dan Jawa, yang mempunyai kondisi geologi sama. Batuan yang mengalasi berumur Prakenozoikum, dan yang termuda berumur Resen, tetapi pada umumnya didominasi oleh produk gunungapi, yang berumur Oligo-Miosen sampai Resen. Kemunculan gunungapi mungkin dikontrol oleh sesar. Sesar-sesar yang berkembang di daerah ini merupakan sesar besar, masih aktif, dan terletak di pantai. Di Sumatra terdiri atas Sesar Semangko, Sesar Kotaagung, Sesar Panjang, dan Sesar Pantai

Timur; di Jawa, sesar tidak berkembang, dan di tengah-tengah Selat Sunda terdapat Sesar Krakatau.

Di sepanjang pantai Selat Sunda di Sumatra dikontrol oleh sesar besar dan aktif, yaitu *pertama*, Sesar Semangko dan Sesar Kotaagung membentuk *graben*, yang sangat memungkinkan munculnya gunungapi baru, dan sangat potensial sumber gempa bumi di bawah laut. *Kedua*, Sesar Panjang yang merupakan sesar normal mendatar mengangan, juga potensial sebagai sumber gempa bumi di bawah laut. *Ketiga*, Sesar Krakatau yang bersifat bukaan telah mengontrol pemunculan deretan gunungapi, yang berumur Miosen Atas sampai sekarang masih aktif. Sesar ini sangat mungkin memunculkan gunungapi baru, dan sangat potensial sebagai sumber gempa bumi bawah laut.

Selain sesar-sesar tersebut, di sebelah barat Selat Sunda terdapat tunjaman, di mana Lempeng Samudra Hindia bertumbukan dengan Lempeng Eurasia. Tunjaman ini sangat potensial sebagai sumber gempa bumi bawah laut. Berdasarkan fakta di atas, di sepanjang pantai Selat Sunda terpengaruh tsunami besar. Maka di sepanjang pantai Selat Sunda, dan pulau-pulau kecil dirancang kembali pengembangannya, agar korban bencana tsunami dapat diminimalisir.

*\*Sidarto dan Akbar Cita, bekerja di Pusat Survei Geologi*



# **KRAKATAU DULU DAN KINI**



# **Evolusi Gunung Krakatau**

**Oleh:**

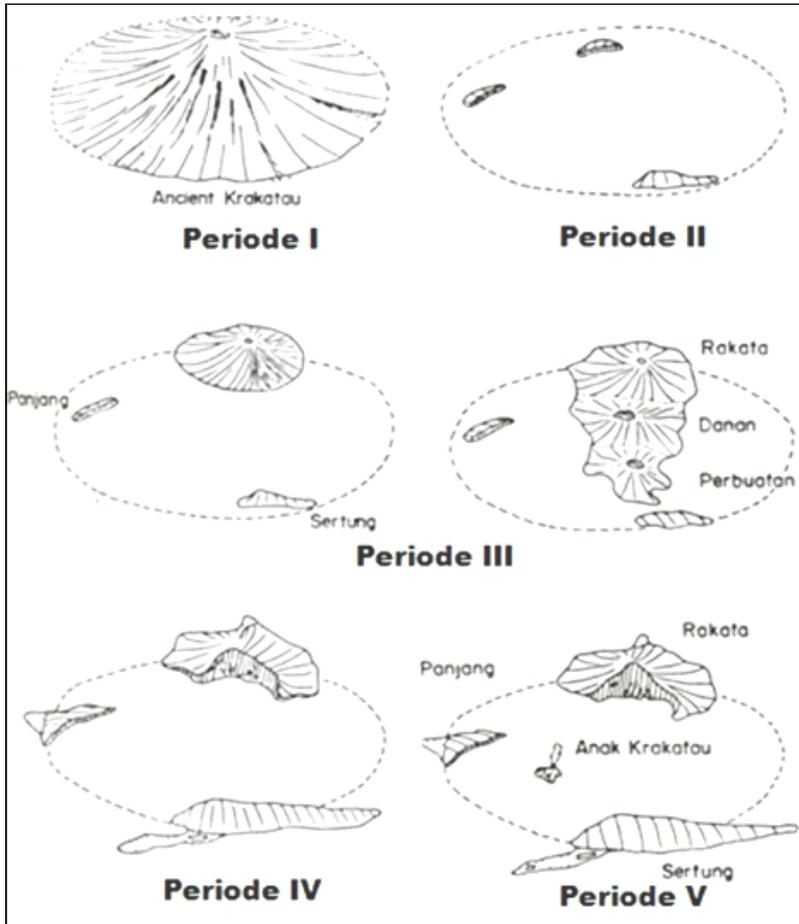
**Yasa Suparman dan Kristianto**

*Anak Krakatau baru muncul ke permukaan pada tahun 1927, lalu tumbuh besar dan mempesona. Anak Krakatau adalah sisa sejarah panjang letusan Krakatau Purba yang berlangsung sejak abad ke-5, hingga letusan tahun 1883 yang hanya menyisakan Rakata, Panjang, dan Sertung.*

Gunung Anak Krakatau merupakan anak dari Gunung Krakatau yang pernah meletus dahsyat pada tahun 1883. Krakatau merupakan kompleks gunungapi sebagai hasil penghancuran dari letusan Gunung Krakatau Purba. Penyelidikan geologi Krakatau yang dilakukan pada 1982 menghasilkan *Peta Geologi Krakatau*. Stratigrafi di kompleks Krakatau mewakili evolusi Krakatau yang terbagi menjadi lima periode (Gambar 5.1), yaitu periode pembentukan Krakatau Purba sampai dengan periode pembentukan Anak Krakatau.

Periode I adalah pembentukan gunungapi tunggal, yang disebut sebagai Krakatau Purba diperkirakan mempunyai ketinggian sekitar 2000 m (Williams, 1941). Diameter gunungapi ini diperkirakan mencapai 15 km, sekitar setengah diameter dari Gunung Merapi (Willumsen, 1997). Pada periode ini dijumpai dua satuan lava yang diselingi endapan jatuhan batuapung. Satuan lava paling bawah dan lapisan jatuhan batuapung dijumpai hanya di Pulau Sertung dan Panjang, sedangkan lava yang lebih muda dijumpai di Sertung, Panjang dan Rakata.

Periode II adalah periode penghancuran Krakatau Purba. Catatan sejarah yang dihimpun oleh de Neve (1984) menyebutkan bahwa letusan besar (katastrofik) terjadi pada 416 M yang menghasilkan *collapse caldera*. Kaldera yang terbentuk mempunyai lebar sekitar 10 km dan menyisakan empat pulau



Gambar 5.1. Evolusi Krakatau (dimodifikasi dari Sudradjat, 1982)

yang kemudian dikenal dengan Sertung, Rakata (Krakatau), Panjang dan Cupu (Stehn 1929; Williams, 1941; Willumsen, 1997). Peristiwa ini dicirikan oleh dominannya endapan aliran piroklastika dan jatuhan. Bagian bawah satuan ini terdiri atas ignimbrit terlaskan dan bagian atasnya ignimbrit tak terlaskan. Keduanya dipisahkan oleh lapisan tanah dan/atau bidang erosi.

Periode III dimulai dengan pembentukan Gunung Rakata (K Krakatau), gunungapi dengan ketinggian 800 m yang kaya material basaltis, di bagian tenggara - tepi kaldera. Letusan yang terjadi di Rakata kemudian membentuk Gunung Danan dan Perbuatan, yang kaya material andesitis (Willumsen, 1997). Kerucut andesitis Danan dan Perbuatan menyatu dengan kerucut basaltis Rakata membentuk sebuah pulau (Williams, 1941). Batuan periode ini hanya tersingkap di Pulau Rakata, sekurang-kurangnya terdiri atas lima satuan batuan. Perselingan antara lava andesit basaltis dengan endapan piroklastika tersingkap di bagian tengah dinding kaldera di Rakata. Bagian bawah satuan ini tersusun atas endapan jatuhnya lapili skoria yang terpilah baik bercampur dengan litik, abu dan bom kerak roti yang membentuk struktur *bomb sag*. Bagian tengah satuan ini tersusun atas abu putih berlapis baik. Sedangkan bagian atas satuan ini terdiri atas endapan aliran piroklastika.

Periode IV adalah periode penghancuran Danan, Perbuatan dan sebagian Rakata pada letusan 1883 yang membentuk Kaldera 1883 dengan diameter sekitar 7 km (Williams, 1941). Satuan batuan ini terdiri atas batuapung berupa endapan aliran piroklastika, jatuhnya piroklastika dan *surge*, menutupi Pulau Rakata, Panjang dan Sertung.

Periode V merupakan periode pembangunan Gunung Anak Krakatau setelah pembentukan Kaldera 1883. Periode ini dimulai dengan kegiatan vulkanik di bawah laut pada 29 Desember 1927. Dua tahun kemudian pada 20 Januari 1929, sebuah dinding kawah terbentuk di sekitar pusat kegiatan. Dinding tersebut tersusun atas abu, lapili dan bongkahan-bongkahan lepas. Dinding kawah ini membentuk pulau yang dinamakan Anak Krakatau (Stehn, 1929). Sejak Agustus 1930, gunungapi ini terbentuk secara permanen di atas muka

laut, dan kegiatannya menerus sampai Oktober 1950. Pada September 1956, sebuah kerucut terbentuk di dalam kawah.

## **Krakatau Purba**

Catatan sejarah mengenai aktivitas Gunung Krakatau Purba tidak terlalu jelas. Judd (1889) dalam Thornton (1996) menyebutkan bahwa berdasarkan teks Jawa Kuno *Pustaka Raja Purwa*, “Pada tahun 338 Saka (416 M), terdengar suara guntur yang menggelegar berasal dari Gunung Batuwara, yang kemudian disusul dengan suara yang sama dari Gunung Kapi. Sambaran api besar terlihat mencapai langit, seluruh bumi terguncang, dan kilat menyambar yang disertai hujan deras dan badai; akan tetapi hujan lebat itu tidak mematikan api letusan gunung melainkan semakin mengobarkannya. Suaranya mengerikan dan akhirnya Gunung Kapi dengan suara yang dahsyat meledak berkeping-keping dan tenggelam ke bagian terdalam dari bumi. *Air laut naik dan membanjiri daratan. Negeri di timur Gunung Batuwara hingga Gunung Kamula serta ke arah barat hingga Gunung Raja Basa dibanjiri oleh air laut. Penduduk bagian utara negeri Sunda sampai Gunung Raja Basa tenggelam dan hanyut beserta semua harta milik mereka*”. Catatan sejarah yang dihimpun oleh de Neve (1984) menyebutkan bahwa letusan besar (katastrofik) Krakatau Purba yang terjadi pada 416 M menghasilkan runtuhnya kaldera. Kejadian ini diperkirakan berhubungan dengan pembentukan kaldera pra-1883 atau Kaldera I yang menyisahkan Pulau Rakata, Panjang dan Sertung.

Demikian pula yang dinyatakan David Keys, arkeolog dan koresponden koran *The Independent*, London. Ia meluncurkan buku berjudul *Catastrophe: An Investigation into the Origins of the Modern World* (1999). Buku ini menyimpulkan bahwa Krakatau pernah meletus pada 416 M atau 535 M dan

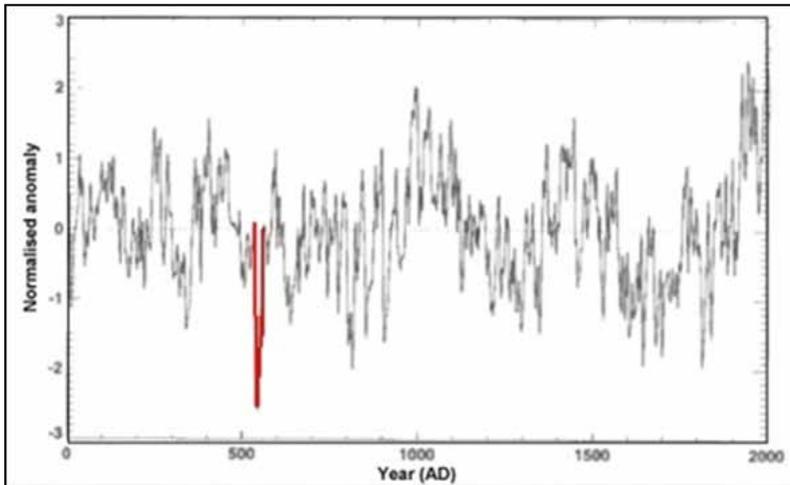
implikasinya terhadap terjadinya perubahan peradaban dunia secara global. Dalam hal ini Keys merujuk pada catatan sejarah sebagai berikut: “Angka 416 M dikutip dari sebuah teks Jawa kuno berjudul *Pustaka Raja Purwa*. Tahun 535 M bersumber dari *chronicle* yang ditulis seorang bishop Suriah, John dari Efesus, di antara tahun 535-536 M. Adapun isi dari *chronicle* yang tercatat adalah: “Ada tanda-tanda dari matahari, tanda-tanda yang belum pernah dilihat atau dilaporkan sebelumnya. Matahari menjadi gelap, dan kegelapannya berlangsung selama 18 bulan. Setiap harinya hanya terlihat selama empat jam, itu pun samar-samar. Setiap orang mengatakan bahwa matahari tak akan pernah mendapatkan terangnya lagi”. Dokumen lainnya dari Dinasti Cina mencatat: ‘suara guntur yang sangat keras terdengar ribuan mil jauhnya ke barat daya Cina” (Oktariadi, 2011).

Petunjuk menarik datang dari lingkaran tahunan di dalam batang-batang kayu yang sangat tua. Lingkaran tahunan adalah lapisan kambium yang telah menjadi lapisan kayu pada tumbuhan berkayu keras. Sifat lapisan ini khas, karena tebal tipisnya dipengaruhi oleh normal tidaknya kehidupan tumbuhan bersangkutan terkait banyak sedikitnya jumlah air dan pencahayaan matahari yang bisa diserap. Pada dasarnya berkurangnya jumlah air dan penyinaran matahari bisa menghasilkan lapisan kayu lebih tipis, demikian sebaliknya. Analisis yang telah dilakukan terhadap lingkaran tahunan kayu-kayu tua di daratan Irlandia menunjukkan pada abad ke-6 dijumpai lapisan-lapisan kayu yang lebih tipis, terjadi semenjak tahun 535 dan berlangsung hingga 10 tahun kemudian.

Analisis perbandingan dengan kayu-kayu tua di tempat lainnya menunjukkan fenomena ini bukanlah khas Irlandia semata. Sebab dijumpai pula di bagian Eropa lainnya seperti Swedia barat laut, Finlandia utara, Semenanjung Yamal (Rusia),

Yunani dan Polandia. Juga didapati di daratan Amerika utara seperti di Sierra Nevada dan Carolina utara, maupun di Amerika selatan seperti di Chile selatan dan Argentina selatan. Bahkan di tempat sejauh dan seterpencil Tasmania (Australia) juga dijumpai hal serupa. Maka dapat dikatakan bahwa pasca tahun 535 hingga beberapa tahun kemudian iklim bumi secara umum mengalami gangguan lumayan berat, sehingga jumlah air (dalam wujud curah hujan) merosot drastis bersamaan dengan berkurangnya penyinaran matahari.

Inti es (*ice cores*) di lapisan es Antartika dan Greenland juga mencatat jejak ion sulfat vulkanik berumur 535- 540 M dan diperkirakan akibat bencana dahsyat Krakatau Purba. Dengan dibantu teknik penanggalan karbon radioaktif, diketahui bahwa pada lapisan es yang berasal dari tahun 535 terkandung



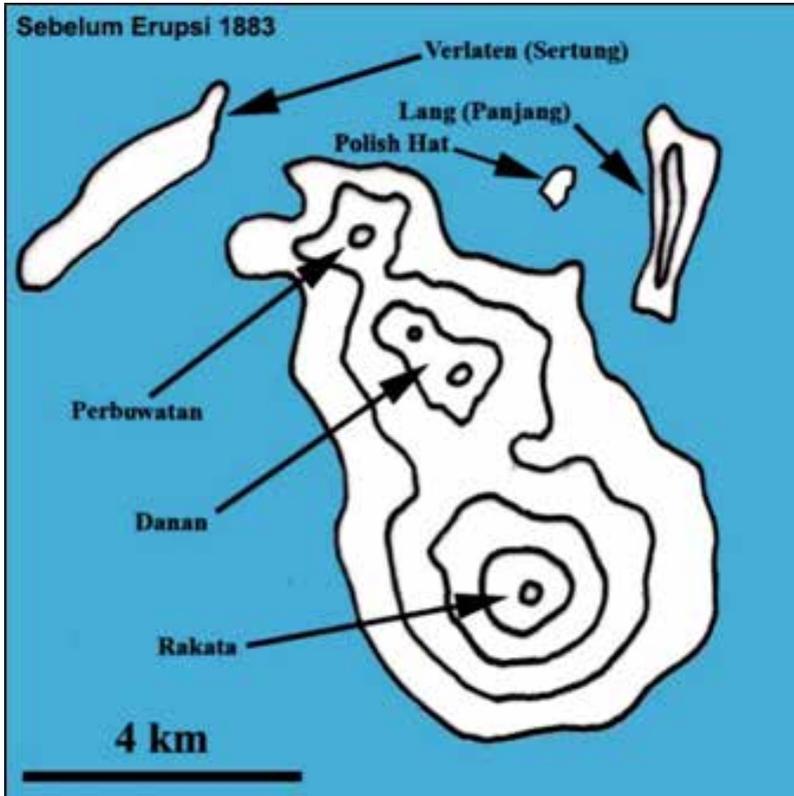
Gambar 5.2. Dinamika ketebalan lingkaran kayu pada lingkaran tahunan kayu-kayu tua yang berhasil diekstrak dari Siberia (Rusia), Finlandia dan Swedia dalam rentang kronologi sejak tahun 1 hingga 1997. Garis merah menunjukkan lapisan kayu dari tahun 535 hingga beberapa tahun kemudian, nampak memiliki ketebalan paling kecil dibanding yang lain (Wohletz, 2000).

asam sulfat dalam jumlah besar, yang mencapai 5 kali lipat di atas normal. Asam sulfat umum dijumpai dalam atmosfer bumi dalam wujud aerosol sebagai produk aktivitas vulkanisme. Namun, kadar asam sulfat yang sangat besar menandakan terjadi sesuatu yang di luar kebiasaan, baik berupa letusan gunung berapi yang dahsyat maupun tumbukan benda langit (komet atau asteroid) yang cukup besar. Kadar asam sulfat dari tahun 535 itu adalah yang tertinggi sepanjang 2.000 tahun terakhir. Ketika itu masih lebih tinggi dibanding kadar asam sulfat dari tahun 1815 (produk Letusan Tambora 1815), dan dari tahun 1883 (produk Letusan Krakatau 1883).

## **Gunung Krakatau**

Letusan Krakatau tercatat pada abad 9, 10, 11, 12, 14, 16 dan 17 merupakan letusan kecil (Newhall dkk., 1983). Letusan tersebut berhubungan dengan fasa pertumbuhan Krakatau setelah pembentukan kaldera, yaitu pertumbuhan Kerucut Rakata, Danan dan Perbuatan. Ketiga kerucut tersebut bersatu membentuk daratan, diperkirakan volumenya sebesar 5 km<sup>3</sup>. Danan dan Perbuatan berada di dalam kaldera dan letusan terakhir setelah pembentukan Kaldera I tercatat pada tahun 1681, tetapi tidak diketahui dengan pasti tentang jenis letusannya.

Kompleks vulkanik Krakatau terdiri dari empat pulau yaitu Krakatau, Cupu, Sertung dan Panjang. Krakatau, sebagai pulau yang paling besar, mempunyai tiga deret gunungapi dari utara ke selatan yaitu Perbuatan, Danan dan Rakata. Pulau Krakatau mempunyai panjang 9 km dan lebar lebih dari 5 km, dengan luas area sekitar 33 km<sup>2</sup> (De Neve, 1981). Bagian paling utara yaitu Kawah Perbuatan dengan tinggi 118 meter, ketinggian Gunung Danan sekitar 443 meter, sedangkan kerucut Rakata mempunyai ketinggian 822 meter (Verbeek, 1885).



Gambar 5.3. Kompleks Krakatau sebelum Letusan 1883

Setelah beristirahat sekitar 200 tahun, Krakatau kembali memperlihatkan kegiatannya yang diawali oleh beberapa letusan Danan dan Perbuwatan. Gempa Terasa pada 9 – 10 Mei 1883 tercatat di Mercusuar Tanjung Layar, Pantai Jawa Barat, dan getaran tremor terjadi berulang pada 17 Mei 1883. Kejadian Gempa Terasa pada 15 – 20 Mei 1883 juga dirasakan di Ketimbang, bagian timur Pantai Lampung (De Neve, 1981).

Pada Minggu pagi, 20 Mei 1883, Krakatau meletus. Suara ledakannya terdengar selama beberapa jam hingga Jakarta,

Bogor dan Purwakarta di Jawa Barat, yang berjarak 160 – 230 km, serta di Bandar, Muaradua dan Palembang di Sumatra Selatan, yang berjarak 320 – 350 km. Pada 27 Agustus 1883, letusan masih terus terjadi sejak tengah malam hingga dini hari pukul 04.00 WIB. Kemudian terjadi letusan yang sangat besar pada pukul 05.30, dan waktu tiba gelombang udara terekam pukul 05.43 di Batavia Gas Works. Gelombang tsunami mencapai Teluk Betung (Bandar Lampung) pada pukul 06.30 WIB.

Akibat tsunami tersebut, Merak, Anyer dan Caringin hancur dan 10.000 orang meninggal terseret gelombang air. Letusan besar juga terjadi pada pukul 06.44, terekam di *Batavia gauge records air wave* pada pukul 06.57. Stehn (1929) menyimpulkan bahwa rangkaian letusan tersebut telah menghancurkan Perbuatan yang terletak di sebelah utara Rakata. Letusan paling besar terjadi pada pukul 10.02. Letusan tersebut menghasilkan kolom abu letusan mencapai ketinggian 92.6 km dan hujan abu terjadi pada area dengan luas lebih dari 820 ribu kilometer persegi (Simkin & Fiske, 1983; De Neve, 1981).

Letusan besar lainnya terjadi pada pukul 10.52 dan 16.24 (De Neve, 1981). Letusan pada pukul 10.02 dan 10.52 menghancurkan Danan dan sebagian Rakata (Stehn, 1929). Kelima letusan besar tersebut menyebabkan Perbuatan, Danan dan sebagian besar Rakata hilang. Letusan Krakatau terdengar jelas di Singapura dan Australia bahkan sampai ke Pulau Rodriguez, sekitar Teluk Madagaskar, yang berjarak 5524 km dari Krakatau serta menimbulkan gelombang tsunami dan aliran piroklastik.

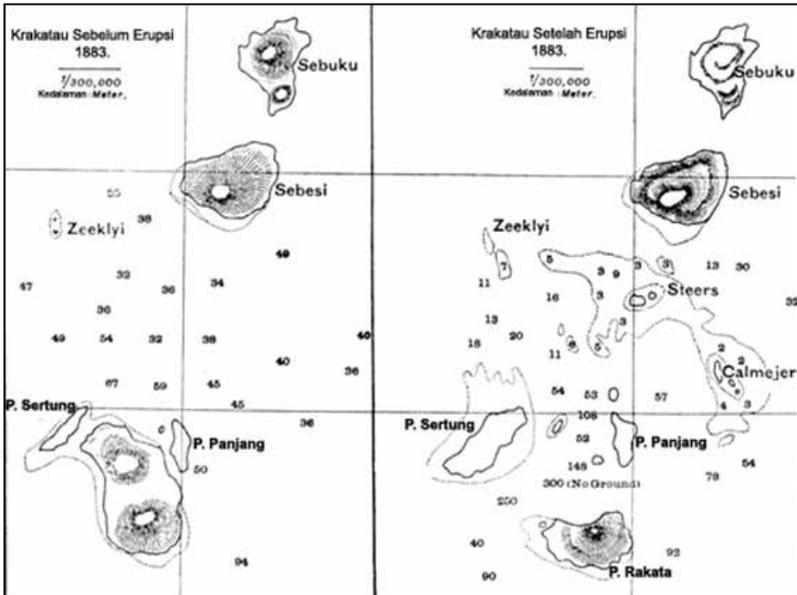
Tekanan gas tinggi mengakibatkan hilangnya Perbuatan, Danan, dan sebagian Rakata serta menyemburnya jutaan meter kubik material batupung yang menghempaskan air laut

sehingga menimbulkan gelombang pasang (tsunami) dengan ketinggian lebih dari 30 meter, merusak pulau-pulau di Selat Sunda dan sepanjang pantai Lampung Selatan dan Jawa Barat. Di Teluk Betung, ketinggian gelombang tsunami mencapai 26 meter, dan menyeret kapal laut “Berauw” sejauh 2 km ke darat. Ketinggian gelombang di Selat Sunda sekitar 19,5 – 30 meter, dan di Pantai Merak mencapai lebih dari 39 meter.

Letusan Krakatau 1883 juga menghasilkan aliran piroklastik serta *surge* yang bergerak diatas permukaan laut. De Neve (1984) dalam Sutawidjaja (2006) menyebutkan bahwa letusan Krakatau pada Agustus 1883 tersebut sebanding dengan 21.574 kali kekuatan bom atom dan menyebabkan perubahan iklim global. Bumi mengalami kegelapan selama dua setengah hari akibat abu vulkanik yang menutupi atmosfer. Suhu udara di beberapa wilayah bumi selama lebih dari satu tahun lebih dingin akibat sinar matahari terhalang abu vulkanik.

Perubahan morfologi terjadi pada Kompleks Krakatau antara sebelum dan sesudah letusan tahun 1883. Perubahan tersebut dipetakan pada September 1883 (Gambar 5.4). Setelah terjadi letusan, bagian utara dari Gunung Rakata hilang sedangkan Pulau Panjang dan Sertung bertambah besar akibat material jatuhnya batuan yang mempunyai ketebalan mencapai 60-80 meter pada pulau tersebut. Pulau Steers dan Calmejer di Selat Sunda terbentuk dari batuan hasil letusan, yang kemudian setelah beberapa tahun menghilang akibat erosi.

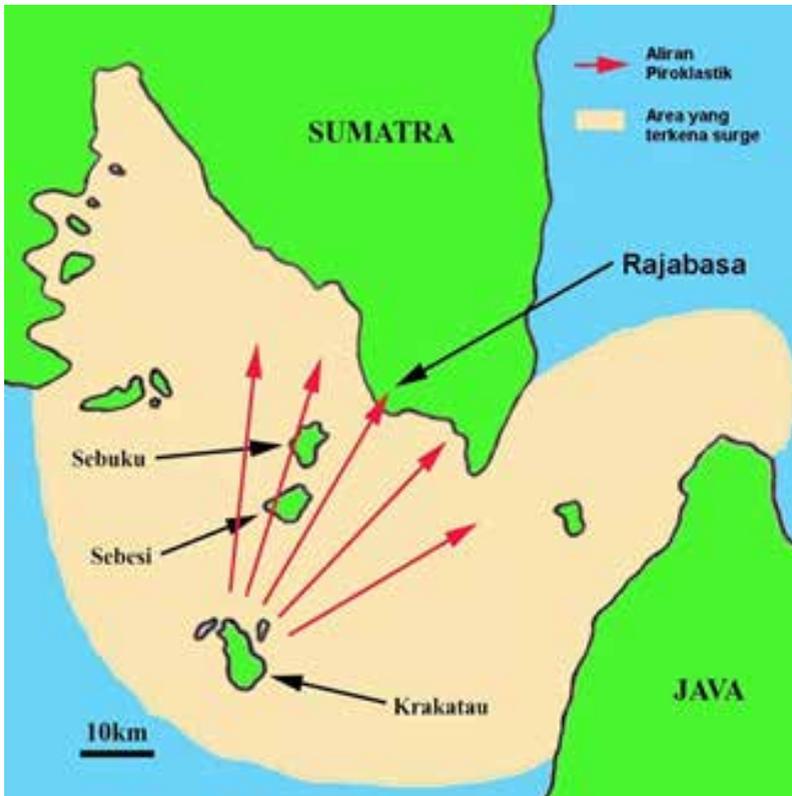
Pendangkalan akibat pengendapan produk letusan juga terjadi di laut sekitar Krakatau. Verbeek (1885) menyebutkan bahwa luas Rakata yang hilang adalah 22.851 km<sup>2</sup>. Penambahan area Rakata di bagian selatan yang merupakan material produk letusan mempunyai luas 4.647 km<sup>2</sup> dan luas total Rakata pada Oktober 1883 adalah 15.332 km<sup>2</sup>. Luas Sertung sebelum



Gambar 5.4. Perubahan Komplek Krakatau sebelum dan sesudah letusan 1883. Angka menunjukkan kedalaman laut. Letusan 1883 menghancurkan Kerucut Danan dan Perbuatan serta menyisakan sebagian Rakata (Simkin & Fiske, 1983).

letusan 3.716 km<sup>2</sup> menjadi 11.810 km<sup>2</sup> setelah letusan Agustus 1883. Pulau Panjang yang awalnya memiliki luas 2.897 km<sup>2</sup> menjadi 3.203 km<sup>2</sup>.

Jejak aliran piroklastik akibat letusan Krakatau pada Agustus 1883 terekam pada endapan aliran piroklastik yang ditemukan di Pulau Sebesi, Sebuku dan Lagoendi, di utara Krakatau. Verbeek (1885) menyebutkan bahwa area yang terkena aliran piroklastika dan *surge* mengalami kehancuran total. Diperkirakan 2000 orang tewas di Sumatra bagian selatan oleh "abu panas" atau *surge* dan 3150 jiwa meninggal akibat terkena aliran piroklastik pada pulau-pulau antara Krakatau dan Sumatera (Kusumadinata, 1979). Aliran piroklastika



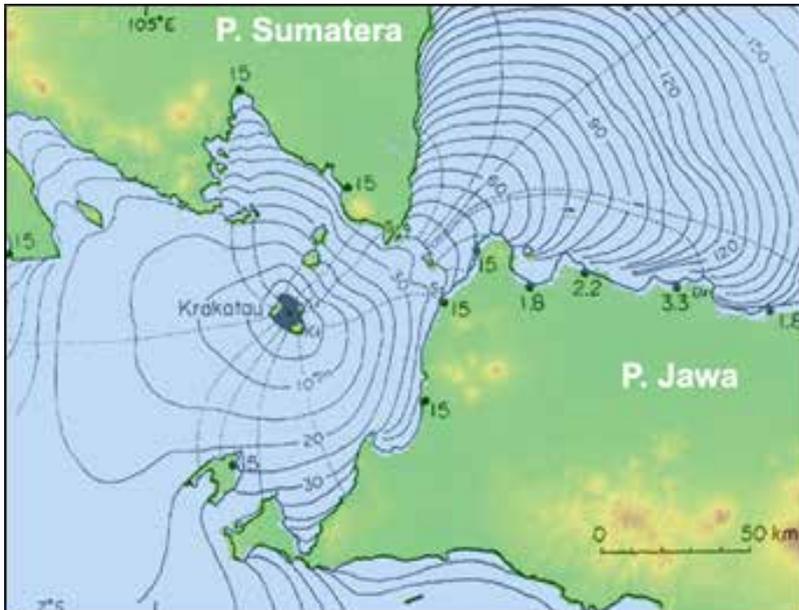
Gambar 5.5. Arah Aliran Piroklastik pada 27 Agustus 1883. (dimodifikasi dari Valentin & Fisher, 2000).

letusan Krakatau mengalir di atas permukaan laut ke segala arah sepanjang 40 – 80 km dari pusat letusan dan luas area yang terkena dampak sekitar 4000 km<sup>2</sup> (Carey, dkk., 2000).

Tsunami besar akibat letusan Krakatau pada 27 Agustus 1883 terjadi pada pagi hari, sekitar pukul enam, dan setelah terjadi letusan terbesar pukul 10.02. Furneaux (1964), memperoleh keterangan bahwa dentuman Krakatau terdengar di Teluk Betung sesaat setelah pukul 10.00 dan gelombang pasang



Gambar 5.6. Daerah terlanda tsunami akibat Letusan Krakatau, 1883. Daerah yang diarsir merah merupakan daerah terlanda tsunami Agustus 1883 (dimodifikasi dari Verbeek, 1885 dalam Simkin & Fiske, 1983)



Gambar 5.7. Simulasi penjaralan gelombang tsunami pada Letusan Krakatau bulan Agustus 1883 (dimodifikasi dari Yokoyama, 1987)

mencapai kota Teluk Betung pukul 11.03, mengakibatkan kerusakan berat kota tersebut dan mengakibatkan korban sekitar 5000 jiwa, di antaranya 3 orang kebangsaan Eropa dan 2.260 orang penduduk setempat. Kota Merak yang terletak di semenanjung Banten, dilanda gelombang pasang setinggi 30 m dan 40 m. Gelombang pasang ini juga menyapu Teluk Semangko sesaat setelah memporakporandakan Teluk Betung, tetapi gelombangnya tidak setinggi yang ke arah Teluk Betung. Tetapi gelombang tersebut cukup menghancurkan daerah sepanjang garis pantai dan merusak banyak perkampungan dan mengakibatkan korban jiwa. Di Tangerang, gelombang pasang setinggi orang dewasa melanda perkampungan, dan dalam beberapa menit gelombang balik menghanyutkan penduduk,

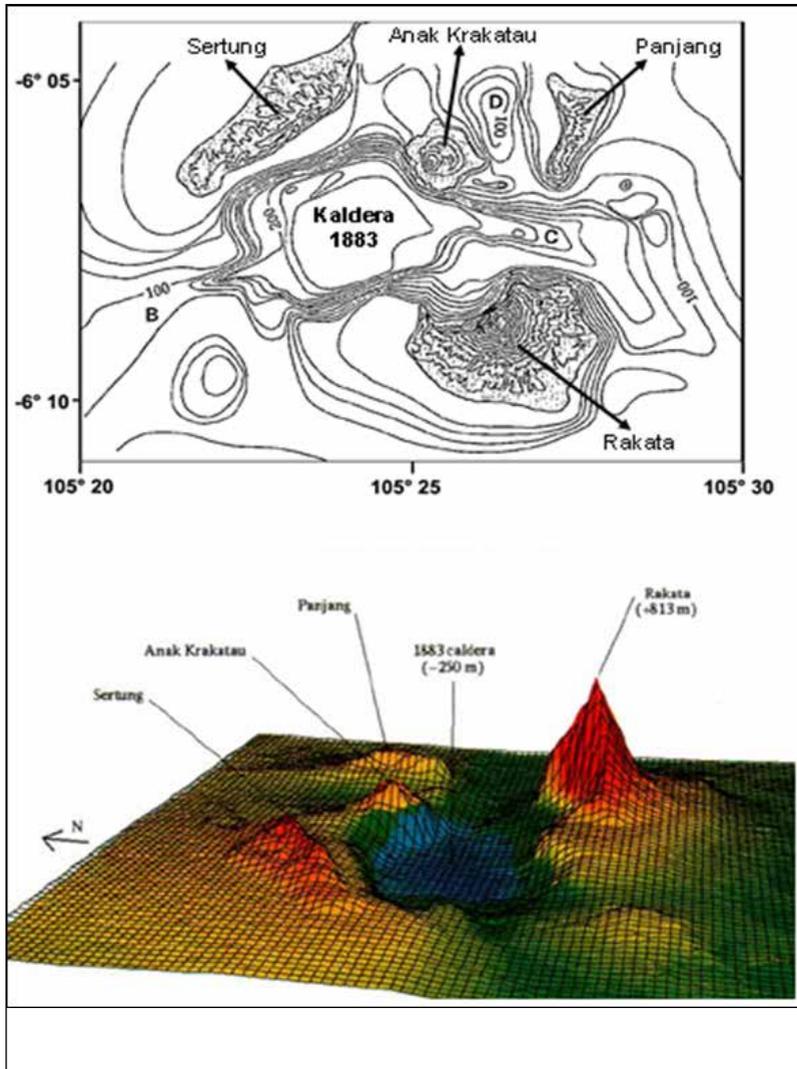
binatang, perumahan dan pepohonan. Pada peristiwa ini tercatat 1.974 penduduk setempat tewas (Kusumadinata, 1979). Walaupun belum ada kota-kota besar di sepanjang pantai, tetapi 297 kota kecil (kota kecamatan) hancur terlanda tsunami yang menewaskan 36.417 jiwa (De Neve, 1981; Kusumadinata, 1979).

Tsunami terbesar yang terjadi akibat letusan Krakatau 1883 terekam di *watergauge* Tanjung Priuk, Jakarta, pada pukul 12.16 dan 12.30. Yokoyama (1987) melakukan pemodelan penjalaran gelombang tsunami dan menyebutkan bahwa tsunami yang terekam di *watergauge* Tanjung Priuk berasal dari letusan Krakatau pukul 09.46 dan 10.07 dan membutuhkan waktu sekitar  $150 \pm 10$  menit untuk mencapai Tanjung Priok.

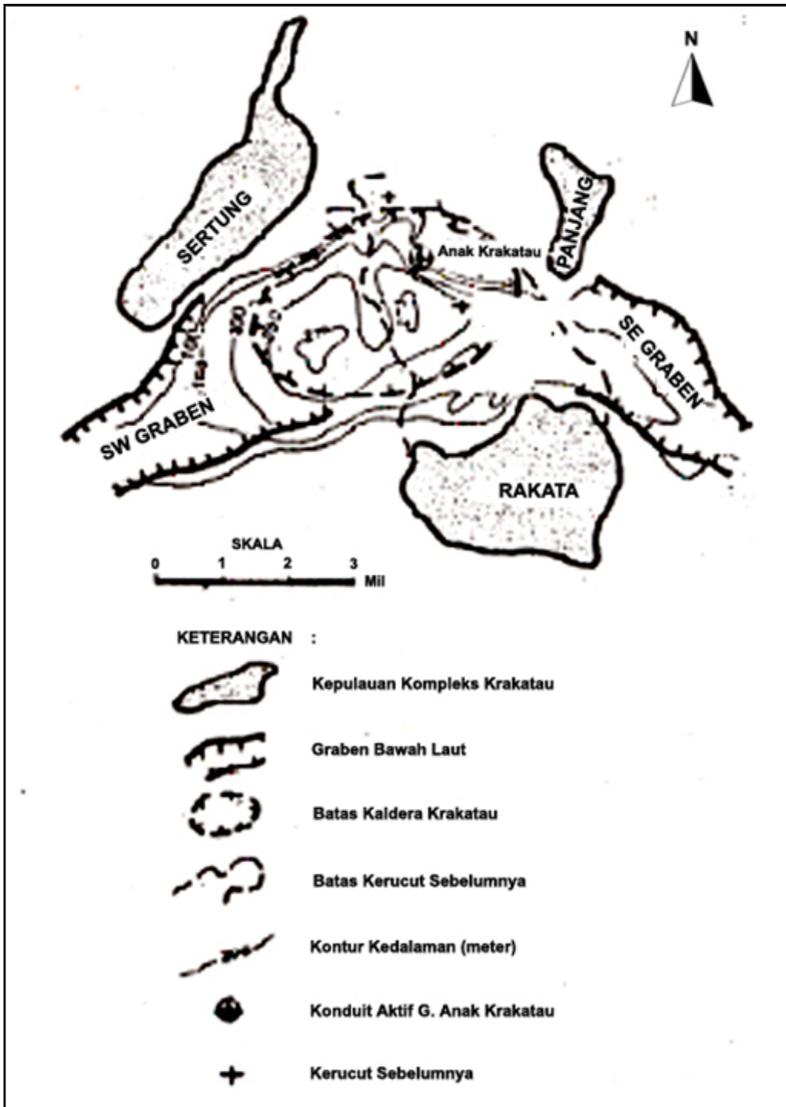
## **Gunung Anakkrakatau**

Setelah melewati masa istirahat sejak letusan 1883, fenomena letusan kembali terlihat pada 29 Desember 1927 berupa letusan bawah laut yang menyemburkan air laut menyerupai air mancur (Stehn, 1929 dalam Sutawidjaja, 2006). Titik letusan berada pada koordinat  $105^{\circ}25'27''$  BT,  $6^{\circ}6'6''$  LS dengan kedalaman sekitar 188 meter. Posisi tersebut satu garis dengan Kawah Danan dan Perbuatan. Pada 3 Januari 1929 diketahui letusan dari 6 kawah yang membentuk garis dengan panjang sekitar 500 meter pada arah barat laut-tenggara hanya tinggal satu kawah aktif (Stehn, 1929).

Gas yang disemburkan pada awal letusan teramati berasal dari 6 titik di mana semburan gas terbesar berasal dari titik yang berada di tengah. Lahirnya Gunung Anakkrakatau ditandai dengan munculnya kerucut baru di atas permukaan air laut dan rangkaian letusan bawah laut. Pulau Anakkrakatau telah tumbuh dengan bentuk menyerupai bulan sabit yang membuka ke arah barat-barat daya dengan ketinggian mencapai 38 m



Gambar 5.8. Peta batimetri dan model 3D Kompleks Krakatau (Deplus, dkk., 1995)

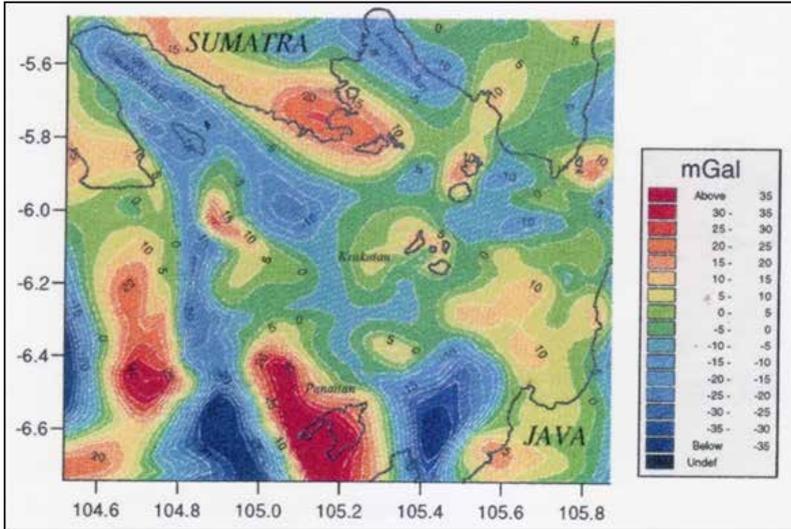


Gambar 5.9. Peta batimetri dan struktur Kompleks Anakkrakatau(Zen dan Sudradjat, 1983)

serta panjang 275 m (Stehn, 1929). *Peta Batimetri Kompleks Krakatau* menunjukkan bahwa Anakkrakatau tumbuh di tepi timur laut Kaldera 1883 (Deplus, dkk., 1995).

Anakkrakatau terletak sekitar 140 km dari Jalur Tektonik Jawa di mana zona penunjaman kira-kira 120 km di bawahnya (Zen dan Sudradjat, 1983). Zona Sesar Sumatra tidak menerus ke Jawa melalui Krakatau, tetapi Selat Sunda merupakan kunci antara penunjaman oblik Jalur Sumatra dan penunjaman frontal Jawa. Krakatau sendiri terletak diantara pertemuan zona dua graben dan zona rekahan arah utara-selatan. Garis kelurusan vulkanik di Selat Sunda adalah deretan gunungapi mulai dari Pulau Panaitan, Rakata, Anakkrakatau, Sebesi, Sebuku dan Rajabasa, dan menerus sampai Basal Sukadana di Lampung Timur.

Kelurusan dengan arah timur laut-barat daya teridentifikasi dari batimetri Selat Sunda serta dari kelurusan vulkanik Gunung Sebesi, Gunung Sebuku dan Gunung Rajabasa, yang sebelumnya hanya diketahui pola kelurusan arah barat laut-tenggara pada Kompleks Krakatau. Verbeek (1885) menyimpulkan bahwa Krakatau tepat berada pada pertemuan dua kelurusan tersebut. Komplek Vulkanik Krakatau dikontrol oleh pergerakan tektonik yang berhubungan dengan Sistem Sesar Sumatra Selatan (Effendi, dkk., 1983). Struktur ini ditunjukkan oleh *dike* dan rekahan di Pulau Rakata, dan struktur seperti graben di Anakkrakatau. Beberapa *dike* mempunyai arah *strike*  $160^{\circ}/165^{\circ}$  dan kemiringan hampir vertikal ( $80^{\circ}/90^{\circ}$ ). Seluruh *dike* tersebut berhubungan dengan Sistem Sesar Sumatra Selatan (Tjia, 1983). Tjia (1983) menyatakan bahwa rekahan berarah  $160^{\circ}/165^{\circ}$  dijumpai sekitar kerucut aktif Anakkrakatau. Rekahan tersebut relatif paralel terhadap Sistem Sesar Sumatra Selatan. Salah satu rekahan terbentuk di lereng selatan kerucut aktif, dan dua lainnya terbentuk pada



Gambar 5.10. Peta Anomali Residual Gayaberat Selat Sunda. Jalur vulkanik ditunjukkan *closure* positif dengan arah N20°E (Dahrin, 1994).

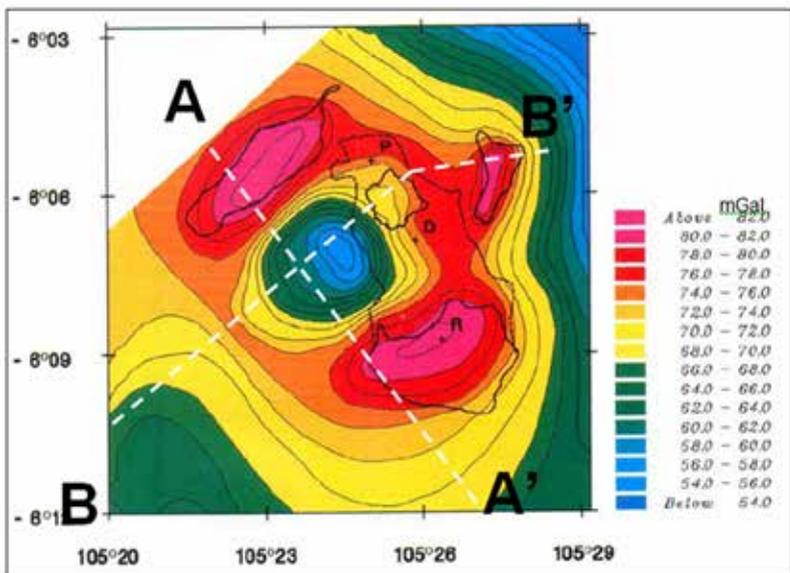
punggungan timur laut, yang rekahannya berarah 115° dan 175° yang berhubungan dengan struktur vulkanik radial.

Penyelidikan geofisika di Selat Sunda telah banyak dilakukan oleh para ahli baik kajian tektonik maupun kegunungapian. Hasil pengukuran gaya berat Selat Sunda memperlihatkan anomali positif dan negatif di bagian timur dan barat Selat Sunda yang merupakan refleksi dari struktur Selat Sunda (Dahrin, 1994). Jalur gunungapi Rajabasa; Sebesi-Sebeku; Kompleks Krakatau dan Panaitan dengan orientasi sekitar N20°, diindikasikan sebagai jalur berbentuk lingkaran (*closure*) anomali positif bernilai rendah. Jalur anomali positif terletak di antara Gunung Krakatau dan Gunung Panaitan dan diinterpretasikan sebagai intrusi vulkanik pada kedalaman sekitar 2.4 km di bawah laut. Hasil filter gaya berat menunjukkan bahwa kegiatan tektonik Selat Sunda bergeser ke bagian barat.

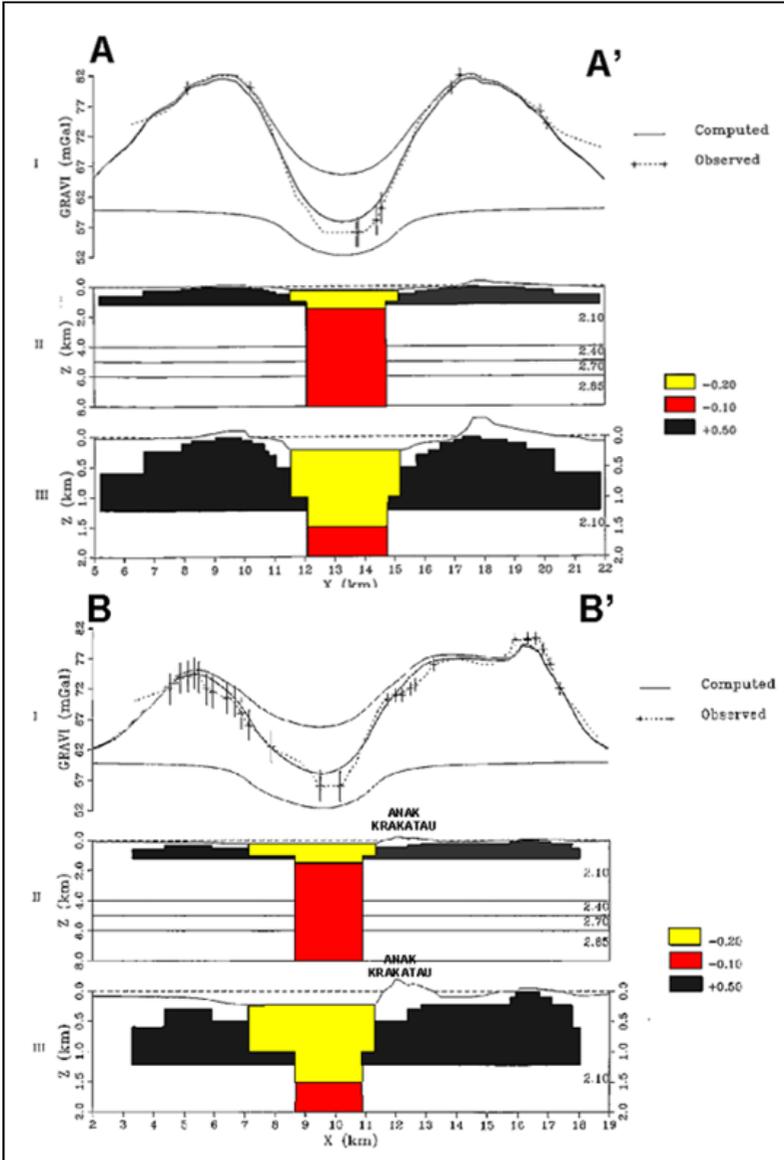
Struktur aktif dan graben terletak di bagian barat Selat Sunda sedangkan pada bagian timur terdapat sesar tua yang tertutup oleh sedimen.

*Peta Anomali Bouger* pada Kompleks Krakatau memperlihatkan anomali gaya berat tinggi pada bagian luar Kompleks Krakatau. Anomali tinggi diinterpretasikan berasal dari lapisan bawah (subtratum) yang kompak, batuan magmatik tua dari batuan dasar pulau-pulau luar. Verbeek (1885) menyebutkan bahwa pulau-pulau luar terbentuk dari akumulasi endapan letusan Krakatau Purba. Batuan tua ini tersingkap di Pulau Rakata, Sertung dan Panjang berupa andesit trimidit.

Anak Krakatau tumbuh pada tepi Kaldera 1883 dan



Gambar 5.11. Peta Anomali Bouger Kompleks Krakatau (dalam mGal). Garis putih putus-putus merupakan garis penampang. Huruf P, D dan R merupakan Puncak Perbuatan, Danan dan Rakata, (Deplus, dkk., 1995).



Gambar 5.12. Model bawah permukaan G. Krakatau berdasarkan data gayaberat. (dimodifikasi dari Deplus, dkk., 1995).

merupakan bagian gradien linier antara anomali tinggi dan rendah. Hal ini menunjukkan bahwa sumber anomali berasal dari bagian permukaan. Anomali rendah terdapat di atas Kaldera Krakatau, yang diinterpretasikan berasal dari batuan berdensitas rendah berupa material piroklastika. Pola anomali gaya berat tersebut memperlihatkan karakteristik gunungapi pada kerak kontinen daerah penunjaman (Barberi, dkk., 1991).

Deplus (1995) membuat model bawah permukaan Krakatau berdasarkan data gaya berat. Model horisontal kondisi bawah permukaan Kompleks Krakatau. Densitas rata-rata Kompleks Krakatau adalah  $2.1 \text{ g/cm}^3$ , yang mewakili batuan produk letusan gunungapi. Hasil pemodelan memperlihatkan 2 sumber yaitu densitas  $+0.5 \text{ gr/cm}^3$  yang diinterpretasikan sebagai lapisan batuan gunungapi Krakatau Purba, dan densitas  $-0.2 \text{ gr/cm}^3$  yang merupakan isi kaldera yang diinterpretasikan sebagai produk letusan 1883. Densitas  $-0.1 \text{ gr/cm}^3$  merupakan densitas rata-rata kerak bumi. Hasil pemodelan juga memperlihatkan bentuk menyerupai cerobong yang menerus dari dasar kaldera ke bawah permukaan hingga dapur magma dengan densitas  $-0.1 \text{ gr/cm}^3$  atau nilai densitas  $2 \text{ gr/cm}^3$ .

Secara umum jenis batuan yang dijumpai di Kompleks Krakatau bervariasi dari basal hingga dasit. Batuan berkomposisi basaltik umumnya dalam bentuk aliran lava seperti Anak Krakatau dan Kerucut Rakata, sedangkan komposisi lebih asam dalam bentuk aliran piroklastika seperti pumis dasit hasil letusan 1883. Letusan 1681 dari Kerucut Perbuatan tercatat menghasilkan aliran obsidian dengan  $\text{SiO}_2$  69% (Newhall, dkk., 1983). Komposisi batuapung dasit hasil letusan 1883 bervariasi antara 68-70%  $\text{SiO}_2$  (Mandeville, dkk., 1996). Analisis inklusi glass dan matriks dalam batuapung menghasilkan komposisi andesit (63%  $\text{SiO}_2$ ) dan riolit (72%  $\text{SiO}_2$ ). Sejak tahun 1927 hingga munculnya lava pertama

pada tahun 1963, letusan Anak Krakatau memperlihatkan letusan freatik hingga freatomagmatik. Letusan Anak Krakatau menghasilkan bom vulkanik dan lava andesit basaltik dengan kandungan  $\text{SiO}_2$  bervariasi antara 51 – 56%, dan cenderung meningkat pada setiap letusannya (Sutawidjaja, 2006).

*\*Yasa Suparman dan Kristianto,  
bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.*

# **Aktivitas Anakkrakatau Hingga Tahun 2012**

**Oleh:**

**Kristianto dan Yasa Suparman**

*Sejak muncul pada 1927, Anak Krakatau cepat tumbuh akibat kerapnya terjadi letusan. Anak Krakatau beristirahat antara 1 sampai 8 tahun dengan rata-rata 4 tahun sekali meletus.*

Aktivitas Anak Krakatau diawali ketika rangkaian erupsi yang berkomposisi magma basa teramati di Pusat Komplek Krakatau pada 29 Desember 1927 – 18 Februari 1929, yang dinyatakan sebagai kelahiran G. Anak Krakatau. Sejak lahirnya, G. Anak Krakatau tumbuh cukup cepat akibat seringnya terjadi letusan hampir setiap tahun. Masa istirahat kegiatan letusannya berkisar antara 1 sampai 8 tahun dan rata-rata terjadi letusan 4 tahun sekali. Dari sejumlah letusan tersebut, pada umumnya titik letusan selalu berpindah-pindah di sekitar tubuh kerucutnya.

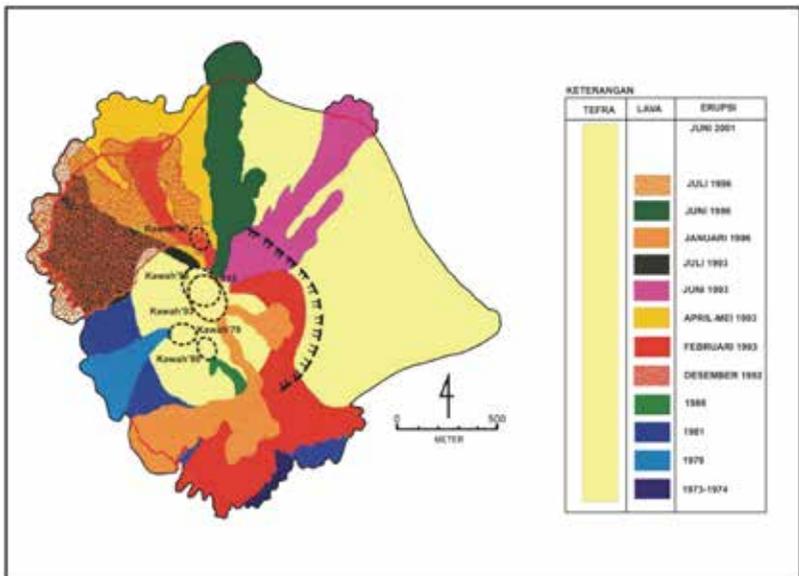
Sejak 1931 sampai 1960, pusat letusan berasal dari danau kawah, dan terjadi letusan sekitar 47 kali. Kawah berbentuk bulan sabit dan membuka ke barat – baratdaya sehingga air laut sering masuk kedalamnya membentuk danau. Sejak tahun 1961 danau kawah telah lenyap. Selang waktu antara 1961 sampai 1988, pada dasar kawah ditempati oleh aliran lava disamping kerucut sinder. Aliran lava pertama diduga terjadi antara 1960 dan permulaan 1963 (Zen, 1983). Pada kegiatan selanjutnya kerucut sinder tersebut tumbuh semakin besar dan tinggi. Hasil erupsi berupa bahan piroklastika diselingi lava.

Tahun 1961 sampai 1988 terjadi letusan sebanyak 9 kali. Pada tahun 1992, sebelum letusan utama/ besar terjadi, pada 7 Nopember terjadi peningkatan secara cepat jumlah gempa-gempa dangkal hingga keesokan harinya, tanggal 8 Nopember muncul swarm dengan jumlah lebih dari 400 gempa gunungapi yang terekam 10 jam sebelum letusan pertama. Pada letusan pertama, 8 Nopember 1992, terbentuk lubang kepundan baru

di sayap utara Anak Krakatau. Aliran lava bergerak turun menuju utara sejauh 300 m dari lubang dengan ketebalan rata-rata 4 – 6 m.

Seismisitas pada Januari 1993 didominasi oleh Gempa Letusan. Pengamatan perubahan topografi Anak Krakatau dilakukan pada bulan Maret dimana lubang kepundan baru terbentuk setinggi 80 m dari bentukan puncak tertinggi dan garis tengah kawah berkembang sekitar 150 m menuju utara. Aliran lava mengalir pada April – Juni 1993, aliran lava mengalir menuju arah barat laut pada April – Mei sedangkan aliran lava pada bulan Juni menuju arah timurlaut.

Selama tahun 1994, aktivitas Anak Krakatau ditandai dengan letusan tanpa aliran lava. Ketinggian kolom asap mencapai 100 – 400 m. Perubahan topografi ditandai dengan meningginya kerucut gunungapi mencapai ketinggian sekitar

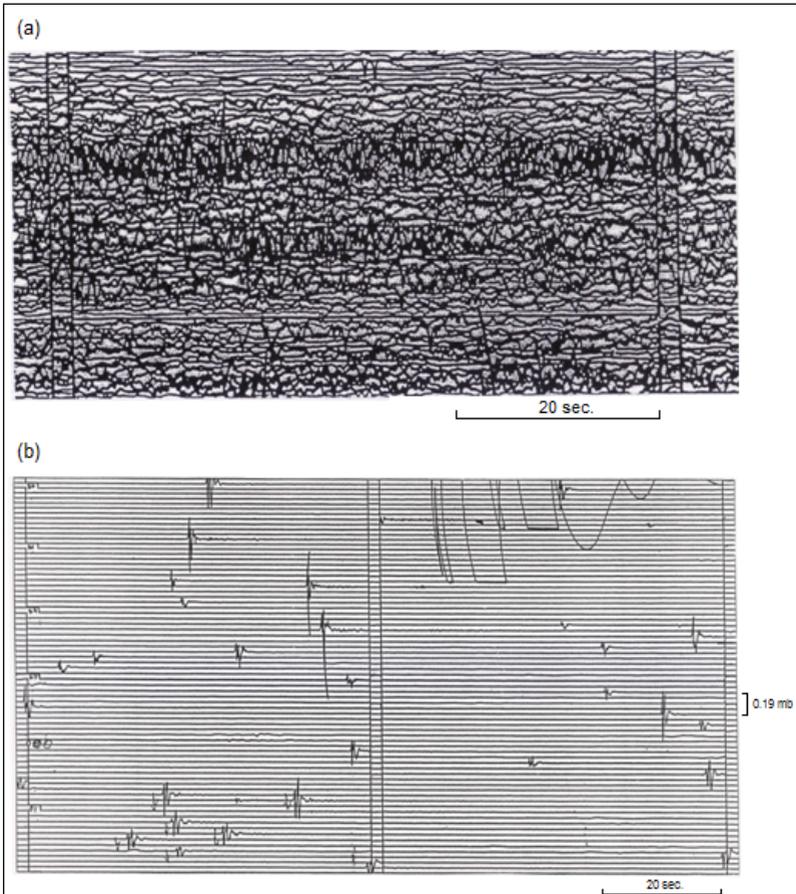


Gambar 6.1. Peta distribusi aliran lava Anak Krakatau (Sutawidjaja, 2006)

300 m dan diameter kawah 200 m. Letusan pada tahun 1995 merupakan lanjutan dari aktivitas Anak Krakatau, dengan interval letusan tiap 5 menit hingga 3 jam, menghasilkan kolom asap kelabu dengan tinggi 100 – 400 m. Aliran lava bergerak menuju arah utara dan timur. Tahun 1996, lava dikeluarkan hampir menerus selama Juni dan Juli menuju arah utara. Tanggal 2 Juli 1996, lubang kepundan baru terbentuk dalam jarak 50 m dan 100 m di bawah lubang kepundan utama.

tinggi 100-400 m. Aliran lava bergerak menuju arah utara dan timur. Tahun 1996, lava dikeluarkan hampir menerus selama Juni dan Juli menuju arah utara. Tanggal 2 Juli 1996, lubang kepundan baru terbentuk dalam jarak 50 m dan 100 m di bawah lubang kepundan utama.

Setelah beristirahat selama sekitar 20 bulan dari letusan terakhir pada Mei 1997, tanggal 5 Februari 1999 pukul 16:15 WIB G. Anak Krakatau mulai menunjukkan kegiatannya lagi berupa letusan yang diikuti suara dentuman, asap letusan putih kelabu mencapai ketinggian 1000 m dari puncak. Setelah letusan berlangsung selama lima hari terus-menerus, pada tanggal 11 Februari 1999 teramati sinar api dan lontaran material pijar mencapai ketinggian 20 m dari puncak. Lontaran material ini terjadi hampir terus-menerus seperti air mancur (*lava fountain*). Pada siang hari, material letusan nampak diikuti oleh kepulan asap kelabu dan lontaran bom-bom vulkanik, sedangkan pada malam hari terlihat muncrat sinar api. Aktivitas letusan terekam dengan jelas pada alat infrasonik yang dipasang sejauh 42 km dari G. Anak Krakatau, yaitu di Pos Pengamatan G. Anak Krakatau, Pasauran – Banten. Infrasonik merupakan alat yang merekam gelombang suara pada frekuensi tertentu. Bunyi yang dihasilkan dari suatu letusan akan terekam dengan baik sehingga dapat membantu untuk mengetahui terjadinya suatu letusan meskipun tidak



Gambar 6.2. Rekaman Infrasonik Anak Krakatau (a) rekaman yang berasosiasi dengan *lava fountain*, yaitu lontaran material yang terjadi hampir terus-menerus seperti air mancur, 11 Februari 1999. (b) rekaman letusan tipe strombolian, 15 Februari 1999. Letusan ditandai dengan terekamnya gelombang beramplituda besar (Kristianto, 1999).

tampak secara visual dikarenakan kabut atau kendala jarak (Kristianto, 1999). Pada bulan Februari 1999 rata-rata terjadi hampir 80 letusan setiap hari, kemudian menurun menjadi 20 letusan pada bulan Maret 1999 sampai pertengahan April

1999. (Suantika, 1999). Pada 29 Mei 2000 pukul 05.29 WIB G. Anak Krakatau menunjukkan kegiatannya, besok harinya samar-samar terlihat adanya kepulan asap kelabu, tekanan gas lemah, tinggi asap 200 m – 400 m. Kegiatan G. Anak Krakatau cenderung meningkat, terdengar suara dentuman 64 kali kejadian, tinggi sinar api 50 m – 600 m. Aktivitas letusan dan hembusan G. Anak Krakatau mulai menurun dan tidak teramati lagi pada Oktober 2000.

Aktivitas kegempaan G. Anak Krakatau, yang dicerminkan oleh rekaman gempa-gempa vulkanik, sering mengalami peningkatan secara tiba-tiba (diatas 20 kali kejadian/hari) dalam waktu yang relatif singkat. Kondisi Normal (Level I), rata-rata harian jumlah Gempa Vulkanik Dalam (VA) adalah 2 kejadian/hari dan pada status Waspada (Level II) terekam 7 kejadian/hari. Beberapa contoh peningkatan kegempaan G. Anak Krakatau diantaranya:

- Pada tanggal 16 Mei 2005. Dari pukul 08:25 s/d 24:00 WIB atau dalam waktu  $\pm 15\frac{1}{2}$  jam, terjadi Gempa Vulkanik Dalam (VA) 182 kali kejadian dan Gempa Vulkanik Dangkal (VB) 199 kali, sehingga pada tanggal 16 Mei 2005 pukul 17:00 WIB status aktivitas G. Anak Krakatau dinaikan dari Aktif Normal menjadi Waspada.
- Pada tanggal 24 September 2005. Mulai pukul 10:45:19 WIB terjadi peningkatan kejadian gempa-gempa vulkanik, dalam waktu 24 jam terjadi gempa vulkanik 185 kejadian (Gambar 35). Pada 4 jam pertama terekam 92 gempa vulkanik dengan interval gempa 7 detik – 20 menit. Setelah 17 jam gempa-gempa mulai menunjukkan penurunan, dan 48 jam kemudian kembali pada kondisi normal.

Erupsi 2007 mulai teramati pada 23 Oktober 2007 pukul 11.37 WIB, yang terekam oleh kamera mobotix di P. Sertung, erupsi mengeluarkan asap berwarna putih kelabu dengan



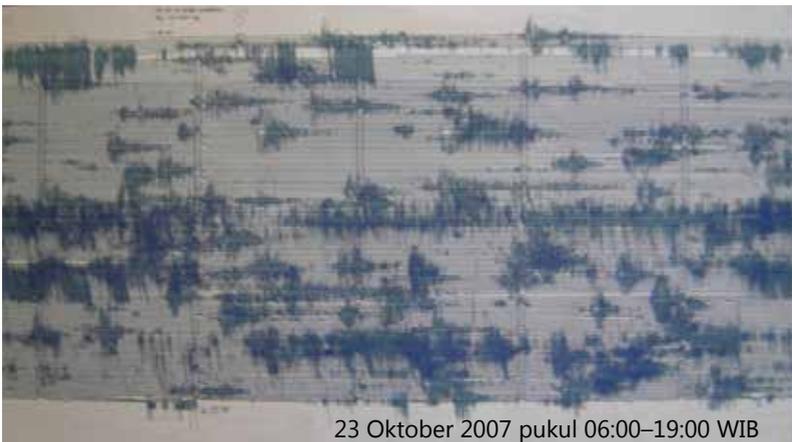
Gambar 6.3. Peningkatan aktivitas kegempaan secara tiba-tiba di Anak Krakatau, 24 September 2005 (PVMBG, 2005)

tinggi sekitar 200 – 300 m. Peningkatan aktivitas kegempaan terjadi sejak 20 Oktober 2007, dimana terekam 20 kejadian Gempa Vulkanik Dalam (VA) dan 29 kejadian Gempa Vulkanik Dangkal (VB). Tanggal 21 dan 22 Oktober terekam 117 dan 88 kejadian Gempa VA serta 68 dan 3 kejadian Gempa VB.

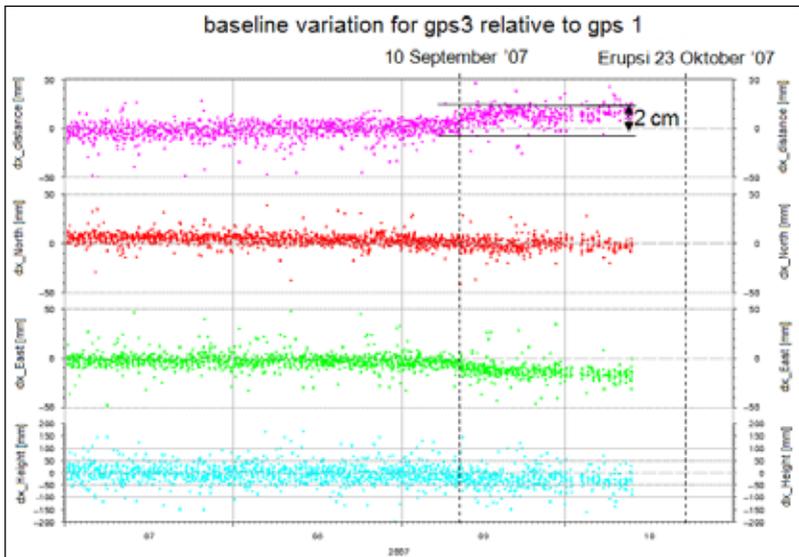
Data kegempaan menunjukkan bahwa peningkatan aktivitas diawali dengan meningkatnya Gempa Vulkanik Dalam (VA) dan Gempa Vulkanik Dangkal (VB) yang kemudian terekam tremor vulkanik pada 22 Oktober 2007, sehari sebelum terjadi



Gambar 6.4. Letusan awal letusan Anak Krakatau 2007, yang terekam oleh kamera mobotix di Sertung pada 23 Oktober 2007 pukul 11.37 WIB. Teramati asap letusan berwarna kelabu dengan tinggi 200 – 300 m.



Gambar 6.5. Rekaman gempa di Pos PGA Anak Krakatau – Pasauran, saat letusan mulai terjadi.



Gambar 6.6. Posisi station GPS di G. Anak Krakatau dan perubahan jarak antara Titik GPS3 terhadap GPS1 (Surono 2007; Kriswati, 2009)

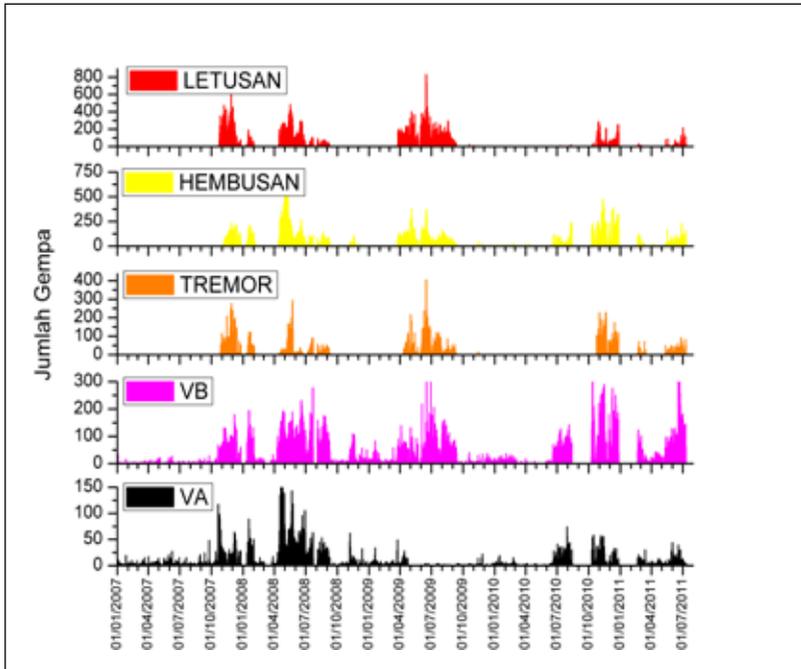
letusan pertama pada 23 Oktober 2007.

Hasil pemrosesan data deformasi menggunakan data GPS dan InSar (Interferometric Synthetic Aperture Radar) menunjukkan adanya peningkatan sebelum terjadinya letusan. Pengukuran GPS dilakukan secara menerus di stasiun KM01 (gps1), KM02 (gps2) dan KM03 (gps3). Hasil pengolahan data diperoleh adanya penambahan jarak datar KM03 (gps3) relatif terhadap KM01 (gps1) sebesar 2 cm selama periode awal September – pertengahan Oktober (Kriswati, 2009).

Data InSar G. Anak Krakatau pada Juni, Agustus dan September 2007 memperlihatkan adanya peningkatan yang ditunjukkan oleh naiknya tubuh gunungapi (inflasi) pada G. Anak Krakatau (Pamitro, 2009).

Data kegempaan menunjukkan bahwa peningkatan aktivitas G. Anak Krakatau, yang ditandai dengan terekamnya Gempa Letusan, diawali oleh peningkatan gempa vulkanik, baik itu Gempa Vulkanik Dalam (VA) maupun Gempa Vulkanik Dangkal (VB). Peningkatan aktivitas G. Anak Krakatau yang ditandai oleh terekamnya kembali Gempa Letusan, sejak April 2009 diawali peningkatan gempa vulkanik, dimana Gempa Vulkanik Dangkal (VB) lebih dominan dibanding Gempa Vulkanik Dalam (VA). Kondisi ini diinterpretasikan bahwa sejak April 2009, akumulasi tekanan di permukaan sudah tinggi dan semakin dangkal sehingga tidak dibutuhkan energi yang besar untuk terjadinya letusan sebagai pelepasan tekanan ke permukaan. Aktivitas G. Anak Krakatau pada tahun 2010 relatif tenang, letusan sesekali terjadi, pada tubuhnya telah banyak tumbuh lapangan solfatara sebagai akibat dari pelepasan panas ke permukaan. Akhir Juli 2011, Gempa Letusan G. Anak Krakatau tidak terekam lagi.

Peningkatan aktivitas G. Anak Krakatau kembali terjadi pada Januari 2012 dengan terekamnya gempa vulkanik dalam



Gambar 6.7. Jumlah harian gempa G. Anak Krakatau, Januari 2007 – Juli 2011

jumlah yang sangat besar, yakni ratusan kejadian perhari nya. Kegempaan G. Anak Krakatau sejak bulan Januari hingga pertengahan Maret 2012, terekam 8.302 kali Gempa Vulkanik Dalam (VA) dan 27.409 kali Gempa Vulaknik Dangkal (VB), akan tetapi manifestasi peningkatan kegempaan tersebut belum tampak secara visual. Aktivitas G. Anak Krakatau secara visual teramati asap berwarna putih tipis dengan ketinggian antara 25 – 100 meter di atas puncak. Gempa Letusan baru terekam pada September 2012 yang diawali dengan meningkatnya kejadian tremor. Letusan pada 2 September 2012 pukul 08.05 WIB menghasilkan kolom asap setinggi 1000 meter dan letusan berikutnya didominasi oleh letusan tipe strombolian.



Gambar 6.8. Letusan G. Anak Krakatau tanggal 2 September 2012, letusan pertama pukul 08:05 WIB menghasilkan kolom asap setinggi 1000 meter, letusan berikutnya berupa letusan tipe strombolian (Igan Sutawijaya/PVMBG)

Produk letusan G. Anak Krakatau berupa bom vulkanik, lava serta batuapung teramati pasca letusan September 2012.

*\*Kristianto dan Yasa Suparman,  
Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.*

**Gunung Anakkrakatau  
Periode 1927-2018**  
dalam Rekaman Petrologi  
dan Geokimia

**Oleh:**

**Mirzam Abdurrachman, M. Nugraha Kartadinata,  
Idham Andri Kurniawan, dan Cahya Patria**

*Letusan Gunung Anakkrakatau di penghujung tahun 2018 tidak hanya meninggalkan duka tapi juga tanda tanya besar bagi para peneliti. Apakah benar Anakkrakatau harus mengakui dan bertanggung jawab atas terjadinya tsunami yang menghantam daerah Selat Sunda dan sekitarnya pada malam 22 Desember 2018?*

Gunung Anakkrakatau memang masih anak-anak, jika menilik dari kata “anak” yang disematkan di depannya dan usianya yang masih sangat muda dalam skala waktu geologi, yaitu lahir dan muncul pertama kali ke permukaan laut pada 1927. Dengan kecepatan tumbuh yang mengagumkan hingga mencapai 8 cm/tahun (Gardner dkk, 2012), Anakkrakatau kian membesar, gagah berdiri di selat yang menghubungkan Pulau Jawa dan Sumatra. Dilindungi oleh bagian tubuh leluhurnya, yaitu Pulau Panjang, Rakata dan Sertung, semakin menegaskan bahwa Anakkrakatau adalah warisan yang sangat berharga dan dijaga serta dilindungi oleh leluhurnya sedemikian rupa (Gambar 7.1).

Cerita letusan gunungapi dan tsunami di Selat Sunda rupanya sudah jauh-jauh hari dimulai, menjadi cerita turun-menurun melintasi generasi, menyisakan akhir yang sama, kehancuran dan duka.

Perjalanan cerita dimulai sekitar abad ke-5 atau ke-6. Pulau Sertung, Panjang dan Rakata terbentuk dari hasil letusan dahsyat Krakatau Purba yang terjadi sekitar awal abad tersebut. Namun, penelitian selanjutnya tidak mencatat adanya bukti-bukti geologi yang cukup tentang letusan besar tahun 416. Sebaliknya sekitaran tahun 535-536 terjadi perubahan iklim yang ekstrem. Vegetasi mengalami pertumbuhan yang lambat, ditemukan kandungan sulfur yang tinggi pada bagian inti dari



Gambar 7.1. Posisi Gunung Anak Krakatau yang dikelilingi oleh Pulau Sertung, Panjang dan Rakata (modifikasi dari Jaxybulatov dkk, 2011).

es di Islandia atau antartika, musim panas yang bersalju di belahan bumi bagian utara sehingga masa itu dikenang sebagai *Volcanic Winter* (Larsen dkk, 2008), serta adanya beberapa peradaban yang berakhir di sekitar waktu tersebut. Jadi apakah kejadian tersebut tahun 416 atau 535? Sekarang banyak peneliti mendalami dan mencari bukti yang lebih akurat. Kapanpun itu, kita patut bersyukur karena letusan tahun 416 atau 535 jauh lebih dasyat dari letusan pada tahun-tahun berikutnya.

Letusan Krakatau pada Agustus 1883 dimulai pada 26 Agustus dan mencapai puncaknya serta berhenti 20 jam kemudian pada 27 Agustus. Letusan ini menelan korban jiwa



Gambar 7.2. Endapan piroklastik hasil letusan 1883 di Pantai Anyer yang berjarak sekitar 45 km dengan ketebalan hingga lebih dari 5 m.

hingga 36.417 orang, menghasilkan kaldera berukuran 4x8 km dengan kedalaman 250 mdpl (Deplus, dkk., 1995) yang menyebabkan tsunami dengan ketinggian lebih 15 m dan aliran *wedus gembel* sejauh 40-50 km dari titik letusan, menyapu Lampung bagian Selatan dan Pesisir Jawa Barat bagian Barat (Gambar 7.2).

Sementara itu untuk letusan 416/535 tidak ada catatan selengkap letusan 1883. Namun, letusan ini dilaporkan berlangsung selama 20 hari tanpa henti dan menyisakan mega kaldera berukuran 50x50 km di Selat Sunda. Kaldera ini hanya dikalahkan oleh ukuran Kaldera Toba yang mencapai ~75 km.

Kini, Krakatau Purba sudah kehilangan tubuh utamanya, sementara Anakkrakatau baru menyusun tubuhnya sejak pertama kali lahir ke permukaan pada 29 Desember 1927 (Stehn, 1929). Letusan-letusan sejak 2008 memperlihatkan



Gambar 7.3. Erupsi Gunung Anakkrakatau yang memperlihatkan semburan abu vulkanik letusan 2018.

waktu erupsi yang konsisten yaitu sekitar dua tahunan, yaitu 2008, 2010, 2012, 2014 dan sejak Februari 2017 hingga sekarang. Gambar 7.3 memperlihatkan peningkatan aktivitas dan berakhir masif di penghujung tahun 2018 yang lalu.

## **Mengenal Letusan Gunungapi**

Mengapa, kapan, seberapa besar dan ke arah mana letusan berikutnya bisa terjadi? Pertanyaan sederhana dari khalayak umum yang memerlukan penelitian yang intensif, mendalam serta multidisiplin untuk menjawabnya. Banyak orang meyakini bahwa letusan gunungapi disebabkan oleh takdir. Sebagian lagi percaya letusan gunungapi adalah pertanda bahwa suatu saat gunung marah karena penduduk yang tinggal di dekatnya telah berbuat dosa.

Tapi sains punya penjelasan yang berbeda. Gunungapi adalah saluran yang membawa batuan panas cair yang ada di bawah permukaan yang disebut magma. Saluran tersebut

membawa magma keluar dari kerak (lapisan padat terluar) ke permukaan bumi. Saluran ini memiliki bentuk seperti kerucut, perisai atau pun kaldera. Di bawah gunungapi ada dapur magma, sebuah ruang besar berisi magma yang pijar. Gerakan magma yang meningkat di dalam gunungapilah yang menyebabkan letusan. Gerakan ini dipicu oleh berbagai proses yang terjadi di bawah, di dalam, dan di atas dapur magma tersebut.

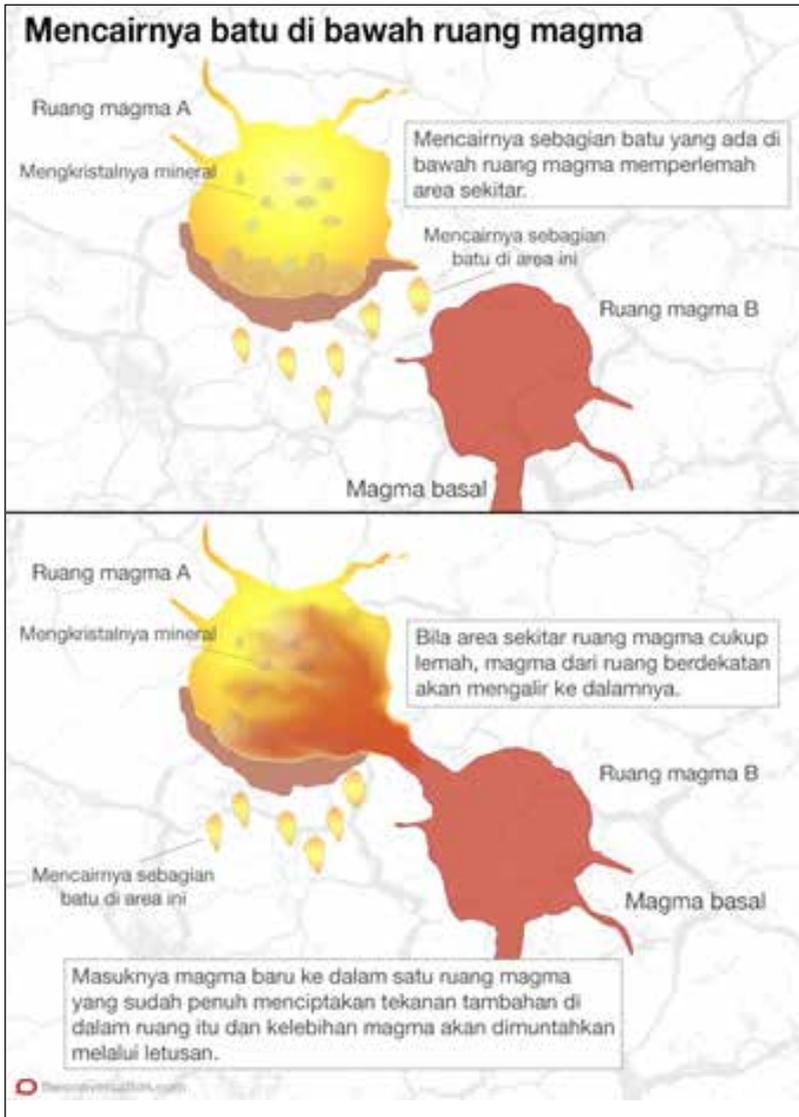
## **Di Bawah Dapur Magma**

Gunungapi di Indonesia umumnya lahir dan berada di zona subduksi–tempat lempeng bumi bertemu satu sama lain, menyebabkan satu lempeng samudra menunjam di bawah lempeng yang lain.

Di bawah dapur magma itu, panas inti bumi mencairkan sebagian batuan yang ada menjadi magma baru. Magma yang baru dan segar ini akhirnya masuk ke dapur magma. Saat dapur magma sudah terisi dengan volume tertentu, ruang tersebut tidak dapat lagi menampung magma baru dan kelebihannya dapat dikeluarkan melalui letusan (Gambar 7.4).

Proses ini biasanya terjadi dalam suatu siklus. Sehingga memungkinkan untuk memprediksi letusan yang disebabkan oleh produksi magma baru ini. Gunung Papandayan di Jawa Barat, yang berada di atas pertemuan Lempeng Eurasia dan Indo-Australia, mempunyai siklus 20 tahunan dan mungkin bisa meletus pada 2022. Gunung ini terakhir kali meletus pada 2002.

Gunung Agung di Bali meletus terakhir kali pada 1963 atau tepatnya 120 tahun setelah letusan sebelumnya pada 1843. Jika mengikuti pola letusan terakhir ini (tiap 120 tahun), 2017 belum waktunya bagi Agung meletus. Kalaupun letusan terjadi mungkin tidak sebesar letusan pada 1963 karena Agung



Gambar 7.4. Ilustrasi bercampurnya magma dari dua sumber berbeda yang menyebabkan terjadinya letusan Gunungapi (Abdurrahman, 2015)

baru menghimpun energi selama 54 tahun yang berarti masih kurang dari setengah waktu letusannya.

Periode waktu antar letusan tergantung pada seberapa cepat batuan dari lempeng yang menunjam mengalami pelelehan, yang dipengaruhi oleh kecepatan lempeng menunjam. Bumi memiliki beberapa zona subduksi dan lempeng subduksi umumnya bergerak dengan kecepatan hingga 6-7 sentimeter per tahun. Untuk Gunung Anakkrakatau, kecepatan Lempeng Indo-Australia yang menunjam di bawah Lempeng Eurasia sekitar 7 sentimeter per tahun.

## **Di Dalam Dapur Magma**

Aktivitas di dalam dapur magma juga bisa menyebabkan letusan. Di dalam ruang itu, magma mengkristal karena penurunan suhu. Magma yang sudah terkristalisasi lebih berat daripada batuan panas semi-cair sehingga bisa tenggelam ke dasar ruang magma. Peristiwa tersebut mendorong sisa magma ke atas, menambah tekanan pada bagian atap (penutup) dari dapur magma. Sebuah letusan terjadi saat penutupnya tidak lagi mampu menahan tekanan. Hal ini juga terjadi didalam sebuah siklus sehingga secara teoritis dapat diprediksi (lihat Gambar 7.5).

Proses penting lainnya di dalam ruang magma adalah saat larutan magma bercampur dengan batuan sekitarnya. Proses ini disebut asimilasi. Saat magma bergerak, magma berinteraksi dengan batuan di sekeliling ruang magma. Kadang-kadang gunungapi mempunyai jalur bagi magma untuk mengalir ke permukaan. Jika jalurnya tidak ada, maka magma bisa memaksakan diri ke area yang tekanannya lebih rendah. Hal ini dapat menyebabkan dinding yang mengelilingi ruangan jebol dan runtuh.

Bayangkan menjatuhkan batu bata ke dalam akuarium



Gambar 7.5. Ilustrasi pemisahan kristal didalam dapur magma yang menyebabkan terjadinya pemisahan kristal dan peningkatan tekanan atap dapur magma sehingga menyebabkan letusan gunungapi (Abdurachman, 2015).

penyakit ini penuh berisi air. Hal pertama yang bisa terjadi adalah percikan air dari ember, itu lah saat letusan terjadi. Percikan magma yang disebabkan oleh dinding ruang yang ambrol dapat menyebabkan letusan. Letusan yang disebabkan proses seperti ini sulit diprediksi.

## Di Atas Dapur Magma

Letusan juga bisa terjadi karena berkurangnya tekanan di atas dapur magma. Hal ini bisa disebabkan oleh berbagai hal, seperti penurunan kerapatan batuan di atas dapur magma atau

mencairnya es di puncak sebuah gunungapi. Sebuah topan yang melewati gunungapi dalam kondisi kritis pun dapat memperhebat kekuatan letusan juga.

Batuan yang menutupi dapur magma dapat secara perlahan melunak karena adanya perubahan komposisi mineral. Penurunan kerapatan batuan penutup pada akhirnya membuat penutup tidak dapat menahan tekanan dari magma yang ada di bawahnya, seperti bisul yang menekan lapisan kulit yang ada di atasnya.

Apa yang menyebabkan perubahan mineralogi ini? Terkadang, gunungapi mempunyai celah di permukaan yang memungkinkan air dari permukaan meresap dan berinteraksi dengan magma. Bila ini terjadi, perubahan batuan akibat larutan hidrotermal terjadi, batuan melunak, kehilangan daya dukung dan akhirnya letusan pun terjadi.

Di mana magma keluar dari gunungapi juga penting. Jika lava atau batuan piroklastik keluar melalui sisi gunungapi, gravitasi dapat menyebabkan bagian gunungapi tersebut runtuh, menyebabkan hilangnya tekanan penutup secara tiba-tiba. Letusan besar biasanya terjadi beberapa saat setelah satu kawasan roboh, seperti semburan minuman bersoda setelah dilepas tutup.

## **Melelehkan Es**

Pemanasan global dapat menyebabkan lebih banyak letusan dengan menyebabkan es penutup di atas gunungapi meleleh. Saat volume besar es di atas gunung meleleh, tekanan di atas ruang magma menurun. Magma dapat naik untuk mencapai keadaan keseimbangan baru dan menyebabkan letusan.

Sebuah penelitian telah menunjukkan letusan besar Gunung Eyjafjallajökull di Islandia pada 2010 dipicu oleh gletser mencair. Islandia kehilangan sekitar 11 miliar ton es

setiap tahun. Jadi mungkin masih lebih banyak lagi kehilangan es dalam jumlah besar. Pada 1991, Gunung Pinatubo di Filipina mengalami letusan besar saat topan Yunya melanda gunungapi dan sekitarnya. Pinatubo sudah bergemuruh, tapi topan itu memperhebat kekuatan ledakan. Kecepatan tinggi topan menyebabkan daerah di sekitarnya kehilangan tekanan secara signifikan. Akibatnya, gumpalan udara di atas gunungapi yang tersapu topan mengalami peningkatan. Gunung Pinatubo mengalami perubahan tekanan dan letusan dahsyat pun tak terelakkan.

## **Memahami Karakter Gunung Anakkrakatau**

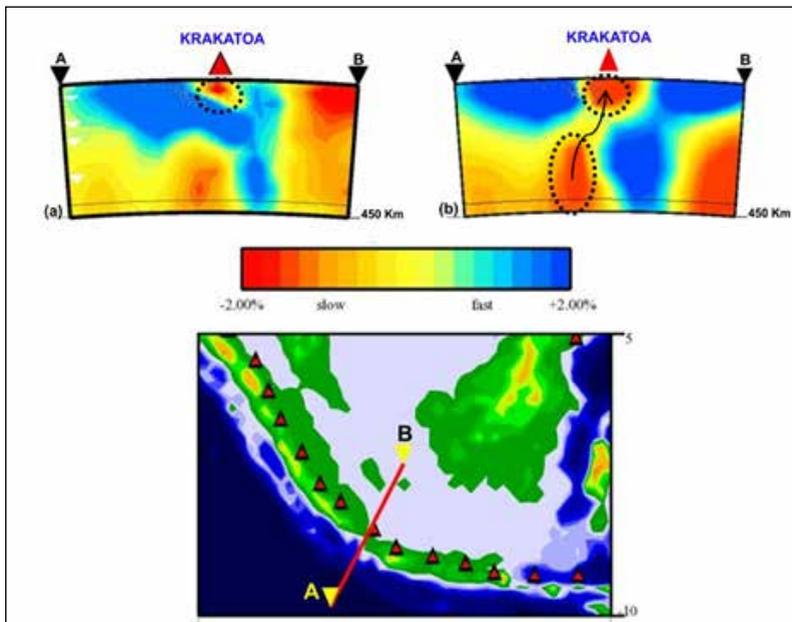
Mengingat peran penting yang dimainkan magma dalam memicu suatu letusan gunungapi, mempelajari petrologi dan geokimia magma Gunung Anakkrakatau secara lebih rinci dapat membantu memprediksi kejadian alam yang spektakuler ini.

## **Petrologi**

Pemahaman cara magma terbentuk, berinteraksi selama perjalanan ke permukaan adalah salah satu kajian penting dalam ilmu petrologi untuk bisa menjawab bagaimana karakter suatu letusan gunungapi.

Kompleks gunungapi Krakatau terdiri atas Pulau Rakata, Sertung, Panjang dan Gunung Anakkrakatau. Tiga pulau pertama adalah sisa dari Gunung Perbuatan yang meletus hebat pada tahun 1883.

Sejak pertama kali muncul ke permukaan tahun 1927, Anakkrakatau tercatat setidaknya menghasilkan 32 produk letusan dengan kombinasi letusan eksposif berupa piroklastik, jatuhan, *surge* dan beberapa kali disertai aliran piroklastik serta letusan efusif berupa aliran lava yang turun menuruni lereng dan



Gambar 7.6. Rekaman tomografi di bawah Anak Krakatau yang memperlihatkan 2 sumber magma yang berbeda; (a) Sumber magma dari dehidrasi lempeng yang tersubduksi, (b) Sumber magma dari *plume* (Modifikasi dari Abdurrachman dkk, 2012).

umumnya dijumpai di lereng bagian barat. Begitu banyaknya aliran lava pada lereng barat Anak Krakatau mengindikasikan bahwa bagian ini lebih rendah secara morfologi dibandingkan sisi bagian timur.

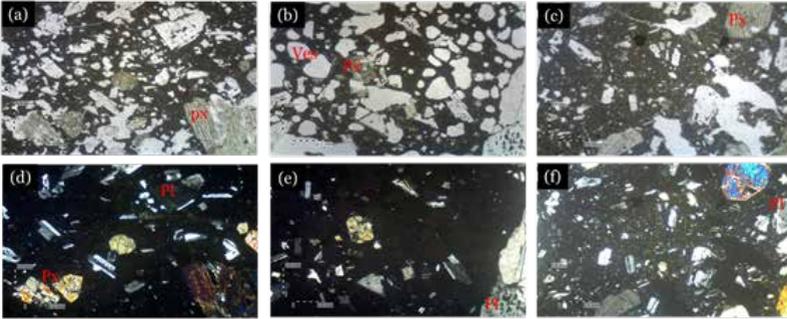
Pertumbuhan tubuh Anak Krakatau yang begitu cepat terindikasikan dari suplai magma yang cukup banyak di bawahnya, Abdurrachman, dkk (2012) dalam studi petrologi, geokimia dan didukung oleh rekaman tomografi menemukan indikasi dua sumber magma yang berbeda. Sumber pertama berasal dari magma hasil peleburan Lempeng Indo-Australia yang menyusup di bawah Lempeng Eurasia dan meleleh dan

sumber yang kedua berasal mantel pada kedalaman yang lebih dalam (Gambar 7.6).

Gabungan kedua sumber magma yang berbeda sumber ini secara petrologi juga menarik karena menghasilkan tipe letusan yang unik. Gunung Anakkrakatau terkadang meletus besar serta eksplosif menghasilkan abu vulkanik, seperti marahnya gunungapi-gunungapi di Pulau Sumatra, tetapi di waktu lain bisa menghasilkan letusan yang efusif berupa pancuran atau aliran lava, yang mewakili karakter letusan gunungapi di Pulau Jawa pada umumnya.

Pengamatan lava secara mikroskopis bisa memberikan sedikit gambaran apa yang terjadi pada beberapa tahun ke belakang mengenai aktivitas Anakkrakatau. Lava tahun 2012, 2014 dan 2017 tidak memperlihatkan perubahan komposisi mineral, ketiganya termasuk dalam kelompok basaltik andesit dengan mineralogi yang tersusun atas plagioklas, orto-piroksen, klino-piroksen dan juga mineral opak. Sedikit perubahan terlihat pada nilai Anortit (An) nya yang berurutan sebagai berikut: 2012 (An59-68), 2014 (An46-63) dan 2017 (An59-74). Semakin tinggi nilai An mengindikasikan komposisi yang semakin basaltis dan perubahan suhu secara relatif yang semakin meningkat. Suhu yang semakin meningkat dan diikuti kelimpahan kristal yang lebih sedikit tetapi pecah-pecah pada lava tahun 2017 mengindikasikan perubahan kekentalan magma yang menjadi semakin encer namun lebih mengalami dekompresi dibandingkan lava tahun sebelumnya. Tak heran selama tahun 2017, Anakkrakatau banyak menyajikan letusan strombolian, yaitu pancuran magma encer akibat tekanan yang tinggi (Gambar 7.7).

Posisi Anakkrakatau yang berada di tengah laut, secara petrologi juga bisa mengubah tipe letusan dari tipe yang satu ke tipe yang lainnya secara signifikan. Saat ini teramati setidaknya



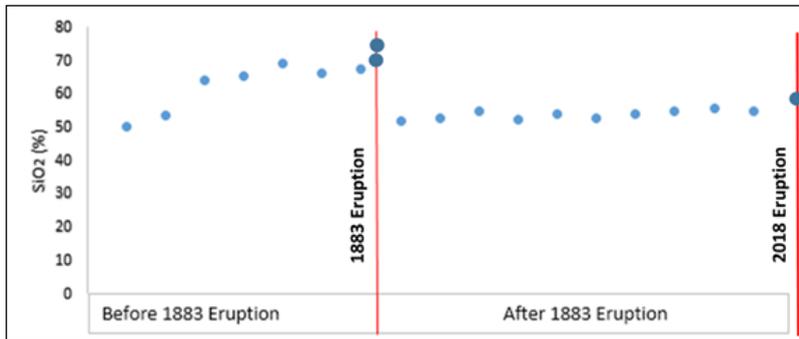
Gambar 7.7. Perbandingan foto sayatan tipis lava Anak Krakatau berkomposisi basaltik andesit tahun 2012 (a & d), 2014(b&e) dan 2017(e&f). Keterangan: Pl: Plagioklas, Px: Piroksen., Ves: Vesikular.

ada 4 letusan berbeda yang pernah dihasilkan Gunung Anak Krakatau, yaitu: hawaiian, strombolian, vulkanian, dan surtseyan. Perubahan tipe letusan ini secara sederhana dan secara berurutan bisa diakibatkan oleh penurunan temperatur magma, peningkatan viskositas magma menjadi lebih kental, serta peningkatan tekanan karena kontak magma dengan air. Konsekuensinya, energi letusan meningkat dan ukuran material hasil letusannya pun juga meningkat dan berakhir oleh letusan besar dan masif tahun 2018 lalu.

Dengan demikian, Anak Krakatau adalah legenda, laboratorium alam serta sumber informasi bagi para peneliti gunungapi tidak hanya dari Indonesia tetapi dunia yang secara lengkap menyajikan berbagai tipe letusan dengan karakter letusan gunungapi Sumatra dan juga Jawa sekaligus.

## Geokimia

Mempelajari produk letusan Gunung Krakatau dengan produk letusan sebelumnya, seperti letusan 1883 adalah salah satu cara mengukur dan membandingkan tipe maupun



Gambar 7.8. Pebandingan kandungan nilai SiO<sub>2</sub> sebelum, saat dan sesudah letusan tahun 1883 dengan letusan tahun 2018.

energi letusan keduanya. Selain memiliki ukuran kaldera yang berbeda, komposisi produk letusan juga berbeda, yaitu letusan 1883 lebih didominasi endapan piroklastik kaya batuanapung yang mengindikasikan letusan plinian. Membandingkan karakteristik geokimia juga menjadi kunci penting untuk mengungkapkan perbedaan tipe dan energi antara letusan 1883 dan letusan-letusan sesudahnya.

Kandungan SiO<sub>2</sub> sebelum letusan 1883 berada pada kisaran 48-50%, saat letusan 1883 berkisar 65-72% dan setelah itu umumnya berkisar pada rentang 53%-55%. Kandungan SiO<sub>2</sub> dalam magma adalah parameter penting untuk memprediksi tipe dan energi letusan suatu gunungapi. Rangkaian rantai SiO<sub>2</sub> berkeja secara sederhana, saat nilainya tinggi, maka rantainya semakin panjang, kental dan berpotensi menghasilkan letusan eksplosif. Sebaliknya saat kandungan SiO<sub>2</sub> rendah, maka rantainya pendek, lebih mudah bergerak dan cenderung menghasilkan letusan efusif berupa lelehan lava. Pengukuran SiO<sub>2</sub> terbaru hasil abu vulkanik letusan tahun 2018 berada pada kisaran 53.42%-54.97% yang mengindikasikan suatu kondisi yang sama dengan magma sesudah letusan tahun 1883

(Gambar 7.8). Dengan kondisi ini, maka secara teori kita bisa berharap letusan yang serupa dengan tahun 1883 tidak terjadi saat ini.

*\*Mirzam Abdurrachman dan Idham Andri Kurniawan,  
bekerja di Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, ITB.*

*M. Nugraha Kartadinata dan Cahya Patria  
bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi*

**GEMPA BUMI  
DAN  
TSUNAMI  
SELAT SUNDA**



# **Hipotesis Penyebab Tsunami 22 Desember 2018**

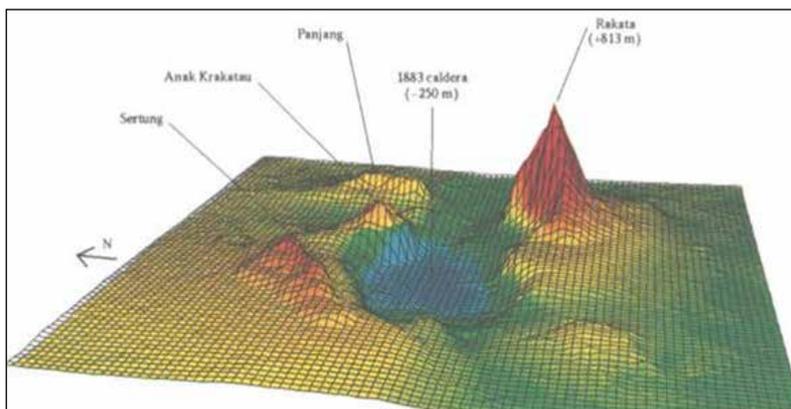
**Oleh:**

**Mamay Surmayadi, M. N. Kartadinata,  
Estu Kriswati, Ardy Setya Prayoga,  
Kristianto, dan Wawan Irawan**

*Penyebab terjadinya tsunami (tsunamigenic) pada 22 Desember 2018, bisa karena gempa tektonik, letusan gunungapi, dan longsoran massa. Bahkan, gabungan ketiga sebab tersebut juga secara teoritis dapat menjadi pemicu tsunami. Tentu perlu dibuktikan dengan penelitian lebih lanjut.*

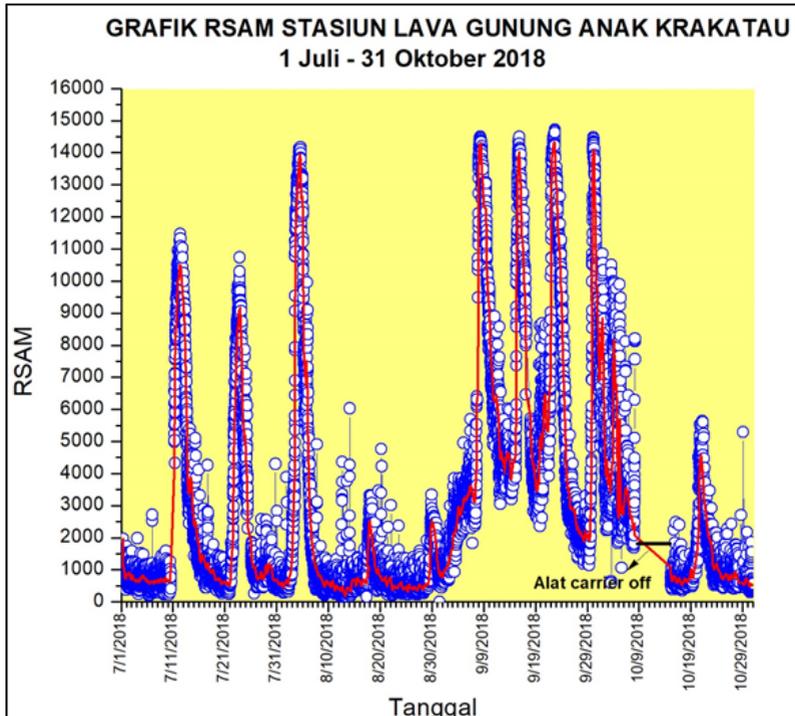
Setelah mengalami fase jeda letusan selama 81 bulan sejak September 2012, Gunungapi Anak Krakatau (GAK) kembali memperlihatkan gejala peningkatan aktivitas vulkaniknya pada 29 Juni 2018. Perekaman kegempaan GAK terkini sejak 29 Juni 2018 hingga 9 Januari 2019 mencatat 22.727 kali gempa letusan. Tanggal 11 Juli 2018 mulai terekam tremor menerus yang merupakan tremor letusan dengan amplitudo maksimum 10-50mm. Kejadian Tremor menerus berlangsung sampai September.

*Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM) Stasiun Lava di tubuh GAK mulai 4 September-8 Oktober*

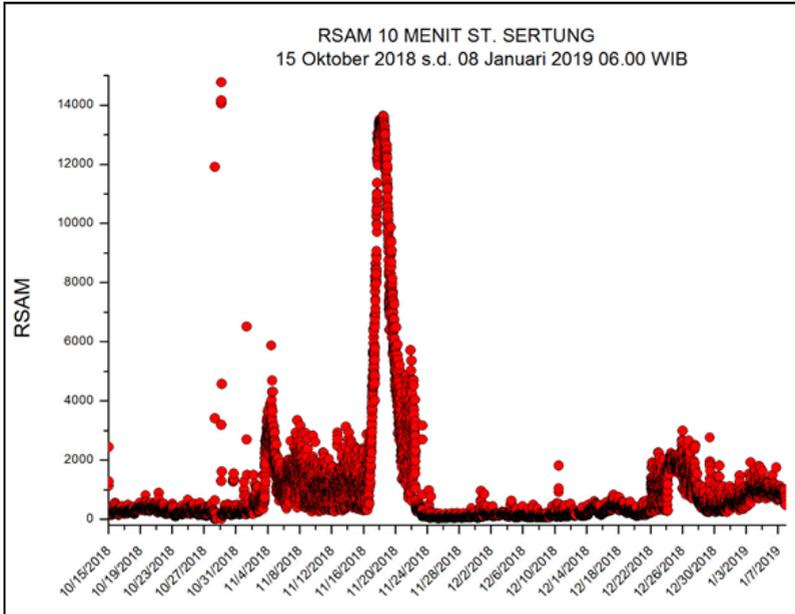


Gambar 8.1. Batimetri bawah laut Kompleks Krakatau, Selat Sunda (Deplus, dkk.,1995)

memperlihatkan tremor letusan menerus dengan amplitudo maksimum dominannya lebih dari 40 mm kembali terekam hingga lebih dari satu bulan, tepatnya sampai 8 Oktober, setelah itu amplitudonya menurun hingga 5 mm. Fase letusan September-Oktober ini merupakan aktivitas letusan GAK tertinggi sepanjang 2018 (Gambar 8.2). Pada 17 Desember, tremor menerus kembali meningkat dengan amplitudo maksimum lebih dari 25 mm. RSAM dan SSAM stasiun Sertung mengalami peningkatan yang sangat tajam selama periode 22-25 Desember 2018, menurun pada 27-31 Desember 2018, dan kembali meningkat sejak 31 Desember



Gambar 8.2. RSAM Stasiun Lava di GAK periode 1 Juni-31 Oktober 2018



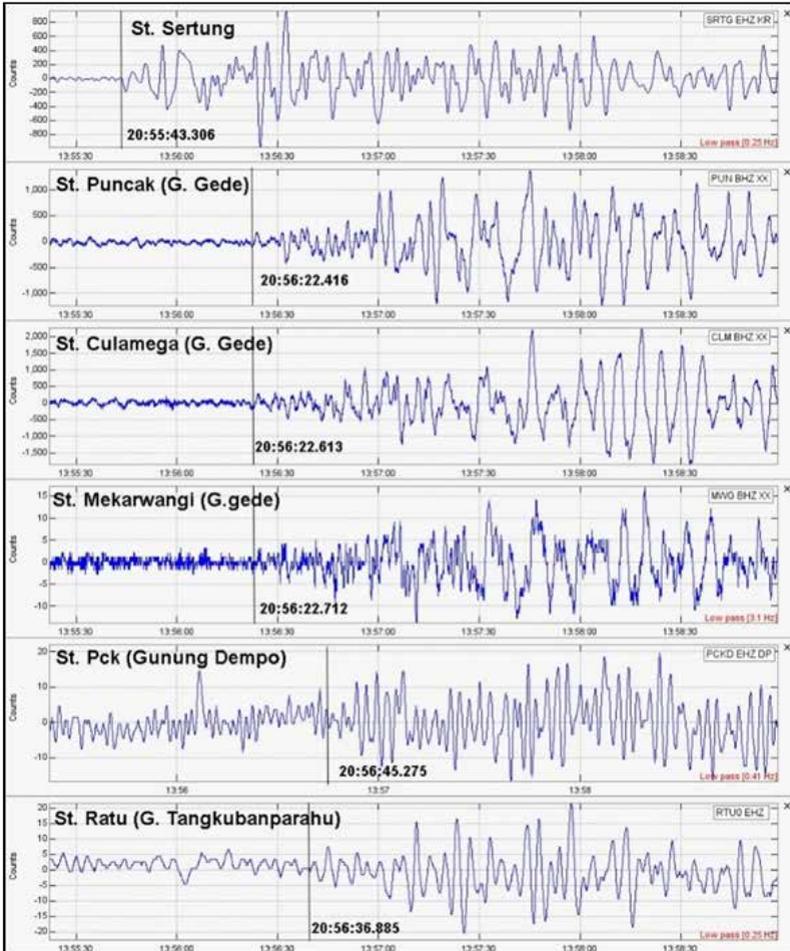
Gambar 8.3. RSAM Stasiun Sertung di Pulau Sertung.

2018 (Gambar 8.3). Aktivitas letusan pada Desember ini jauh lebih kecil dibandingkan pada September-Oktober.

Pada 22 Desember 2018 pukul 20:55 WIB terekam gempa tektonik jauh di Stasiun Puncak Gunungapi Dempo (Sumatera Selatan), Stasiun Sertung (Pulau Sertung) (Selat Sunda), 3 stasiun seismik di Gunungapi Gede (Jawa Barat), dan Stasiun Ratu Gunungapi Tangkuban Parahu (Jawa Barat) (gambar 8.4 dan tabel 8.1). Pada pukul 21.03 stasiun seismik di Pulau Anak Krakatau (stasiun GAK) mulai tidak merekam gempa karena mengalami kerusakan akibat terkena letusan dan kemudian pemantauan kegempaan dialihkan ke stasiun seismik di Pulau Sertung.

## Perubahan Morfologi dan Volume

Sejak terjadi peningkatan aktivitasnya mulai 29 Juni hingga pertengahan Desember 2018, perubahan tubuh GAK hanya berupa penambahan dimensi karena pelamparan material



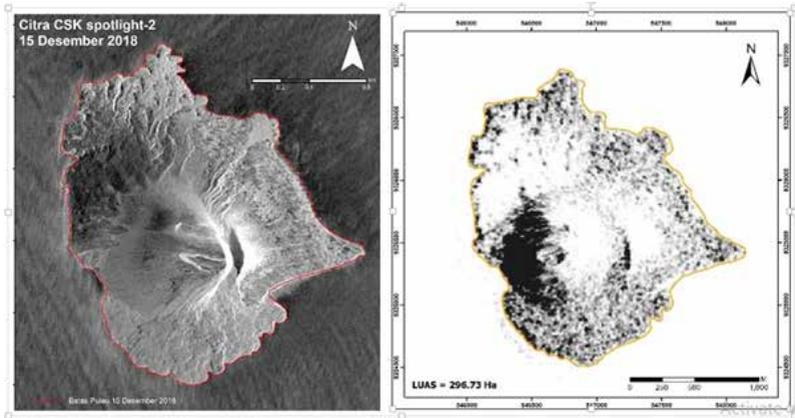
Gambar 8.4. Rekaman gempa tektonik pukul 20:55 WIB. Dari atas: Stasiun Pulau Sertung, Puncak, Culamega, dan Mekarwangi (Gunung Gede, Jawa Barat), Pck (Gunung Dempo, Sumatra Selatan), dan Ratu (Tangkubanparahu, Jawa Barat).

letusan. Analisis Citra CSK (SOSMO SkyMed) Spotlight-2 tanggal 15 Desember 2018 menunjukkan luas tubuh GAK mencapai 3 km<sup>2</sup> (gambar 8.5). Kondisi yang sama terekam pada citra Sentinel-1 tanggal 19 Desember 2018. Berdasarkan perbandingannya terhadap data Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) tahun 2014, volume permukaan tubuh GAK pada 19 Desember 2018 adalah sekitar 0,163 km<sup>3</sup>. Volume total tubuh GAK tidak dapat dihitung karena tidak adanya data batimetri bawah laut di sekitar GAK. Hal ini disebabkan tubuh GAK yang sebagian muncul di permukaan laut dan sebagian lainnya melampar di bawah permukaan laut.

Tabel 8.1. waktu tiba gempa tektonik yang di terima di enam stasiun seismik

NAMA STASIUN	GUNUNG	LOKASI	WAKTU TIBA
Sta. Sertung	Anak Krakatau	Selat Sunda	20:55:43.306
Sta. Puncak	Gede	Jawa Barat	20:56:22.416
Sta. Culamega	Gede	Jawa Barat	20:56::22.613
Sta. Mekarwangi	Gede	Jawa Barat	20:56:22.712
Sta. Pck	Dempo	Sumatra Selatan	20:56:45.275
Sta. Ratu	Tangkubanparahu	Jawa Barat	20:56:36.885

Analisis Citra CSK (SOSMO SkyMed) Spotlight-2 tanggal 23 Desember 2018 memperlihatkan adanya jejak pelongsoran sebagian tubuh GAK bagian barat daya-selatan (Gambar 8.6). Sekitar 1,09 km<sup>2</sup> luas permukaan GAK dan 0,08 km<sup>3</sup> tubuh GAK terlongsorkan yang diduga berkaitan dengan peristiwa tsunami pada 22 Desember 2018. Kenampakan morfologi yang berbeda terlihat pada hasil pengolah Citra Sentinel-1 tanggal 25 Desember 2018 yang cenderung memperlihatkan pola longsoran seperti tapak kuda yang terbuka ke arah barat-barat

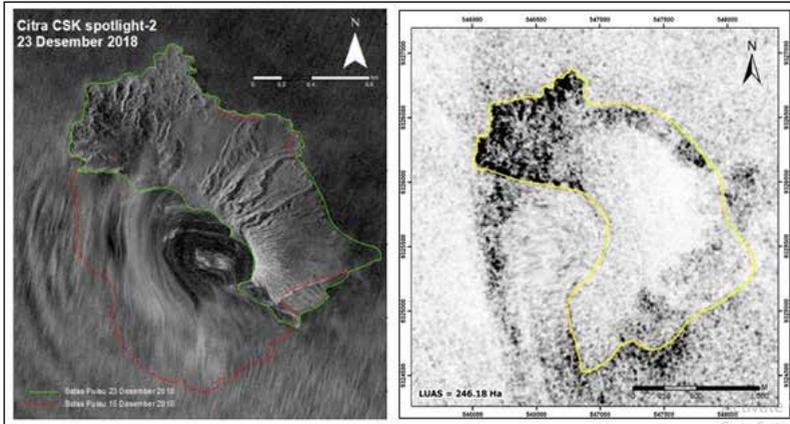


Gambar 8.5. Citra CSK (SOSMO SkyMed) Spotlight-2 tanggal 15 Desember 2018 (kiri) dan citra Sentinel -1 tanggal 19 Desember 2018 (kanan)

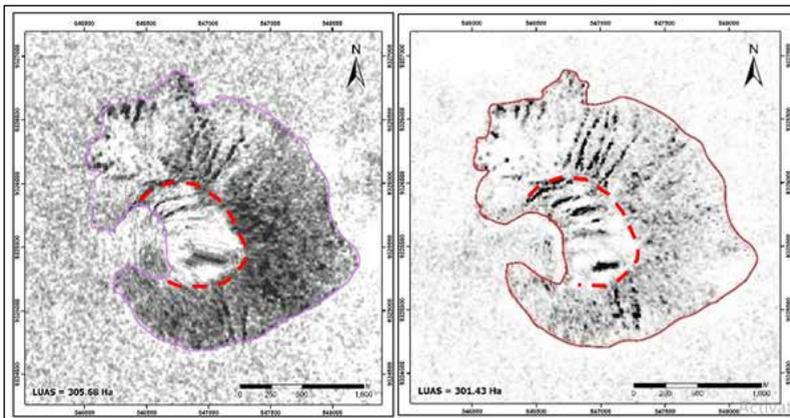
daya. Perbedaan analisis ini disebabkan karena tidak jelasnya objek tubuh GAK yang terhalangi oleh material letusan ketika satelit melakukan perekaman data.

Perubahan morfologi GAK lainnya tercermin pada perbandingan citra Sentinel-1 tanggal 27 dan 28 Desember 2018 yang memperlihatkan morfologi tapal kuda yang terbuka ke arah barat (Gambar 8.7). Morfologi ini diinterpretasikan terkait dengan peristiwa letusan lateral (*lateral blast*) yang terjadi pada 26 Desember 2018. Peristiwa letusan lateral ini tidak menghasilkan tsunami. Diperkirakan material yang terlongsorkan akibat letusan lateral tersebut adalah sekitar  $0,05 \text{ km}^3$ . Rangkaian longsor pada 22 dan 26 Desember 2018 mengakibatkan hilangnya volume tubuh GAK sekitar  $0,085 \text{ km}^3$  dengan luas  $1,3 \text{ km}^2$ .

Citra satelit Planetscope pada 30 Desember 2018 memperlihatkan adanya pengendapan material letusan di dasar kawah tapal kuda (Gambar 8.8). Letusan 1-3 Januari 2019 diduga menghasilkan kawah baru di dalam Kawah Tapal Kuda, yang terekam pada Citra Planetscope tanggal 7 Januari 2019.

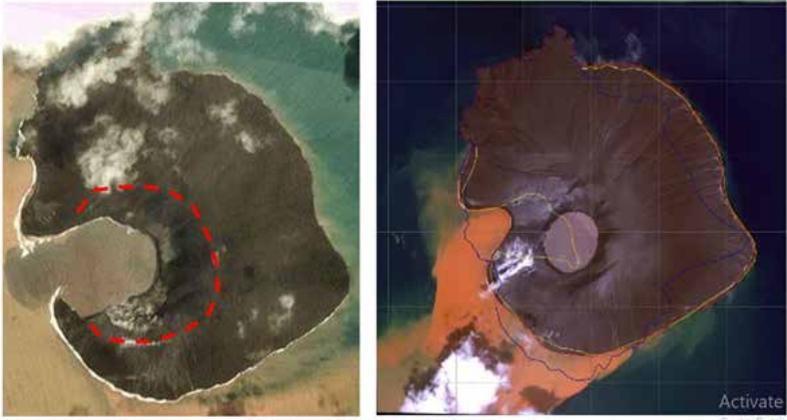


Gambar 8.6. Citra CSK (SOSMO SkyMed) Spotlight-2 tanggal 23 Desember 2018 (kiri) dan citra Sentinel -1 tanggal 25 Desember 2018 (kanan).



Gambar 8.7. Citra Sentinel-1 tanggal 27 (kiri) dan 28 (kanan) Desember 2018 yang memperlihatkan morfologi tapal kuda yang terbuka ke arah barat

Citra satelit Wordview-2 tanggal 11 Januari 2019 (Gambar 8.8) memperlihatkan perkembangan kawah baru tersebut menjadi terisolir dari laut dengan membentuk kawah bulat dengan diameter 400 m dan luas mencapai 0,12 km<sup>2</sup>. Hingga saat ini, pusat letusan GAK berada di dalam kawah baru ini.



Gambar 8.8. Citra satelit Planetscope tanggal 30 Desember 2018 memperlihatkan adanya pengendapan material letusan di dasar kawah tapal kuda (kiri). Citra satelit Wordview-2 tanggal 11 Januari 2019 memperlihatkan perkembangan kawah baru tersebut menjadi terisolir dari laut dengan membentuk kawah bulat dengan diameter 400 (kanan)

## Penyebab Tsunami

Katalog kejadian tsunami (Soloviev dan Go, 1974) mencatat 11 kali kejadian tsunami di Selat Sunda. Empat di antaranya disebabkan karena letusan GAK pada tahun 416, 1883, 1884, dan 1928, meskipun *Data Dasar Gununggapi Indonesia* (Badan Geologi, 2011) tidak mencatat kejadian tsunami akibat letusan Krakatau tahun 1884 dan 1928. Sementara itu, tujuh kejadian lainnya disebabkan oleh gempa tektonik, yaitu tahun 1772, 1757, 1851, 1852, Oktober 1883, 1889, dan 1958.

Meski demikian, landaan tsunami terbesar dalam sejarah kehidupan manusia hanya terjadi pada tahun 1883 yang dipicu oleh letusan katastrofik GAK. Kejadian tsunami terkini di Selat Sunda terjadi pada 22 Desember 2018 sekitar pukul 21.05 WIB. Landaan tsunami ini mencapai beberapa lokasi di pesisir pantai Jawa bagian barat dan Lampung bagian selatan.

Peristiwa tsunami ini banyak disebut oleh beberapa peneliti dengan sebutan “*silent tsunami*” dan penyebabnya masih menjadi kontroversi hingga sekarang.

Sedikitnya terdapat tiga teori yang dapat menjadi sebab terjadinya tsunami (*tsunamigenic*), yaitu gempa tektonik, letusan gunungapi, dan longsoran massa. Peristiwa tsunami yang berasosiasi dengan letusan gunungapi adalah letusan gunungapi bawah laut, runtuhnya kaldera (*caldera collapse*), dan masuknya material letusan gunungapi dalam jumlah besar dan cepat ke dalam air. Sementara itu, longsoran massa yang dapat memicu tsunami dapat pula dipicu oleh gempa bumi atau letusan gunungapi berkekuatan besar yang mengakibatkan ketidakstabilan massa pada suatu lereng. Hipotesis terjadinya tsunami Selat Sunda 22 Desember 2018 dapat disebabkan oleh gempa bumi, letusan gunungapi, dan longsoran massa, atau bahkan kombinasi dari ketiganya.

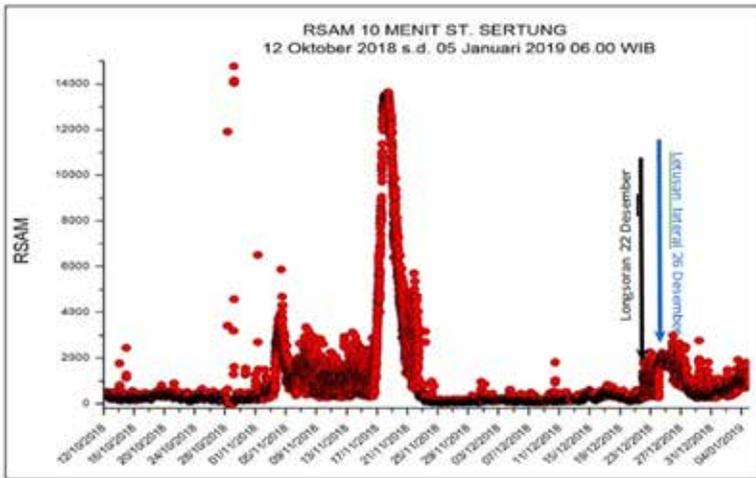
Sebelum terjadinya tsunami pada 22 Desember 2018 sekitar pukul 21.05 WIB, terjadi gempa bumi tektonik sekitar pukul 20.55 WIB. Tercatat 6 stasiun seismik di 4 gunungapi, yaitu GAK, Dempo, Gede, dan Tangkuban Parahu. GFZ–GEOPON Global Seismic Network yang ditempatkan disekitar Selat Sunda merekam gempa tektonik berkekuatan 5.1 M (<https://geofon.gfz-potsdam.de/eqinfo/list.php>), dengan titik sumber gempa atau episenter di koordinat 105.44°E dan 6.15°S dengan kedalaman sumber gempa 0 km. Pada laman lainnya, <https://m.emsc.eu/earthquake/earthquake.php?evid=734380> tertera informasi kekuatan gempa dengan magnitudo 5 pukul 20.55 WIB dengan episenter gempa pada koordinat 6.16 S dan 105.67 E dengan kedalaman 5 kilometer. Kejadian gempa tektonik tersebut dapat menjadi hipotesis penyebab kejadian tsunami 22 Desember 2018 meskipun secara teoritis dan statistik peristiwa gempa tektonik sebagai pemicu tsunami

memiliki kekuatan di atas 7 M.

Jika kejadian gempa tersebut diperhitungkan bukan sebagai penyebab tsunami, maka hipotesis kedua adalah berasosiasi dengan letusan GAK. Selain karena lokasinya yang berada di Selat Sunda, GAK sedang mengalami fase letusan sejak 29 Juni 2018. Catatan RSAM yang merepresentasikan energi letusan, memperlihatkan dominasi amplitudo maksimum sejak 4 September hingga 8 Oktober 2018 sebagai representasi energi letusan GAK tertinggi sepanjang 2018. Dominasi peningkatan amplitudo letusan lainnya terjadi mulai 17-20 November 2018. Ketika terjadi tsunami 22 Desember 2018, energi letusan GAK dalam kondisi relatif kecil yang tercermin dari grafik RSAM yang rendah (Gambar 8.9). Hal yang sama juga mencerminkan kejadian letusan lateral pada 26 Desember 2018. Jika longsohnya sebagian tubuh GAK yang menyebabkan terjadinya tsunami disebabkan oleh proses letusan maka diperlukan kekuatan letusan yang cukup besar untuk melongsorkan massa lebih dari 0,08 km<sup>3</sup>. Dengan demikian, secara teoritis, pelongsoran sebagian tubuh GAK harus terjadi pada periode puncak letusan, antara 4 September hingga 8 Oktober 2018.

Hipotesis ketiga yang dapat dijadikan sebagai alasan pembangkit tsunami 22 Desember 2018 adalah longsoan massa dalam jumlah besar dan cepat pada suatu lereng yang tidak stabil. Posisi tubuh GAK yang berada pada tepi timur laut Kaldera Krakatau 1883 merupakan daerah dengan kelerengan yang relatif tidak stabil. Selain itu, pertumbuhan dan pelamparan material letusan GAK lebih berkembang ke arah barat, barat daya, dan selatan cenderung mengarah pada tekuk lereng dinding Kaldera Krakatau 1883.

Selain ketiga hipotesis di atas, gabungan ketiga hipotesis tersebut secara teoritis dapat menjadi pemicu terjadinya tsunami. Gempa tektonik 22 Desember 2018 pukul 20.55



Gambar 8.9. Grafik RSAM Stasiun Sertung di Pulau Sertung dan korelasinya dengan kejadian longsor 22 Desember 2018 dan letusan lateral 26 Desember 2018.

WIB dapat menggetarkan material hasil letusan GAK yang menumpuk di lerang barat-barat daya yang tidak stabil. Jika longsor tubuh gunungapi tersebut terjadi secara cepat dan memotong saluran magma GAK, maka secara teoritis memungkinkan terjadinya proses pelepasan tekanan secara tiba-tiba yang memicu terjadi letusan lateral (*lateral blast*) secara tiba-tiba dan cepat. Dampak dari letusan lateral tersebut dapat berakibat pada pelepasan material dari sebagian tubuh GAK. Meski demikian, uraian di atas masih merupakan hipotesis yang perlu dibuktikan dengan penelitian lebih lanjut.

*\*Mamay Surmayadi, M. N. Kartadinata, Estu Kriswati, Ardy Setya Prayoga, Kristianto, dan Wawan Irawan, bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.*

**Potensi Gempabumi  
Patahan Naik Besar *Megatrust*  
Busur Sunda dan Patahan  
Mendatar Mentawai  
di Selat Sunda dan Sekitarnya**

**Oleh:**

**A. Soehaimi, R.M Wahyudiono,  
Y. Sopyan dan R. Isnu Sulistiyawan**

*Patahan Naik Besar Sunda Segmen Enggano-Selat Sunda dan Patahan Naik Besar Busur Sunda Segmen Selatan Bali berpeluang tinggi menimbulkan gempabumi kuat dan tsunami. Selain itu Patahan Mendatar Mentawai Segmen Selat Sunda-Enggano, Segmen Bengkulu, Segmen Nias dan Segmen Pulau Simeulue Utara sebagai Sumber Gempa bumi yang perlu diwaspadai.*

Tunjaman Busur Sunda dijumpai melintang dengan arah Utara - Selatan di lepas pantai sebelah Barat Pulau Sumatera dan berlanjut membujur dengan arah Barat – Timur di lepas pantai sebelah Selatan Pulau Jawa dan Kepulauan Nusantara. Tunjaman Busur Sunda tersebut diatas adalah merupakan zona sumber gempa bumi yang sangat potensial di wilayah Indonesia bagian Barat. Selain sumber gempa bumi tunjaman Busur Sunda di lepas pantai di sebelah Barat Pulau Sumatera ini, dapat dijumpai sumber gempa bumi Patahan Aktif Mendatar Mentawai. Gempa bumi - gempa bumi kuat dan berkedalaman dangkal tercatat sering terjadi di kedua zona sumber gempa bumi tersebut.

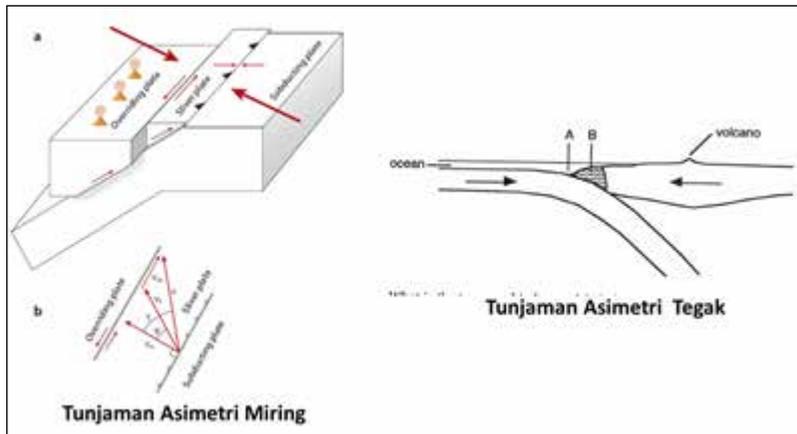
Kewaspadaan dan kesiapsiagaan terhadap kemungkinan terjadinya gempa bumi kuat yang dapat mengganggu kesetimbangan lingkungan geologi dan kelangsungan hidup dan kelangsungan hasil-hasil pembangunan di wilayah sekitarnya adalah merupakan hal pokok dan mendasar harus diperhatikan dan dilakukan. Salah satu langkah yang harus diperhatikan dan dilakukan yakni melakukan kajian seismogenetik di sepanjang zona Tunjaman Busur Sunda, meliputi kajian terhadap

mekanisme tunjaman, asal usul terjadinya gempa bumi kuat di zona tunjaman serta mempelajari model tektonik pengontrol terjadinya gempa bumi-gempa bumi kuat tersebut.

Diharapkan hasil kajian ini dapat membuka wawasan dan kemampuan kita dalam upaya mitigasi potensi risiko gempa bumi yang mungkin terjadi di masa datang yang disebabkan oleh gempa bumi-gempa bumi bersumber di Patahan Naik Besar Busur Sunda dan Patahan Mentawai.

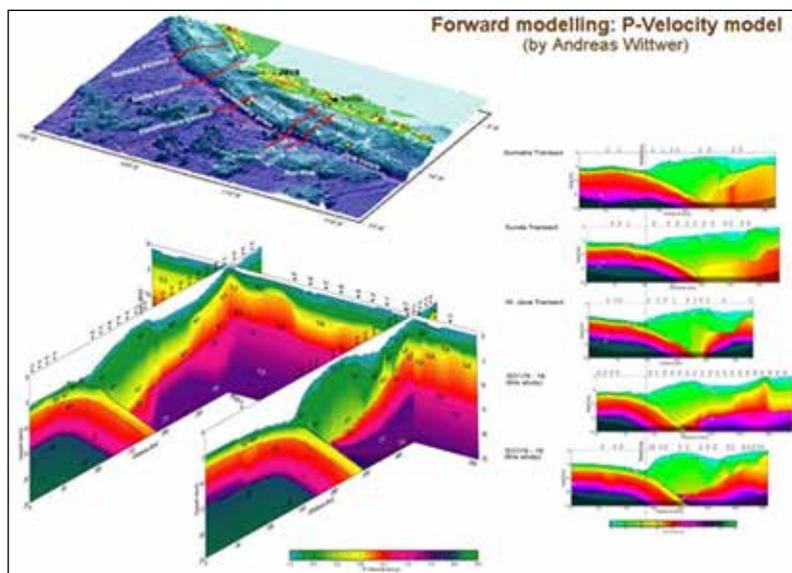
## Tektonika Busur Sunda dan Sekitarnya

Busur Sunda terbagi atas dua bagian utama yakni Busur Sunda tunjaman asimetri miring antar Lempeng Tektonik Aktif Samudra Indo-Australia dengan Lempeng Tektonik Aktif Benua Eropa-Asia di lepas pantai sebelah barat Pulau Sumatra dan Busur Sunda tunjaman asimetri tegak di sebelah selatan Pulau Jawa dan Kepulauan Nusa Tenggara. Ilustrasi model busur tunjaman asimetri miring dan tegak beserta implikasinya dapat dilihat dalam Gambar 9.1.



Gambar 9.1. Ilustrasi model tunjaman asimetri miring dan tegak.

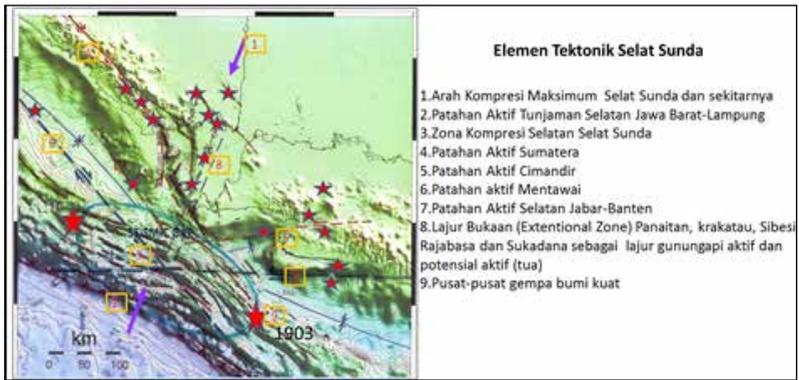
Keberadaan tunjaman asimetri miring dan tegak di sebelah barat Sumatra dan sebelah selatan Jawa tersebut dapat diamati dari model tunjaman berdasarkan kecepatan rambat gelombang P pada penampang seismik tomografi (Andreas Wittner dalam MERAMEX, 2007) pada Gambar 9.2.



Gambar 9.2. Penampang seismik tomografi memotong zona tunjaman di sebelah barat Sumatra dan selatan Jawa, yang memperlihatkan zona megathrust (Andreas Wittner dalam MERAMEX, 2007).

Selat Sunda merupakan zona peralihan dari sistem tektonik tunjaman tersebut. Implikasi perbedaan sistem tektonik di kedua sisinya, mengakibatkan Selat Sunda dan sekitarnya mengalami tektonik bukaan atau extension dengan arah gaya bukaan relatif barat laut-tenggara dan arah gaya kompresi relatif barat daya-timur laut. Akibat bukaan ini di wilayah Selat Sunda dijumpai deretan Gunungapi Tua Panaitan,

Gunungapi Krakatau dan Anak Krakatau, Gunungapi Tua Komplek Sebesi, Gunungapi Tua dan Muda Rajabasa serta Gunungapi Tua Sukadana yang berarah barat daya-timur laut. Gaya kompresi maksimum di kawasan ini terkonsentrasi di sebelah selatan Selat Sunda yang membentuk strain ellipsoidal dan diperkirakan sebagai daerah potensi gempa bumi di masa mendatang. Daerah seperti ini disebut sebagai zona rumpang gempa bumi (*seismic gap*), seperti terlihat dalam Gambar 9.3.

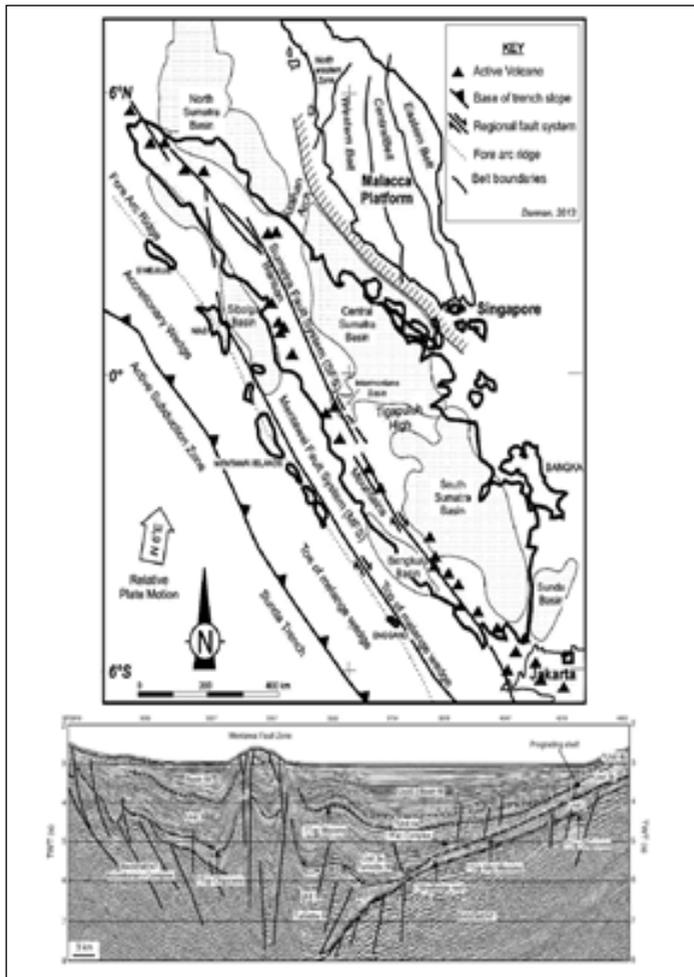


Gambar 9.3. Kerangka tektonik Selat Sunda dan sekitarnya.

## **Patahan Naik Besar Busur Sunda dan Patahan Mendatar Mentawai**

Patahan Naik Besar Busur Sunda merupakan tunjaman asimetri miring dan tegak antara lempeng tektonik Samudra Hindia dengan Lempeng Tektonik Benua Asia dengan sudut kemiringan relatif landai dan bermekanisme gerak patahan naik. Patahan mendatar menganan Mentawai juga merupakan implikasi tunjaman asimetri miring tersebut diatas yang dijumpai sejajar dengan zona tunjaman di lepas pantai sebelah barat Sumatra dan selatan Selat Sunda. Berdasarkan

penampang seismik (Hadisusilo drr, 2008), terlihat patahan mendatar mengenai Mentawai tersebut memiliki bidang patahan hampir tegak. Ilustrasi kedua hal tersebut dapat dilihat pada Gambar 9.4.



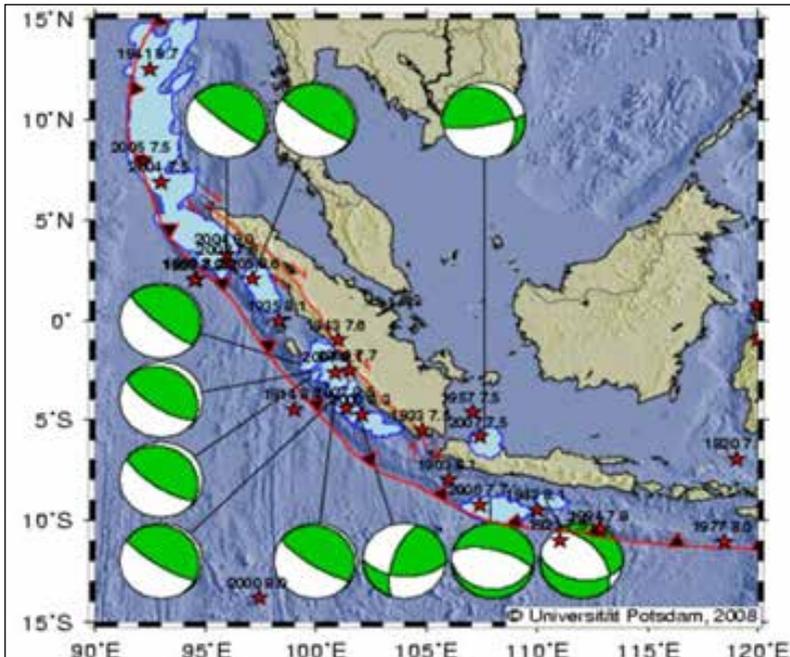
Gambar 9.4. Patahan mendatar mengenai Mentawai (Darman, 2013/gambar atas) dan penampang seismik (Susilohadi drr, 2005/gambar bawah).

## **Gempabumi Patahan Naik Besar Busur Sunda dan Patahan Mendatar Mentawai**

Tatanan seismotektonik Selat Sunda dan sekitarnya memperlihatkan gempabumi-gempabumi Patahan Naik Besar di sebelah barat Pulau Sumatra di antaranya Gempabumi Aceh (2004), Nias (2005) dan Mentawai (2007), berkedalaman dangkal, umumnya bermekanisme gerak patahan naik dengan sudut kemiringan landai. Gempabumi-gempabumi ini berasosiasi di zona antar lempeng tektonik dan disebut sebagai gempabumi-gempabumi antar lempeng tektonik (*interplate tectonic earthquakes*). Berbeda dengan gempabumi-gempabumi patahan naik besar yang terjadi di Selatan Jawa dan Nusa Tenggara seperti Gempabumi Sumbawa (1977), Banyuwangi (1994) dan Pangandaran (2006), berkedalaman dangkal, bermekanisme gerak patahan normal berkemiringan relatif tegak yang berasosiasi dengan lempeng tektonik Samudra dan disebut sebagai gempabumi dalam lempeng tektonik (*intraplate tectonic Earthquakes*). Kegempaan dan mekanisme fokal patahan naik besar Busur Sunda tersebut di atas dapat dilihat dalam Gambar 9.5.

Berdasarkan bentuk geometri dan dimensi zona tunjangan, sebaran pusat gempa bumi (*episenter*) dan kedalaman (*hiposenter*), mekanismefokal gempa bumi kuat dan sejarah runtunan kejadiannya, patahan naik besar Busur Sunda dapat dibagi menjadi 11 (sebelas) segmen yaitu:

1. Segmen Aceh : Gempa bumi kuat berasosiasi di dalam segmen ini pernah terjadi pada tahun 1847, 1881 dan 2004,. Gempa bumi tahun 2004, berkekuatan 9,1 – 9,3 Mw, berkedalaman 30 Km. Berdasarkan mekanismefokal gempa bumi utamanya, gempa bumi ini adalah merupakan gempa bumi bermekanisme gerak patahan naik. dan patahan. Pada peristiwa gempa bumi ini terjadi tsunami



Gambar 9.5. Kegempaan dan mekanisme fokal gempa bumi kuat berasosiasi dengan patahan patahan naik besar Busur Sunda (Universitas Postdam, 2008)

besar (katastropik) ketinggian 15-30 m.

2. Segmen Nias : Salah satu gempa bumi kuat yang berasosiasi dengan segmen ini yakni gempa bumi Nias tahun 2005. Gempa bumi tersebut berkekuatan 8,6 Mw, berkedalaman 30 Km, dengan mekanismefokal menunjukkan mekanisme gerak patahan naik. Pada peristiwa ini terjadi tsunami kecil di Singkil.
3. Segmen Padang-Pariaman: Gempa bumi kuat yang berasosiasi di segmen ini terjadi pada tahun 2009. Gempa bumi ini berkekuatan 7,6 Mw, berkedalaman 87 Km,

memiliki mekanisme fokal yang menunjukkan gerak patahan mendatar naik. Pada peristiwa ini tidak terjadi tsunami.

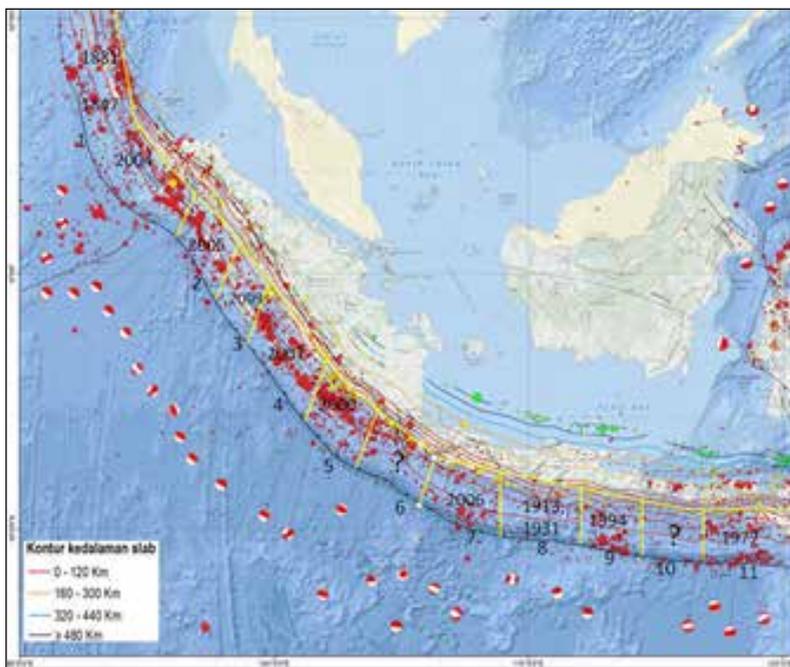
4. Segmen Kepulauan Mentawai: Gempa bumi kuat yang berasosiasi di segmen ini terjadi pada tahun 2007, berkekuatan 8,4 Mw, kedalaman 30 Km. Berdasarkan mekanisme fokalnya, gempa bumi ini memiliki mekanisme gerak patahan naik, tidak terjadi tsunami.
5. Segmen Bengkulu: Gempa bumi kuat yang berasosiasi dengan segmen ini terjadi pada tahun 1914 dan 2000. Khusus gempa bumi tahun 2000, memiliki kekuatan 7,7 Mw, kedalaman 5 Km. Gempa bumi ini memiliki mekanisme fokal yang memperlihatkan gerak patahan mendatar mengangan naik. Pada peristiwa gempa bumi tahun 2000 ini tidak terjadi tsunami. Berdasarkan ciri gerak patahan yang berasosiasi dengan gempa bumi ini, dapat dinyatakan bahwa gempa bumi terjadi berkaitan dengan aktifitas Patahan Mentawai.
6. Segmen Enggano – Selat Sunda: Merupakan segmentasi peralihan antara tunjaman Busur Sunda Asimetri Miring di sebelah Barat Sumatera dengan tunjaman Busur Sunda Asimetri Tegak di sebelah Selatan Jawa. Gempa bumi kuat pada segmen ini terjadi pada tahun 2019, berkekuatan 6,8 Mw, berkedalaman 44 Km. Mekanisme fokal gempa bumi ini memperlihatkan mekanisme gerak patahan mendatar naik. Pada peristiwa ini tidak terjadi tsunami.
7. Segmen Pelabuhan Ratu - Pangandaran: Gempa bumi kuat yang terjadi pada segmen ini pernah terjadi pada tahun 1903, berkekuatan 8,1 Mw, kedalaman dangkal, memperlihatkan mekanisme gerak patahan naik. Pada peristiwa ini, diduga terjadi tsunami. Gempa bumi kuat lainnya yang berasosiasi dengan segmen ini adalah gempa bumi Pangandaran tahun 2006. Gempa bumi

tersebut berkekuatan 7,7 Mw, berkedalaman < 30 Km, memperlihatkan mekanisme gerak patahan normal. Pada peristiwa ini terjadi tsunami terjangan tsunami di pantai Pangandaran, Cipatujah serta pantai selatan Garut.

8. Segmen Kulonprogo Selatan: Dua gempa bumi historis terjadi dan berasosiasi pada segmen ini yakni tahun 1913 dan 1921. Kedua gempa bumi tersebut masing-masing berkekuatan 8,1 Mw dan 7,5 Mw, berkedalaman dangkal dan memperlihatkan mekanisme gerak patahan naik, tidak terjadi tsunami
9. Segmen Banyuwangi : Gempa bumi kuat berasosiasi dengan segmen ini terjadi pada tahun 1994, berkekuatan 7,8 Mw, berkedalaman 38 Km. Gempa bumi utama gempa bumi ini memperlihatkan mekanisme gerak patahan naik. Pada peristiwa ini terjadi tsunami besar.
10. Segmen Bali Selatan : Gempa bumi ?
11. Segmen Sumbawa Selatan : Gempa bumi historis kuat yang berasosiasi dengan segmen ini terjadi pada tahun 1977. Gempa bumi tersebut berkekuatan 8 SR, berkedalaman 33 Km, memperlihatkan mekanisme gerak patahan normal. Pada peristiwa ini terjadi tsunami besar.

Seismotektonik dan segmentasi patahan naik besar Busur Sunda dapat dilihat dalam Gambar 9.6.

Data dan informasi tersebut menunjukkan ada 3 zona potensi gempabumi patahan naik besar yakni Enggano-Selat Sunda, Selatan Kulonprogo dan Selatan Bali. Khusus untuk zona gempabumi patahan naik besar Selatan Bali, daerah ini diapit oleh dua zona gempabumi patahan naik besar, yakni zona gempabumi patahan naik besar Banyuwangi dan zona gempabumi patahan naik besar selatan Lombok, yang telah terjadi pada tahun 1994 dan 1977.



Gambar 9.6. Seismotektonik dan Segmentasi Patahan Naik Besar Busur Sunda (modifikasi dari peta seismotektonik Indonesia dari BMKG, 2015)

Berdasarkan analisis penampang seismik, menurut Susilohadi drr (2008), Patahan Mendatar Menganan Mentawai merupakan zona patahan dengan kemiringan hampir tegak. Beberapa penulis terdahulu menyebut patahan ini sebagai patahan naik busur belakang. Namun, berdasarkan data seismik yang dilakukan Susilohadi drr (2005), patahan tersebut memiliki bidang patahan relatif tegak, sehingga dapat dinyatakan bahwa patahan ini adalah merupakan patahan mendatar dengan bidang patahan relatif tegak.

Hasil evaluasi terhadap morfotektonik bawah laut di lepas pantai barat Sumatra menunjukkan patahan ini memiliki 4

segmen yakni Segmen Selatan Selat Sunda-Enggano, Segmen Bengkulu, Segmen Nias dan Segmen Utara Pulau Semeulue. Berdasarkan data kegempaan yang tersebar di sebelah barat pantai barat Sumatra, sangat jarang terjadi gempabumi kuat yang menunjukkan mekanisme fokal gerak patahan mendatar tersebut. Oleh karena itu patahan ini dapat dinyatakan sebagai patahan mendatar aktif. Gempabumi Bengkulu tahun 2000, berkekuatan 7.9 Mb, diduga kuat terjadi akibat patahan aktif Mentawai Segmen Bengkulu.

Dengan demikian, gempabumi patahan naik besar Busur Sunda di barat Sumatra, selatan Jawa dan Nusa Tenggara, merupakan gempabumi-gempabumi antar lempeng dan dalam lempeng (interplate dan intraplate earthquakes), umumnya berkekuatan  $> 6,5$  Mw, berkedalaman dangkal dan sangat berpotensi memicu terjadinya tsunami.

Patahan patahan naik besar Busur Sunda yang berpeluang tinggi menimbulkan gempabumi kuat dan tsunami adalah patahan naik besar Busur Sunda segmen Enggano-Selat Sunda dan Patahan patahan naik besar Busur Sunda segmen Selatan Bali. Untuk Patahan Mentawai yang diduga berpotensi menimbulkan gempabumi kuat adalah Patahan Mentawai segmen Selat Sunda-Enggano dan segmen Nias.

Kota - kota yang terletak di pesisir pantai seperti Singkil, Tapaktuan, Meulaboh, Pariaman, Padang, Painan, Bengkulu, Manna, Bintuhan, Krui, ujungkulon, Pelabuhan Ratu, Sindangbarang, Garut selatan, Tasikmalaya Selatan dan Pangandaran, Cilacap, Kebumen Selatan, Jogjakarta, Pacitan, Tulungagung Selatan, Malang Selatan, Lumajang Selatan, Banyuwangi Selatan, Bali - Lombok dan Sumbawa Selatan dianjurkan memiliki peta mikrozonasi potensi bencana gempa bumi dan peta potensi landaan tsunami.

Penataan ruang di kawasan pantai, sebaiknya dilengkapi

dengan zona sepadan pantai landaan tsunami, membuat penahan gelombang tsunami, menyiapkan jalur penyelamatan dari tsunami dan membuat shelter- shelter penyelamatan terhadap bencana tsunami serta dibangun tsunami warning sistem dan mengaktifkan kembali budaya berkearifan lokal. Pembuatan Perda untuk daerah rawan bencana gempa bumi dan tsunami sebaiknya dapat direalisasikan.

*\*A. Soehaimi, R.M Wahyudiono, Y. Sopyan dan R. Isnu Sulistiyawan,  
bekerja di Pusat Survei Geologi.*



# **Seismotektonik dan Potensi Bencana Gempabumi Selat Sunda dan Sekitarnya**

**Oleh:**

**A. Soehaimi, Y. Sopyan,  
R.M. Wahyudiono dan R. Isnu Sulistyawan**

*Hasil Analisis Probabilitas Bencana Gempabumi (PSHA), menunjukkan Selat Sunda dan sekitarnya terletak di daerah dengan PGA = 0,2 – 0,6 g dan PSA = 0,15 – 0,5 g pada perioda pendek Ss = 0,2 detik dan PSA = 0,04 – 0,1 g pada perioda panjang S1 = 1 detik. PGA dan PSA tersebut dengan 2% probabilitas dalam 50 tahun pada Kelas Situs SB*

Tektonik Indonesia bagian barat dikontrol oleh dinamika tektonik Busur Sunda. Kenyataannya Zona Tunjaman Asimetri Busur Sunda merupakan batas tektonik antara Lempeng Tektonik Aktif Samudra Hindia-Australia dan Lempeng Tektonik Aktif Benua Eropa-Asia. Dua karakter utama zona tunjaman asimetri di Busur Sunda ini yakni tunjaman miring di belahan barat Sumatra dan tunjaman tegak di belahan selatan Jawa. Selat Sunda terletak pada zona peralihan di antara keduanya.

Zona tunjaman pada Busur Sunda ini terutama di sebelah barat P. Sumatera berdasarkan karakteristik geometrinya terdiri atas tiga segmen yaitu Zona Geometri Tunjaman Lurus, Zona Geometri Tunjaman Cembung dan Zona Geometri Tunjaman Cekung. Bentuk geometri tersebut terjadi akibat perbedaan intensitas gaya tegasan utama di sepanjang zona tunjaman. Tunjaman geometri cembung dijumpai di Sumatra Utara antara Pulau Simeulue dan Nias, dan beralih menjadi tunjaman geometri lurus antara Nias hingga Enggano, kemudian ke selatan diikuti tunjaman geometri cekung ke arah Samudra Hindia di selatan Selat Sunda. Geometri Tunjaman Lurus kembali ditemui di selatan Jawa-Bali dan Nusatenggara. Di bagian muka Busur Sunda di Selat Sunda, dijumpai zona prisma akresi yang membentuk strain ellipsoidal sebagai pencerminan akumulasi gaya yang bekerja di Zona Punggungan Busur Luar

Busur Sunda.

Gaya tektonik kompresi di zona tunjaman punggung busur luar secara terus-menerus di sebelah selatan kawasan Selat Sunda ini telah menghasilkan zona lemah geologi yakni Patahan Aktif Mendatar Menganan Mentawai yang berarah barat laut-tenggara dan Patahan Aktif Mendatar Mengiri Selatan Jabar-Banten yang berarah relatif barat-timur. Sejajar dengan kedua patahan ini di daratan Sumatra dan Jawa, berturut-turut dijumpai Patahan Mendatar Menganan Sumatra dan Patahan Mendatar Mengiri Cimandiri. Sejajar arah gaya utama di Selat Sunda ini, dijumpai Zona Bukaannya (extension zone) berarah barat daya-timur laut, disebut sebagai kelurusan Zona Bukaannya Panaitan-Rajabasa-Sukadana. Di dalam zona ini dapat dijumpai gunungapi aktif Anak Krakatau, Gunungapi Tua Panaitan, Gunungapi Tua Rajabasa dan Gunungapi Muda Rajabasa, Gunungapi Tua Sebuku dan Sebesi serta Sukadana.

Patahan lain yang dapat dijumpai di Jawa yakni Patahan Ujungkulon (Banten) dan Citarik yang berarah relatif utara-selatan, dan disebut sebagai sistem patahan pola Sunda atau Jawa. Selain itu, di daratan Sumatra dapat dijumpai sistem patahan pola Sumatra yakni Patahan Lampung dan Sukadana yang sejajar dengan Patahan Sumatra berarah barat laut-tenggara.

## **Gaya Berat Selat Sunda**

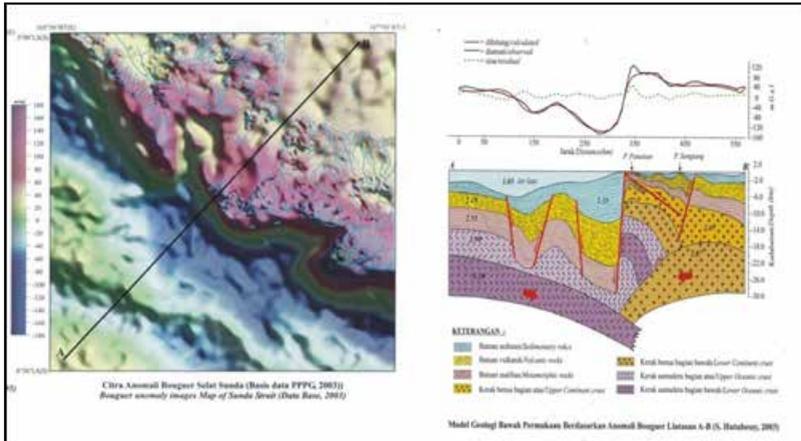
Gaya berat regional Selat Sunda dan sekitarnya diperlihatkan oleh tinggi rendahnya nilai anomali Bouguer. Anomali Bouguer di kawasan ini dapat dibagi atas enam satuan peringkat anomali yang dapat dilihat dari perubahan warna dalam peta gaya berat (Gambar 10.1). Anomali Bouguer -180 mGal sampai - 50 mGal (biru), - 50 mGal sampai - 10 mGal (biru muda), -10 mGal sampai + 20 mGal (hijau), + 20 mGal

sampai + 60 mGal (putih kekuningan), + 60 mGal sampai + 120 mGal (ungu muda) dan + 120 mGal sampai + 180 mGal (ungu tua).

Wilayah daratan Jawa Barat bagian selatan dan sebagian besar wilayah Lampung mempunyai anomali Bouguer + 120 mGal sampai + 180 mGal. Anomali Bouguer seperti ini dapat dijumpai juga secara setempat di Jawa Barat bagian utara. Wilayah lepas pantai Sumatra Selatan dan Jawa Barat memiliki anomali Bouguer rendah - 180 mGal sampai + 20 mGal. Graben Selat Sunda menempati daerah dengan anomali Bouguer + 20 mGal sampai + 60 mGal. Zona Patahan Sumatra yang memotong Selat Sunda diperlihatkan anomali Bouguer yang mencolok dari yang terendah - 180 mGal hingga anomali Bouguer tertinggi + 180 mGal. Pulau Sangiang dan sekitarnya yang terletak pada jalur penyeberangan dari Bakauheni ke Merak menempati daerah dengan anomali Bouguer +40 mGal sampai + 60 mGal. Berdasarkan sebaran nilai anomali Bouguer tersebut S. Hutubessy (2003), membuat penampang model geologi bawah permukaan memotong Selat Sunda dengan arah barat daya-timur laut pada kedalaman - 2 km hingga - 30 km.

Berdasarkan penampang tersebut, ada dua bagian utama yakni bagian yang berhubungan dengan Lempeng Tektonik Samudra Hindia-Australia dan bagian yang berhubungan dengan Lempeng Tektonik Benua Asia. Interaksi kedua bagian lempeng tektonik ini mengakibatkan terjadinya beberapa ketidaksinambungan geologi bawah permukaan secara tegak dan mendatar yang dibatasi oleh bidang - bidang patahan. Bidang-bidang patahan tersebut dikenal sebagai Patahan Naik Besar (*megathrust*) sebagai bidang sentuhan antara bagian Lempeng Tektonik Samudra Hindia-Australia dengan bagian dari lempeng tektonik kontinen Eropa-Asia pada kedalaman - 18 km hingga - 30 km, Patahan Mendatar Mentawai, Patahan

Mendatar Sumatra, Patahan Naik Panaitan serta Patahan Turun Pulau Sangiang sebagai bagian dari Patahan Lampung. Zona patahan-patahan utama di Selat Sunda tersebut juga dapat ditelusuri dari penampang seismik laut (Puslitbang Geologi Kelautan, 2008). Peta Anomali Bouguer dan penampangnya dapat dilihat dalam Gambar 10.1.



Gambar 10.1. Peta Anomali Bouguer Regional Selat Sunda dan Sekitarnya, dengan model geologi bawah permukaannya (S. Hutubessy, 2003)

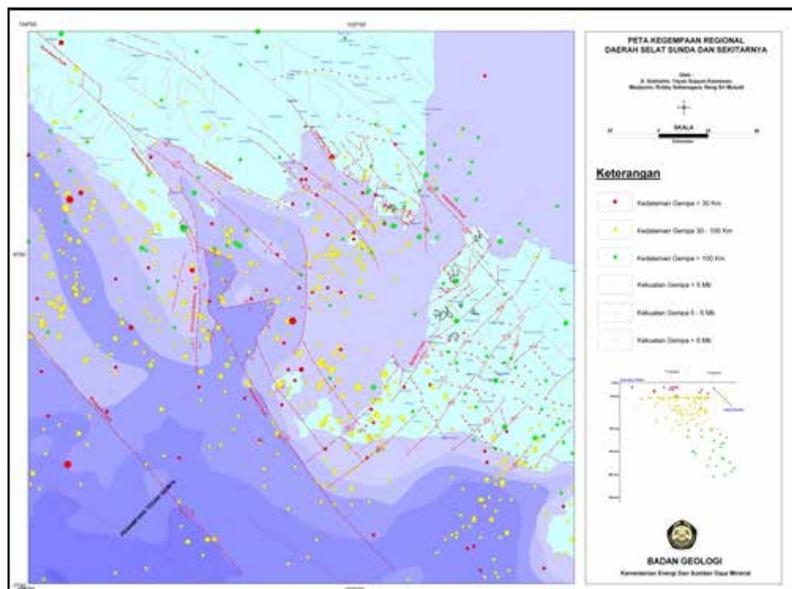
## Kegempaan Selat Sunda

Kegempaan Regional Selat Sunda dan sekitarnya berdasarkan asal usul kejadiannya bersumber di zona tumbukan asimetri antara Lempeng Tektonik Samudra Hindia-Australia dengan Lempeng Tektonik Benua Eropa-Asia, patahan aktif Sumatra, patahan aktif Mentawai, zona tektonik bukaan Selat Sunda, patahan aktif Lampung dan Ratai, patahan Sukadana serta patahan Ujungkulon di wilayah Banten.

Selain gempabumi-gempabumi tektonik tersebut, di

daerah ini juga dapat dijumpai gempabumi yang bersumber dari gunungapi aktif Anak Krakatau. Gempa bumi aktivitas tunjaman terkonsentrasi di wilayah sebelah barat daya Selat Sunda dengan berbagai kekuatan mulai dari yang bersifat mikro hingga makro ( $< 3 \text{ Mw}$  hingga  $> 6 \text{ Mw}$ ), dengan kedalaman yang bervariasi dari dangkal ( $< 50 \text{ km}$ ) hingga menengah ( $120 \text{ km}$ ) dan dalam ( $>120 \text{ km}$ ). Sedangkan gempabumi tektonik patahan aktif umumnya berkedalaman dangkal ( $<30 \text{ km}$ ) dan berkekuatan  $< 6 \text{ SR}$ .

Gempabumi zona tunjaman umumnya memperlihatkan mekanisme fokal gempabumi patahan naik sedangkan gempabumi patahan aktif dapat bermekanisme gerak mendatar, naik dan turun. Gempabumi Liwa 1933 dan 1994 memperlihatkan mekanisme patahan mendatar mengangan,

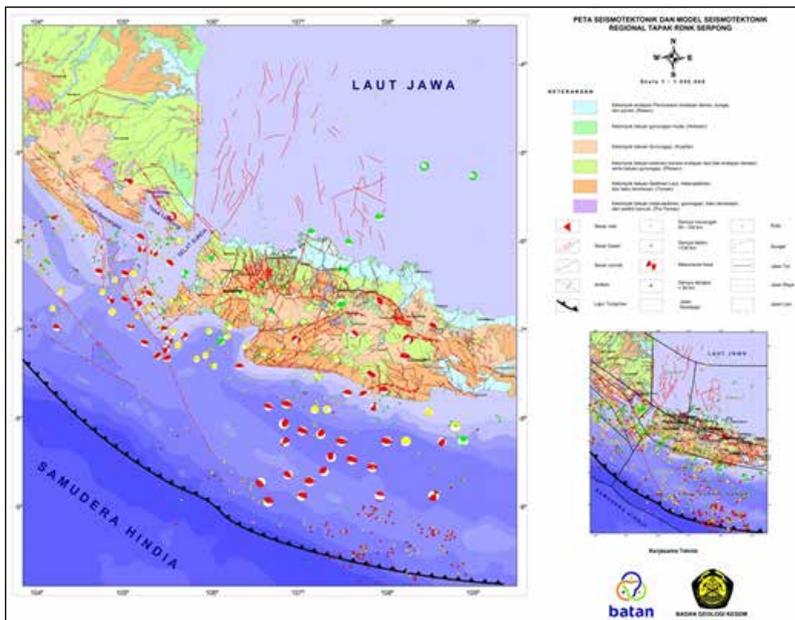


Gambar 10.2. Peta Kegempaan Selat Sunda dan Sekitarnya

tetapi beberapa gempa bumi susulannya memperlihatkan mekanisme patahan turun. Gempa bumi tsunamigenik Pangandaran tahun 2006, memperlihatkan mekanisme patahan turun. Peta kegempaan Selat Sunda dan sekitarnya, dapat dilihat pada Gambar 10.2.

## Zona Seismotektonik Selat Sunda dan Sekitarnya

Seismotektonik Selat Sunda dan sekitarnya merupakan pencerminan hubungan antara dinamika tektonik dengan kegempaan. Kondisi seismotektonik suatu wilayah tidak dapat secara langsung mencerminkan potensi risiko, tetapi lebih memberikan gambaran asal usul penyebab terjadinya



Gambar 10.3. Peta Seismotektonik Selat Sunda dan Sekitarnya (Kerjasama Badan Geologi-Batan, 2012)

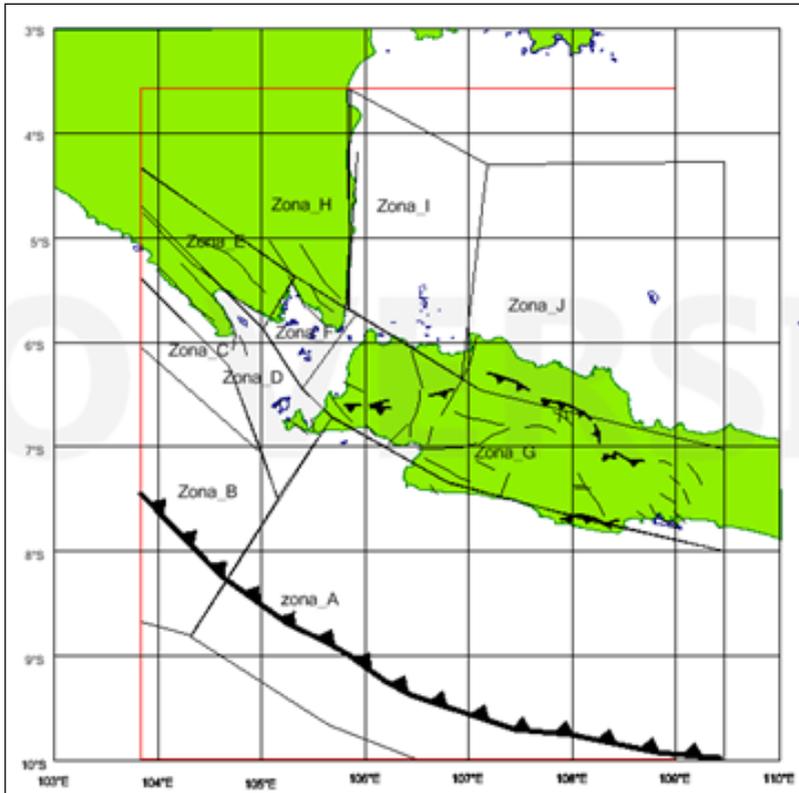
gempabumi yang dapat menimbulkan risiko gempabumi. Kondisi seperti disebut sebagai kondisi seismogenetik. Peta Seismotektonik Selat Sunda dan Sekitarnya dapat dilihat pada Gambar 10.3.

Pembuatan zona seismotektonik berdasarkan kajian dan analisis asal usul kejadian gempabumi (seismogenetik), kerapatan kegempaan yang berasosiasi dengan tektonik dan struktur geologi aktif antara lain zona tunjaman, zona patahan-patahan aktif dan zona kegempaan *background*. Zona seismotektonik daerah Selat Sunda dan sekitarnya dapat dilihat dalam Gambar 9.4. Penjabaran zona seismotektonik dalam analisis ini telah dilakukan untuk Selat Sunda dan sekitarnya.

Kajian seismotektonik Selat Sunda dan Sekitarnya pada radius 300 km, terdapat 10 (sepuluh) zona seismotektonik sebagai zona sumber gempabumi Selat Sunda dan sekitarnya terdiri dari A, B, C, D, E, F, G, H, I dan J. Zona seismotektonik ini adalah merupakan modifikasi dari model seismotektonik untuk rencana tapak nuklir di Pulau Bangka (Kerja sama Badan Geologi dan Batan, 2012).

Zona Seismotektonik A, B dan C adalah merupakan zona sumber gempabumi berkedalaman  $< 50$  km, dengan kekuatan maksimum ( $M_{\max}$ ) = 7,9 pada peristiwa Gempabumi Bengkulu tahun 2007. Gempabumi-gempabumi yang terjadi pada zona ini umumnya berasosiasi dengan aktivitas tunjaman Lempeng Tektonik Aktif Samudra Hindia-Australia yang menyusup di bawah Lempeng Tektonik Aktif Benua Europa-Asia di lepas pantai Barat P. Sumatera bagian Selatan. Selain itu gempabumi-gempabumi pada zona ini juga berasosiasi dengan Patahan Mentawai.

Perbedaan keduanya adalah dari mekanisme fokal gempabumi yang terjadi. Gempabumi yang berasosiasi dengan tunjaman lempeng tektonik aktif memperlihatkan mekanisme



Gambar 9.5. Peta PGA, 2% probabilitas dalam 50 tahun, pada kelas situs SB

gempabumi patahan naik ( $\pm 111$  km), sedangkan untuk Patahan Mentawai ( $\pm 120$  km) memperlihatkan mekanisme patahan mendatar mengangan. Patahan Mentawai ini memiliki kekuatan gempabumi maksimum tidak akan melebihi  $M=7$ .

Zona Seismotektonik A merupakan zona sumber gempabumi berkedalaman  $< 100$  km, dengan kekuatan maksimum ( $M_{mak}$ ) = 6,8 pada peristiwa gempabumi Pangandaran tahun 2006. Gempabumi pada zona ini berasosiasi

dengan aktivitas tunjaman Lempeng Tektonik Aktif Samudra Hindia-Australia yang menyusup di bawah Lempeng Tektonik Aktif Benua Eropa-Asia di lepas pantai Selatan Banten – Jawa Barat, dengan mekanisme gerak patahan naik ( $\pm 450$  km).

Zona Seismotektonik D, merupakan zona sumber gempa bumi berkedalaman  $< 25$  km, dengan kekuatan maksimum ( $M_{\text{mak}}$ ) = 6,5 pada peristiwa gempa bumi Liwa 1933 dan 1994. Gempa bumi-gempa bumi pada zona ini berasosiasi dengan aktivitas patahan Sumatra di Pulau Sumatra bagian selatan, Provinsi Lampung, dengan mekanisme fokal gempa bumi memperlihatkan gerak patahan mendatar manganan ( $\pm 280$  km).

Zona Seismotektonik E dan H merupakan zona sumber gempa bumi berkedalaman  $> 150$  km – 250 km yang berasosiasi dengan aktivitas zona tunjaman tektonik aktif Samudra Hindia-Australia yang menyusup di bawah Lempeng Tektonik Aktif Benua Eropa-Asia di bawah daratan sebelah timur Sumatra bagian selatan (Busur Belakang). Gempa bumi di zona ini memperlihatkan mekanisme fokal gempa bumi patahan naik dan turun, bila berasosiasi dengan zona tunjaman panjang bisa mencapai  $\pm 200$  km. Berdasarkan pengalaman kejadian gempa bumi yang berasosiasi dengan Busur Belakang, gempa bumi dapat terjadi berkekuatan maksimum ( $M_{\text{mak}}$ ) = 7.

Zona Seismotektonik F merupakan zona sumber gempa bumi berkedalaman sangat dangkal  $< 10$  km dengan kekuatan maksimum ( $M_{\text{mak}}$ ) =  $< 5$ . Gempa bumi pada zona ini umumnya memperlihatkan mekanisme fokal patahan turun atau patahan normal ( $\pm 90$  km). Mekanisme gempa bumi tersebut berasosiasi dengan zona bukaan Selat Sunda, terutama di sepanjang zona gunungapi tua Panaitan, Sibuku dan Sibesi dan gunungapi tipe B Rajabasa dan gunungapi aktif Krakatau.

Zona Seismotektonik G merupakan zona sumber gempa bumi berkedalaman 150 Km hingga 300 km yang berasosiasi dengan aktivitas zona tunjaman Lempeng Tektonik Aktif Samudra Hindia-Australia yang menyusup di bawah Lempeng Tektonik Aktif Benua Eropa-Asia di bawah daratan Baten-Jawa Barat (Busur Belakang) dengan mekanisme fokal gerak patahan naik ( $\pm 388$  km). Kekuatan gempa bumi maksimum pada zona ini dapat mencapai  $M_{\text{mak}} = 8$ .

Zona Seismotektonik I merupakan zona sumber gempa bumi berkedalaman 200 km hingga 300 km. Sebagian besar gempa bumi-gempabumi di sini berasosiasi dengan aktivitas zona tunjaman Lempeng Tektonik Aktif Samudra Hindia-Australia yang menyusup di bawah Lempeng Tektonik Aktif Benua Eropa-Asia di bawah dasar laut Selat Sunda bagian utara (Busur Belakang). Gempabumi-gempabumi di zona ini untuk yang berkedalaman dalam memperlihatkan mekanisme fokal gempa bumi patahan naik dan patahan normal, sedangkan untuk yang agak dangkal dapat memperlihatkan mekanisme fokal gerak patahan mendatar. Berdasarkan pola dan tipe patahannya kekuatan gempa bumi maksimum di zona ini dapat mencapai  $M_{\text{mak}} = 7,6$ . Berdasarkan data katalog gempa bumi yang ada, gempa bumi Jakarta tahun 1780, memiliki kekuatan  $M_{\text{mak}} = 8,5$  (Albini dr, 2013), gempa bumi Jakarta 1834, memiliki kekuatan  $M_{\text{mak}} = 7$  (Musson, 2012), kedua gempa bumi tersebut terletak di zona ini.

Zona Seismotektonik J merupakan zona sumber gempa bumi tunjaman Lempeng Tektonik Aktif Samudra Hindia-Australia yang menyusup di bawah Lempeng Tektonik Aktif Benua Eropa-Asia di bawah dasar laut Jawa, dengan kedalaman 100 km-400 km. Gempabumi yang terjadi pada zona ini untuk yang berkedalaman 100 km hingga 350 km dapat memperlihatkan mekanisme fokal patahan naik, sedangkan

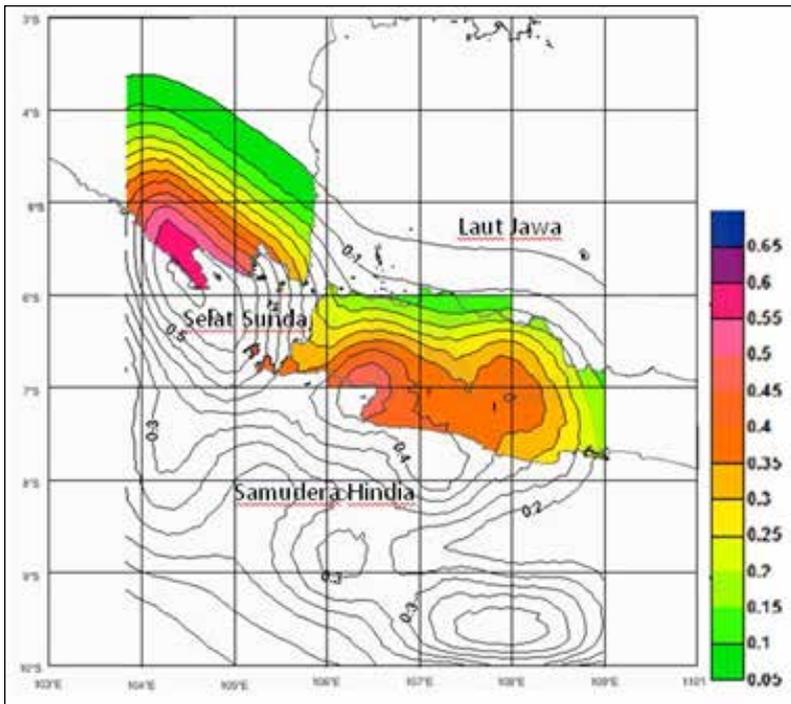
untuk yang bekedalaman >350 km, selalu memperlihatkan mekanisme fokal gempabumi patahan turun atau patahan normal. Diduga mekanisme fokal gempabumi patahan turun atau patahan normal pada kedalaman tersebut diatas diduga erat kaitan dengan sifat material penyusunnya yang bersifat cair dan bermekanisme bukaan (ektensial). Kekuatan gempabumi maksimum di zona ini dapat mencapai  $M_{max} = 9,5$ .

Selat Sunda dan sekitarnya dikontrol oleh zona-zona Seismotektonik yakni Zona Seismotektonik Tunjaman Lempeng Tektonik Samudra Hindia-Australia dengan Lempeng Tektonik Benua Eropa-Asia, Patahan Aktif Sumatra, Patahan Aktif Mentawai, Patahan Selat Sunda Panaitan-Rajabasa-Sukadana, Patahan Aktif Lampung Dan Ratai, Patahan Sukadana Serta Patahan Ujungkulon di wilayah Banten, Patahan Aktif Cimandiri, Patahan Aktif Citarik dan Patahan Aktif Baribis.

Mekanisme gempabumi yang berasosiasi pada setiap zona seismotektonik sangat berhubungan dengan mekanisme gerak patahan yang terjadi pada saat gempabumi. Perubahan mekanisme gempabumi dalam suatu zona gempabumi dapat terjadi, hal ini sangat tergantung pada kondisi gaya tektonik yang bekerja pada zona seismotektonik tersebut. Gempabumi yang terjadi pada Zona Seismotektonik Tunjaman dan Zona Seismotektonik Patahan Baribis memperlihatkan mekanisme gempabumi gerak patahan naik. Sedangkan Zona Seismotektonik Patahan Sumatra, Mentawai, Citarik, Banten, Cimandiri memperlihatkan mekanisme gempabumi patahan mendatar. Gempabumi-gempabumi yang berasosiasi pada Zona Seismotektonik patahan Selat Sunda Panaitan-Rajabasa-Sukadana memperlihatkan mekanisme fokal patahan turun.

## Potensi Bencana Gempabumi Probabilistik (PGA dan PSA) Selat Sunda

Percepatan respons spektral probabilistik yang dikaji dalam analisis ini adalah percepatan respon spektral arah horizontal maksimum yang diwakili oleh spektrum respons percepatan dengan nilai redaman 5%, dengan tingkat kejadian gempabumi 2% kemungkinan keruntuhan bangunan dalam kurun waktu 50 tahun. Untuk keperluan standar dalam analisis ini, ordinat spektrum respon percepatan tanah secara probabilistik harus ditentukan berdasarkan spektrum respons percepatan teredam 5% dengan tingkat 2% probabilitas terlampaui dalam kurun



Gambar 9.5. Peta PGA, 2% probabilitas dalam 50 tahun, pada kelas situs SB

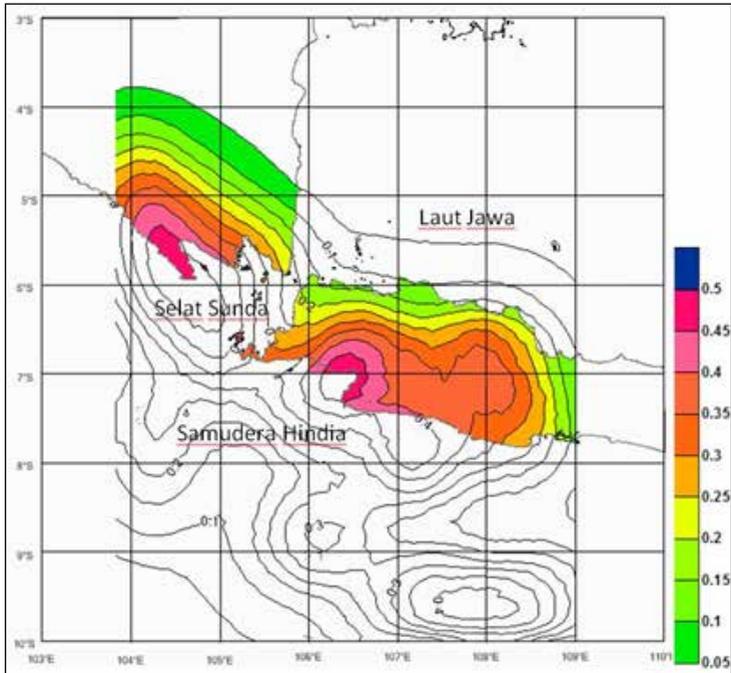
waktu 50 tahun. Analisis telah dilakukan untuk perhitungan PGA adalah 2% probabilitas dalam 50 tahun dan 200 tahun. Selain itu respon spektra dipergunakan adalah pada perioda pendek  $S_s = 0.2$  detik dan perioda panjang  $S_1 = 1$  detik untuk 50 tahun.

Hasil analisis ini adalah berupa peta yang memperlihatkan nilai percepatan maksimum pada Kelas Situs SB dengan probabilitas 2% dalam waktu 50 tahun dan percepatan maksimum dengan probabilitas 10% dalam 100 tahun.

Peta PGA 2% probabilitas dalam 50 tahun dan 10% probabilitas dalam 100 tahun seperti terlihat dalam Gambar 9.5 dan 9.6. Untuk Rentang Moment Magnitude ( $M_w$ ) dan Maksimum PGA pada masing-masing zona terlihat dalam pada Tabel 10.1 dan 10.2.

Tabel 1. Rentang Moment Magnitude ( $M_w$ ) dan Maximum PGA pada masing-masing Zona dengan probabilitas 2% dalam 50 tahun

Zona	$M_w$	MAX PGA (g)
A	$3.9 < M_w < 7.7$	0.501
B	$3.9 < M_w < 6.5$	0.471
C	$4.2 < M_w < 6.5$	0.599
D	$3.9 < M_w < 7.3$	0.606
E	$4.4 < M_w < 6.9$	0.537
F	$3.9 < M_w < 5.7$	0.547
G	$3.9 < M_w < 7.1$	0.5
H	$4.1 < M_w < 5.4$	0.304
I	$3.9 < M_w < 5$	0.216
J	$3.9 < M_w < 5.3$	0.331



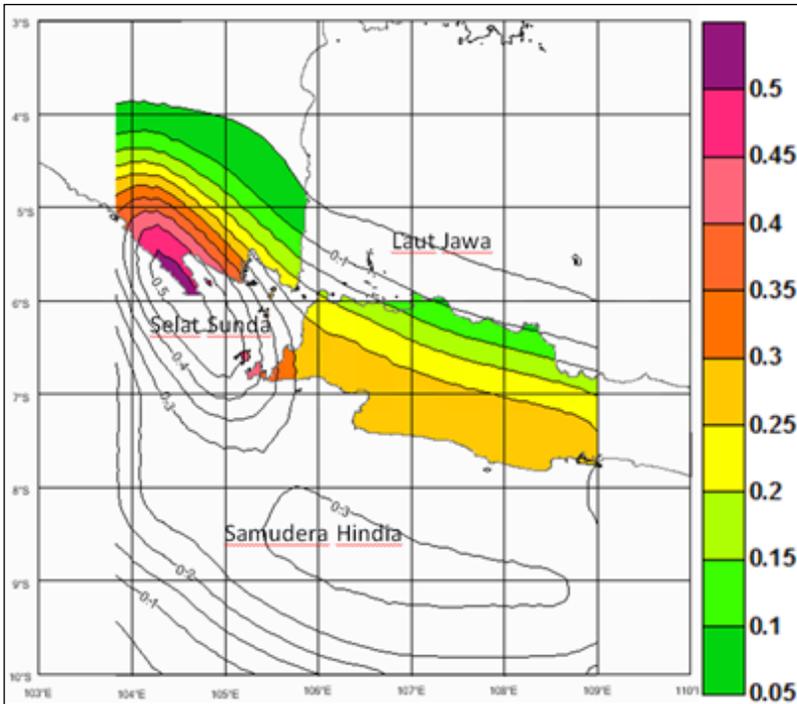
Gambar 9.6. Peta PGA, 10% probabilitas dalam 100 tahun, pada kelas situs SB

Tabel 10.2. Rentang Moment Magnitude ( $M_w$ ) dan Maksimum PGA pada masing-masing zona dengan probabilitas 10% dalam 100 tahun.

Zona	$M_w$	PGA (g)
A	$3.9 < M_w < 7.7$	0.496
B	$3.9 < M_w < 6.5$	0.384
C	$4.2 < M_w < 6.5$	0.479
D	$3.9 < M_w < 7.3$	0.483
E	$4.4 < M_w < 6.9$	0.432

F	$3.9 < M_w < 5.7$	0.424
G	$3.9 < M_w < 7.1$	0.496
H	$4.1 < M_w < 5.4$	0.263
I	$3.9 < M_w < 5$	0.207
J	$3.9 < M_w < 5.3$	0.347

Pseudo Spectral Analyses (PSA) pada kelas situs SB dengan redaman 5% pada perioda pendek  $S_s = 0.2$  detik, dengan probabilitas 2% dalam 50 tahun, seperti terlihat dalam Gambar 9.7 dan kelas situs Amplification untuk  $S_s = 0.2$  detik seperti terlihat dalam Tabel 10.3.



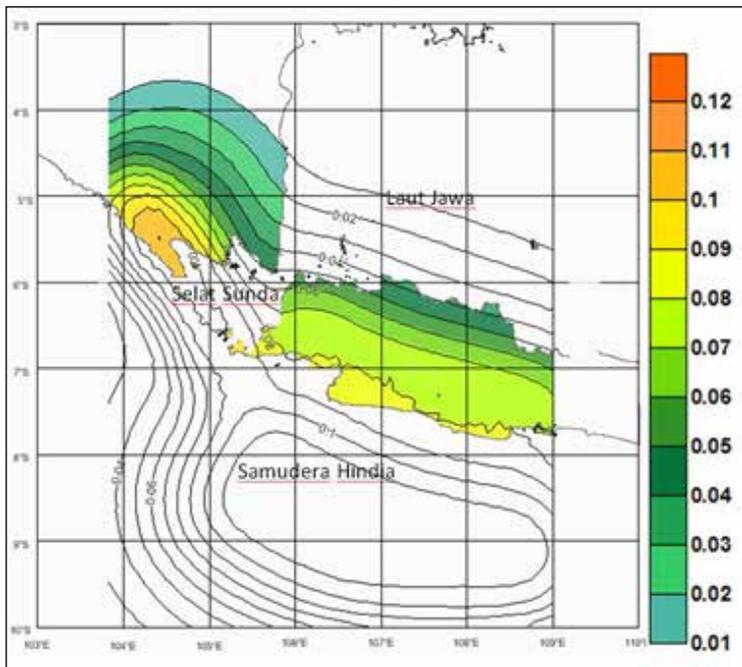
Gambar 9.7. Peta PSA pada Perioda Pendek  $S_s = 0.2$  detik, dengan probabilitas 2% dalam 50 tahun, pada kelas Situs SB

Table 10.3. Amplifikasi kelas situs untuk  $S_s = 0.2$  detik

<b>Site Amplification Factor Coefficient (<math>F_a</math>) for Short Periode</b>					
<b>Site Class</b>	<b>Maximum Considered Earthquake Spectral</b>				
	<b><math>S_s \leq 0.25</math></b>	<b><math>S_s = 0.5</math></b>	<b><math>S_s = 0.75</math></b>	<b><math>S_s = 1.0</math></b>	<b><math>S_s \geq 1.25</math></b>
<b>B (Rock)</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>

ASCE 7 Standar 2010 USGS dan SNI 1726-2012 :32

Respon spektra pada situs kelas SB dengan redaman 5% pada perioda panjang  $S_1 = 1$  detik dengan probabilitas 2% dalam 50 tahun, seperti terlihat dalam Gambar 9.8 dan *Site Amplification* untuk  $S_1 = 1$  detik terlihat dalam Tabel 10.4.



Gambar 9.8. Peta PSA pada Periode Pendek  $S_1 = 1$  detik, dengan probabilitas 2% dalam 50 tahun, pada kelas Situs SB

Table 10.4. Amplifikasi kelas situs untuk  $S_1 = 1$  detik

<i>Site Coefficient Amplification Factor (Fv) for 1.0s Period</i>					
<i>Site Class</i>	<i>Maximum Considered Earthquake Spectral</i>				
	$S_s \leq 0.25$	$S_s = 0.5$	$S_s = 0.75$	$S_s = 1.0$	$S_s \geq 1.25$
<b>B (Rock)</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>	<b>1.0</b>

ASCE 7 Standard 2010 USGS dan SNI 1726-2012 :32

Hasil analisis probabilistik potensi bencana gempa bumi terhadap 10 zona seismotektonik sebagai sumber gempa bumi pada radius 300 km, menunjukkan Selat Sunda dan sekitarnya terletak pada  $PGA = 0,2 - 0,6$  g, 2% probabilitas dalam 50 tahun pada kelas situs SB dan  $PSA = 0,15 - 0,5$  g, 2% probabilitas dalam 50 tahun, pada perioda pendek  $S_s = 0,2$  detik, pada kelas situs SB dan  $PSA = 0,04 - 0,1$  g, 2% probabilitas dalam 50 tahun, pada perioda panjang  $S_1 = 1$  detik, pada kelas situs SB.

*Peta Sumber dan Bahaya Gempabumi SNI 1726: 2012 dan Kementerian PUPR 2017* di Selat Sunda dan sekitarnya, menunjukkan  $PGA = 0,3 - 0,8$  g, 2% probabilitas dalam 50 tahun pada kelas situs SB.  $PSA = 0,5 - 2$  g, 2% probabilitas dalam 50 tahun, pada perioda pendek  $S_s = 0,2$  detik dan  $PSA = 0,3 - 1,2$  g, 2% probabilitas dalam 50 tahun, pada periode panjang  $S_1 = 1$  detik.

Ada perbedaan dari hasil analisis PGA dan PSA di Selat Sunda dan sekitarnya dengan PGA dan PSA pada *Peta Sumber dan Bahaya Gempabumi SNI 1726: 2012 dan Kementerian PUPR 2017*, disebabkan pada kajian dan analisis ini dilakukan khusus untuk Selat Sunda dengan input lajur sumber gempa bumi yang terdapat di Selat Sunda dan sekitarnya pada radius 300 km. Sedangkan pada *Peta Sumber dan Bahaya Gempabumi SNI 1726 : 2012 dan Kementerian PUPR 2017*, bersifat regional mencakup seluruh Indonesia dengan pengaruh sumber-

sumber gempabumi lebih banyak karena bersifat regional tersebut diatas..

*\*A. Soehaimi, Y. Sopyan, R. M. Wahyudiono  
dan R. Isnu Sulistyawan, bekerja di Pusat Survei Geologi*



# **Sumber dan Mekanisme Vulkanogenik Tsunami di Kawasan Selat Sunda**

**Oleh:**

**Arief Prabowo dan Asep Kurnia Permana**

*Tsunami yang terjadi di Selat Sunda pada ahir tahun 2018 sangat berhubungan dengan kondisi tektonik, dinamika struktur geologi dan aktivitas gunungapi, sehingga mungkin tepat jika fenomena tersebut disebut sebagai "Tektono-Vulkanogenik Tsunami".*

Tsunami Selat Sunda yang melanda wilayah pesisir Banten dan Lampung pada akhir tahun 2018 menjadi perhatian dunia dan perdebatan di kalangan para ahli kebumihan. Karena tsunami tersebut tidak diawali oleh kejadian gempabumi dahsyat yang biasanya menyertai, seperti peristiwa yang telah terjadi sebelumnya di Aceh (2004) dan Palu-Donggala (Oktober 2018). Dalam rilis resmi yang disampaikan oleh BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) sesaat setelah kejadian tsunami disebutkan bahwa stasiun pengamatannya tidak merekam gempa besar yang berpotensi mengakibatkan tsunami. Namun, dalam keterangan yang disampaikan sebelumnya BMKG telah memberikan peringatan terkait kemungkinan gelombang tinggi di sekitar Selat Sunda karena faktor cuaca yang ekstrem.

Kejadian alam ini menjadi dasar bagi beberapa ahli kebumihan di Indonesia berspekulasi bahwa kejadian tsunami di Selat Sunda terjadi akibat pengaruh perubahan tekanan pada atmosfer yang signifikan yang menyebabkan perubahan kolom air menjadi gelombang tsunami atau yang dikenal dengan meteorological tsunami "meteotsunami". Namun, berdasarkan data dari beberapa kejadian meteotsunami, gelombang tsunami yang ditimbulkan tidak lebih dari 6 m, tercatat paling tinggi adalah 5,9 m yang terjadi di Vela Luka, Italia, pada 1978 (Monserrat dr. 2006). Data hasil pengukuran lapangan oleh beberapa institusi mencatat ketinggian gelombang tsunami

dapat mencapai 10 m, sehingga sangat kecil kemungkinan tsunami yang terjadi di Selat Sunda akibat dari mekanisme meteotsunami.

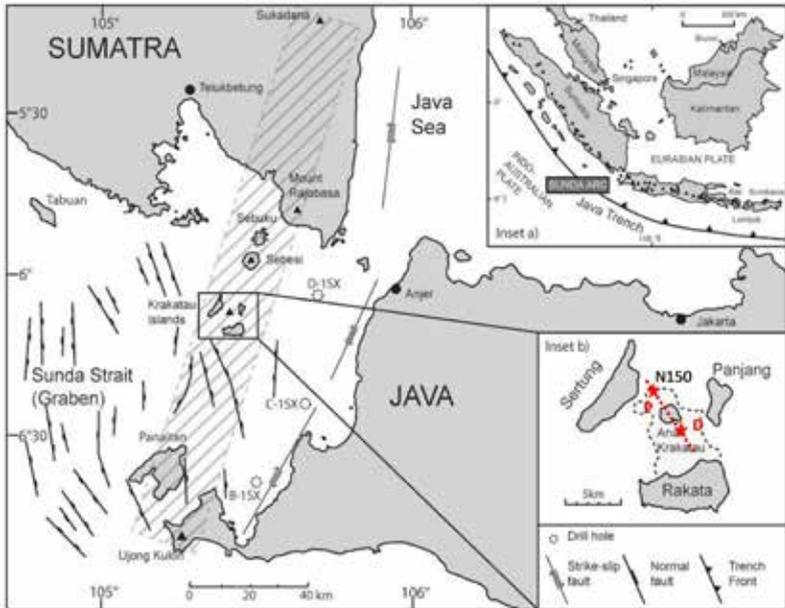
Dari beberapa publikasi diketahui bahwa meteotsunami dapat juga diakibatkan oleh aktivitas gunungapi, seperti pada letusan Gunungapi Bezymianny, Kamchatka, pada 1956 (Soloviev dan Go, 1974), dan Gunungapi Taupo, Selandia Baru, pada 200 M (Lowe dan De Lange, 2000). Namun, fenomena ini sangat jarang sekali terjadi dan memerlukan kondisi serta parameter khusus, meliputi magnitudo letusan yang sangat besar sehingga mampu menghasilkan tekanan gelombang besar ke atmosfer, kedalaman laut yang cukup dalam sekitar 5 km, dan alur gelombang laut yang membutuhkan bentangan laut yang panjang (Yokoyama, 1987; Choi dr, 2003). Letusan Gunung Krakatau yang super dashyat (paroxysmal explosion) pada 1883, mungkin dapat dijadikan contoh aktivitas vulkanik yang menyebabkan “volcano-meteorological tsunami”. Hal ini dijelaskan oleh beberapa ahli bahwa akibat letusan tersebut dapat mempengaruhi iklim global dan gelombang tinggi yang menyebabkan tsunami di beberapa belahan dunia. Namun, ini tentunya berbeda mekanismenya dengan tsunami yang terjadi pada tahun tersebut di perairan dangkal sekitar Selat Sunda, dengan ketinggian mencapai 15-30 m, kemungkinan besar tsunami yang terjadi diakibatkan oleh aliran piroklastik (pyroclastic flows) dari letusan Gunung Krakatau 1883 (Maeno dan Imamura, 2011; Carey dr., 1996).

Aktivitas Gunung Anak Krakatau yang aktif sejak Juni 2018, berupa letusan freatik dan tipe strombolian dengan tinggi kolom beberapa ratus meter sampai maksimal 1,5 km, tentunya sangat tidak mungkin menyebabkan tsunami dengan mekanisme “Pyroclastic Flows”. Produk aliran piroklastik yang dikeluarkan dari aktivitas tersebut relatif sangat kecil untuk

menyebabkan gelombang tsunami di wilayah pesisir Banten dan Lampung, sehingga perlu diketahui penyebab vulkanogenik tsunami yang terjadi di Selat Sunda. Beberapa ahli kebumihantanan dalam forum diskusi dan seminar berkonsensus bahwa penyebab tsunami di Selat Sunda adalah akibat longsornya lereng kaldera Gunung Anakkrakatau, tetapi belum secara gamblang menjelaskan fenomena vulkanogenik tsunami yang terjadi. Oleh karena itu, artikel ini akan mengulas peristiwa yang terjadi dan mengungkapkan sumber dan mekanisme vulkanogenik tsunami di Selat Sunda. Untuk mengungkap hal tersebut, dilakukan evaluasi, analisis dan reinterpretasi terhadap data primer dan sekunder baik dari internal maupun institusi di luar Badan geologi, sehingga dapat memberikan gambaran utuh dari kejadian tersebut dan menjadi pelajaran dalam upaya mitigasi kedepan, baik di kawasan Selat Sunda maupun di tempat lainnya di Indonesia.

## **Tektono-Vulkanik di Selat Sunda**

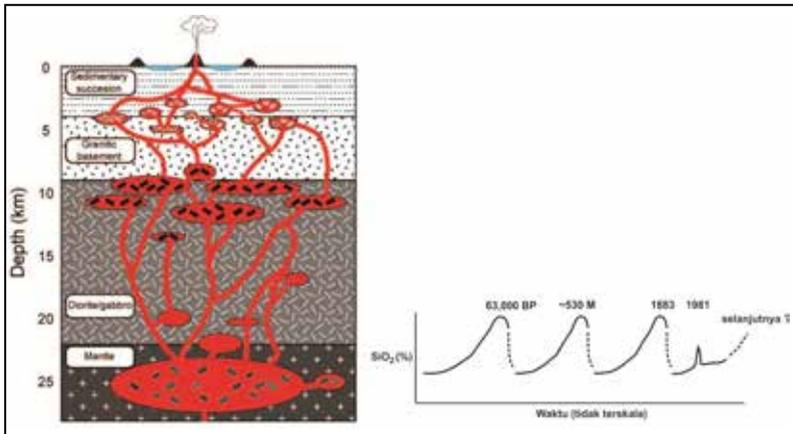
Ketika berbicara Selat Sunda dan pembentukan Kompleks Gunungapi Krakatau tentunya perlu memahami tektono-vulkanik di Selat Sunda sebagai dasar dalam melakukan kajian ini. Kerangka geologi Selat Sunda telah banyak dikaji oleh beberapa peneliti terdahulu, seperti Hamilton (1979), Huchon dan Le Pichon (1984), Harjono, dr. (1991), yang menjelaskan bahwa Selat Sunda merupakan zona pertemuan antara karakter subduksi serong Sumatra dan subduksi tegak lurus Jawa yang merupakan pertemuan lempeng antara Indo-Australia dan Eurasia (Gambar 10.1). Selain itu, secara geodinamika, zona ini merupakan kemenerusan dari Zona Sesar Sumatra yang aktif dan membentuk sistem terban (Pull- Apart Basin) sebagai akibat dinamika tektonik ekstensional (Harjono, dr., 1991; Susilohadi, dr., 2009). Karakteristik tektonik ekstensional pada



Gambar 10.1. Kerangka geologi Selat Sunda yang merupakan zona tektonik ekstensional.

zona ini dicirikan oleh adanya blok-blok sesar pada batuan dasar, sesar normal aktif, dan pembentukan morfologi graben, serta adanya penipisan dari kerak lempeng (Lelgemann, dr. 2000).

Proses pembentukan Kompleks Gunungapi Krakatau merupakan hasil dari geodinamika yang terjadi di Selat Sunda. Bemmelen (1949) mencatat bahwa dinamika Kompleks Gunungapi Krakatau mengalami siklus letusan besar membentuk kaldera pada 63.000 dan 530 tahun yang lalu (Gambar 10.2). Letusan sangat besar terjadi pada 1883 mengubah morfologi kompleks gunungapi ini dengan membentuk kaldera, dan selanjutnya pada 1927 teramati munculnya kembali kawah gunungapi baru yang kemudian



Gambar 10.2. Kiri: Ilustrasi sistem dapur magma Kompleks Gunungapi Krakatau saat ini berdasarkan data termobarometri mineral dan data geofisika (Dahren, dkk., 2012) yang menggambarkan adanya zonasi sistem dapur magma bersifat relatif panas dan dingin (*hot and cool storage*) akibat pengaruh batuan yang diterobos dan dinamika struktur geologi. Dapur magma utama berada pada kedalaman sekitar 22 km di bawah permukaan bumi. Kanan: siklus letusan yang terjadi sejak 63.000 tahun lalu yang berhubungan terhadap komposisi magma yang terbentuk (van Bemmelen, 1949).

terus tumbuh yang dikenal sebagai Gunungapi Anakkrakatau (Stehn, 1929). Bemmelen (1949) menyatakan bahwa, pada 1981 terdapat kecenderungan peningkatan sifat keasaman magma yang sebanding dengan peningkatan aktivitas Gunung Anakkrakatau.

Menurut Nishimura dan Harjono (1992), Pulau Panaitan, Kompleks Anakkrakatau, Pulau Sebesi hingga Gunung Rajabasa merupakan suatu kelurusan gunungapi. Inset (a) menunjukkan kondisi regional Selat Sunda antara Sumatra dan Jawa yang berada pada jalur subduksi di selatannya. Inset (b) merupakan Gunung Krakatau ditandai dengan garis hitam putus-putus sebelum mengalami letusan membentuk kaldera 1883 dengan P dan D merupakan kawah Perbuatan dan

Danan bersama Gunung Anakkrakatau membentuk kelurusan N150°E (Deplus, dkk., 1994). Gambar bersumber dari Dahren, dkk. (2012) dengan sedikit modifikasi.

Hasil kajian geokimia komposisi magmanya yang dilakukan Dahren, dkk (2012), secara umum Kompleks Gunungapi Krakatau ini baik sebelum dan setelah letusan 1883 memiliki sifat magma basaltik hingga andesitik sedangkan pada saat letusan 1883 sifat magma adalah dasitik. Hal lain yang juga penting dalam memahami dinamika gunungapi kaldera adalah konfigurasi dapur magma bawah permukaannya terutama pada Kompleks Gunungapi Krakatau yang sangat dinamis sekali dalam pertumbuhannya baik setelah membentuk kaldera maupun sebelumnya.

Analogi yang dilakukan dari geodinamika Kaldera Toba di Sumatra, memiliki kemiripan dengan dengan Kompleks Gunungapi Anakkrakatau, di mana dinamika sistem dapur magma yang terbentuk selain akibat faktor suplai magma primernya juga dipengaruhi oleh dinamika struktur geologi yang ada sehingga antara aktivitas tektonik ekstensional pada wilayah ini dengan kegiatan vulkanisme yang terjadi tidak dapat dipisahkan satu sama lain. Oleh karena itu, dalam memahami dinamika Gunungapi Anakkrakatau yang merupakan bagian di dalam Kompleks Gunungapi Krakatau dan peristiwa tsunami 2018, perlu mempertimbangkan aktivitas tektonik dan kegunungapian yang terjadi.

## **Vulkanogenik-Tsunami di Selat Sunda**

Vulkanogenik tsunami dapat disebabkan oleh berbagai mekanisme, meliputi gempabumi vulkano-tektonik, ketidakstabilan lereng, aliran piroklastik, letusan di dalam air, *shock waves* atau “meteotsunami”, dan *collapse caldera* (Paris, 2015). Sejarah telah mencatat kejadian vulkanogenik-tsunami di

Selat Sunda pada saat letusan Krakatau 1883 dengan korban jiwa manusia yang sangat signifikan. Seperti telah disampaikan pada awal artikel ini, bahwa vulkangenik-tsunami yang terjadi pada saat itu adalah akibat dari aliran piroklastik (Maeno dan Imamura, 2011; Carey drr., 1996), tetapi kejadian vulkanogenik-tsunami dengan mekanisme yang lain dapat saja terjadi di masa mendatang di Selat Sunda, misalnya oleh mekanisme *collapse caldera*, gempa vulkano-tektonik atau ketidakstabilan lereng gunungapi.

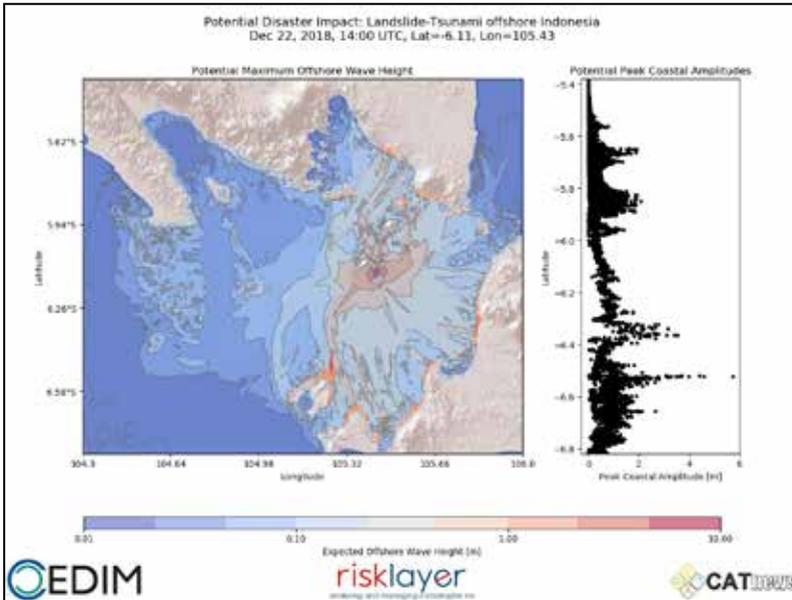
Vulkanogenik-tsunami yang disebabkan oleh ketidakstabilan lereng sangat sering terjadi di kasawasan Asia Tenggara, kerana banyak gunungapi yang jaraknya sangat dekat dengan laut (Paris drr, 2014). Di Indonesia fenomena ini terjadi pada tahun 1979 di Pulau Lembata, Flores, ketika lereng bagian timur Gunungapi Iliwerung longsor dan menyebabkan tsunami. Terkait dengan peristiwa tersebut, khususnya di wilayah Selat Sunda, Giachetti., drr (2012), melakukan pemodelan tsunami akibat ketidakstabilan lereng sebagian tubuh bagian baratdaya Pulau Anakkrakatau (termasuk seluruh tubuh Gunungapi Anakkrakatau). Dalam pemodelan yang dilakukan menyebutkan bahwa ketidakstabilan lereng Gunungapi Anakkrakatau dapat memicu terjadinya longsor dalam satu waktu dengan volume longoran yang masuk ke dalam perairan laut sebesar  $0.28 \text{ km}^3$ , dan diperkirakan ongsoran tersebut dapat menyebabkan gelombang tsunami yang melanda wilayah Pesisir Carita dan Labuhan setinggi 2.9 m dan 3 m dalam waktu 35 - 45 menit. Mekanisme kejadian ini lebih dapat diterima oleh para ahli kebumian di Indonesia, jika dibandingkan dengan mekanisme meteotsunami.

Pasca letusan Gunungapi Anakkrakatau pada 22 Desember 2018, pukul 21.03 WIB, disinyalir mengakibatkan longsor lereng Pulau Anakkrakatau menyebabkan gelombang tsunami

di sekitar Selat Sunda. Data ketinggian dan kecepatan gelombang yang bersumber dari BMKG, mencatat gelombang tsunami di wilayah Banten di Pantai Jambu pada pukul 21:27 WIB dengan ketinggian gelombang air laut 0.9 m dan Pelabuhan Ciwandan dengan ketinggian gelombang 0.35 m pada pukul 21:33 WIB. Gelombang tsunami juga melanda wilayah pesisir Lampung di Pelabuhan Panjang pada pukul 21:53 WIB dengan tinggi gelombang 0.28 m dan di Koto Agung dengan tinggi gelombang 0.36 m pada pukul 21:35 WIB.

Beberapa ahli melakukan pemodelan cepat numerik gelombang tsunami pasca terjadinya tsunami akhir tahun 2018, Andreas M. Schäfer yang mengindikasikan tinggi gelombang tsunami Selat Sunda berkisar antara 2 m di daerah pesisir selatan Lampung dan 2-6 m di pesisir barat wilayah Banten (Gambar 10.3). Selain itu pemodelan numerik juga dilakukan oleh Abdul Muhari, peneliti tsunami Kementerian Kelautan dan Perikanan (KKP) yang menunjukkan bahwa tinggi gelombang tsunami 2-3 m. Jika dibandingkan hasil pemodelan cepat yang dilakukan dan rekaman dari BMKG, hasilnya cukup berbeda, di mana tinggi gelombang hasil pemodelan cepat cukup optomistik

Beberapa ahli dan institusi melakukan pengukuran landaan tsunami sebenarnya di lapangan, dan hasilnya sangat jauh berbeda dengan pemodelan yang dilakukan sebelumnya. Abdul Muhari bersama dua peneliti tsunami luar negeri yakni Fumihiko Imamura (Direktur Institut Riset Internasional Ilmu Bencana Universitas Tohoku) dan Taro Arikawa (Universitas Chuo) melakukan pengukuran dan menyampaikan bahwa tinggi gelombang tsunami yang terjadi di berbagai tempat pesisir barat Banten mencapai 12.8 m hingga 13.6 m. Selain itu berdasarkan kajian yang dilakukan oleh Tim Pusat Studi Mitigasi Bencana dan Tsunami, Universitas Syiah Kuala,



Gambar 10.3. Pemodelan cepat numerik gelombang tinggi tsunami akibat longsoran yang terjadi di Selat Sunda (Schäfer, 2018). Pemodelan ini memiliki tinggi gelombang tsunami 4-5 lebih kecil dibandingkan dengan tinggi gelombang tsunami hasil pengukuran di lapangan.

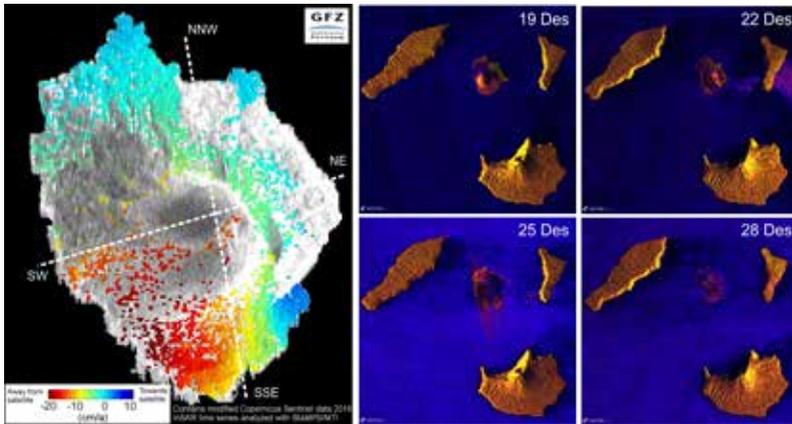
yang dipimpin oleh Benazier mendapatkan hasil pengukuran tinggi gelombang di daerah Tanjung Lesung mencapai 9.6 m di atas permukaan laut dan di daerah Kalianda pesisir selatan Lampung tinggi gelombang tsunami mencapai 4 m.

## Sumber dan Mekanisme

Dari data hasil pengukuran landaan tsunami di lapangan menunjukkan setidaknya gelombang tsunami yang terjadi adalah 4-5 kali lebih besar dibandingkan dengan tinggi gelombang tsunami yang diperkirakan sehingga memiliki implikasi bahwa penyebab gelombang tsunami Selat Sunda juga memiliki mekanisme sumber yang lebih besar daripada

yang diperkirakan selama ini. Hal ini menjadi penting untuk mengungkap sumber dan mekanisme penyebab vulkanogenik-tsunami di Selat Sunda. Hasil analisis citra satelit dan data kegempaan memperlihatkan adanya bukti aktivitas patahan yang memicu longsornya lereng Gunungapi Anakkrakatau dan menimbulkan tsunami di pesisir Selat Sunda.

***Perubahan Morfologi*** - berdasarkan data visual citra satelit Sentinel-1 GRD IW RGB Ratio pada Kompleks Gunungapi Krakatau sebelum dan setelah peristiwa tsunami 22 Desember 2018, serta hari-hari setelahnya maka dapat dilakukan analisis dinamika morfologi Gunung Anakkrakatau (Gambar 10.4b, c, d, e). Citra pada 22 Desember (tepatnya adalah pukul 22.33 UTC atau 23 Desember 05.33 WIB) merupakan petunjuk awal untuk mengungkap dinamika Gunung Anakkrakatau setelah peristiwa tsunami terjadi. Analisis pada citra Sentinel 22 Desember yang menggunakan perangkat lunak berbasis web *EO Browser European Space Agency v2.16.8* menunjukkan adanya bagian lereng barat daya Gunung Anakkrakatau yang runtuh ke bawah laut seluas 0.323 km<sup>2</sup> atau 32.3 hektar. Namun, proses dinamika ini tidak ikut meruntuhkan bagian kerucut Gunung Anakkrakatau karena pada citra tersebut menunjukkan kerucut gunungapi masih utuh sehingga indikasi adanya letusan besar menghancurkan tubuh Gunung Anakkrakatau tidak terbukti. Selain itu, dibuktikan dengan vegetasi yang masih sama kondisinya di bagian utara-timur gunungapi apabila dibandingkan dengan citra satelit pada 19 Desember 2018. Jika dilihat pada citra, bagian lereng gunung yang runtuh atau longsor berada pada bagian barat daya yang sesuai dengan bagian gunung yang paling aktif dinamika



Gambar 10.4. A: Data kecepatan deformasi Gunung Anak Krakatau sepanjang tahun 2018 berdasarkan data InSAR Copernicus Sentinel (Haghshenas, 2018). B, C, D, E berturut-turut merupakan visualisasi dinamika morfologi Gunung Anak Krakatau pada tanggal 19 (sebelum tsunami), 22 (setelah tsunami), 25, dan 28 Desember 2018 berdasarkan citra satelit Sentinel-1 GRD IW RGB Ratio.

penurunan morfologinya sebesar 20 cm selama tahun 2018. Hal ini membuktikan adanya deformasi karena ketidakstabilan lereng Gunung Anak Krakatau yang kemungkinan diakibatkan oleh aktivitas patahan di sekitar Gunung Anak Krakatau.

**Kontrol Struktur Geologi** - pola runtuh/longsor lereng barat daya tampak memanjang dengan arah relatif barat laut-utara dan selatan-tenggara yang sejajar dengan pola struktur geologi lokal dari Gunung Anak Krakatau yang berasosiasi dengan sesar normal. Mempertimbangkan beberapa aspek tersebut tentu faktor aktivitas struktur geologi lokal Gunung Anak Krakatau ikut berpengaruh. Data lain yang juga menjadi salah satu kunci adalah adanya rekaman gelombang seismik gempa bumi oleh BMKG dan

GFZ Potsdam yang terjadi pada 20.55 WIB, 22 Desember 2018 dengan hiposenter di dalam Kompleks Gunungapi Krakatau pada koordinat -6.15 N dan 105.44 E. BMKG merilis gempa yang terjadi sebesar 3.4 SR yang kemudian dilakukan proses inversi momen tensor menggunakan metode SCMTV dan didapatkan hasil magnitudo sebesar 5.2 SR kedalaman 1 km di mana mekanisme fokal berasosiasi dengan sesar oblik (mendatar turun) dengan arah barat laut-tenggara.

GFZ Potsdam pada waktu yang sama mencatat kekuatan gempa bumi sebesar 5.1 SR. Inversi momen tensor pada data GFZ Potsdam menggunakan metode KIWI (*Kinematic Waveform Inversion*) menghasilkan magnitudo gempa sebesar 5.4 SR pada kedalaman 1.2 km dengan mekanisme fokal mengindikasikan sesar normal dengan kemiringan relatif tegak mencapai  $87^\circ$  berarah barat laut-tenggara (N157°E).

Fakta lain yang ada adalah tidak adanya laporan mengenai getaran gempa yang terasa oleh masyarakat dan gelombang P yang terekam memiliki amplitudo tidak signifikan sehingga masuk dalam kategori gempa berfrekuensi sangat rendah (*very low frequency earthquake*). Hal tersebut dapat dipahami karena gempa yang dipicu oleh sesar normal memiliki karakter yang berbeda dibandingkan gempa akibat aktivitas sesar naik atau mendatar. Menurut Doglioni, dkk (2015), gempa yang dipicu oleh sesar naik maupun sesar mendatar disebabkan adanya kinematika gaya kompresi yang menghasilkan proses *elastic rebound* sedangkan gempa akibat sesar normal dominan dipengaruhi oleh gaya tarikan akibat gravitasi sehingga karakter pelepasan energinya akan sangat jauh berbeda yang berimplikasi pada perbedaan karakter frekuensi gelombang gempa yang

berbeda pula.

Pemodelan empiris hubungan antara volume kedalaman yang berhubungan dengan kedalaman gempa dan panjang deformasi sesar (*rupture zone*) menunjukkan bahwa gempa yang dipicu oleh aktivitas sesar normal memiliki besaran hancuran sesar dipermukaan paling rendah yakni  $L=3z$ , sesar mendatar sebesar  $L=10z$ , dan sesar naik memiliki nilai yang paling tinggi yakni  $L=25z$  di mana  $L$  merupakan panjang sesar yang terdeformasi (panjang bidang hancuran) dan  $z$  adalah variabel volume kedalaman yang berasosiasi dengan kedalaman gempa yang terjadi (Doglioni, dkk., 2015). Berdasarkan pendekatan model empiris tersebut maka gempa bumi yang terjadi di Kompleks Gunungapi Krakatau pada 22 Desember 2018 pukul 20.55 WIB yang berasosiasi dengan sesar normal dan kedalaman maksimal 1.2 km menghasilkan kisaran hancuran pada bidang sesar sepanjang kurang lebih 3.6 km. Sehingga kecenderungan bahwa gempa bumi yang terjadi tersebut merupakan gempa bumi tektonik yang diakibatkan oleh aktivitas sesar normal Gunung Anakkrakatau.

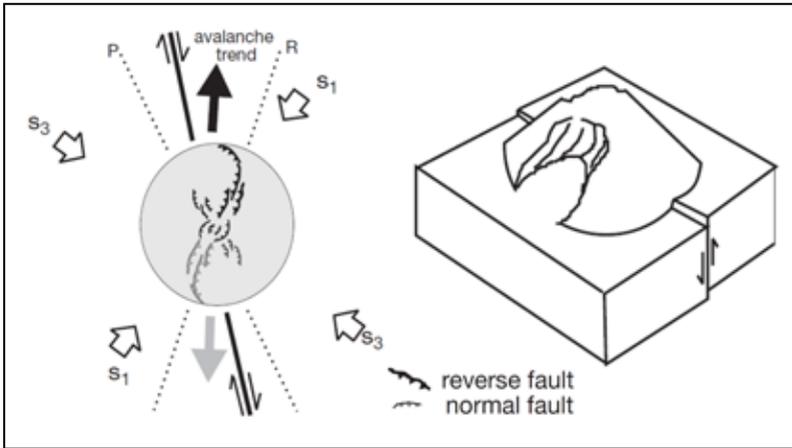
Mengacu pada analisis beberapa data di atas maka struktur geologi aktif berupa sesar normal Gunung Anakkrakatau sangat berpengaruh terhadap dinamika Gunung Anakkrakatau pada 22 Desember 2018. Implikasinya adalah gempa bumi 5.2 atau 5.4 SR dengan kedalaman 1 atau 1.2 km yang terjadinya memicu adanya deformasi pada bidang sesar normal berarah realtif barat laut-utara dan selatan-tenggara sepanjang sekitar 3.6 km menyebabkan terjadinya runtuh/longsor pada bagian barat daya lereng Gunung Anakkrakatau. Selanjutnya, deformasi sesar sepanjang 3.6 km dengan kedalaman 1.2 km disertai manifestai runtuh/batuan di permukaan yang masuk ke dalam laut maka

dapat mengubah kondisi volume kolom air laut di sekitar Kompleks Gunungapi Krakatau yang selanjutnya memicu gelombang tinggi tsunami di Selat Sunda.

***Sistem Vulkanisme*** - beberapa hari setelahnya, pada 25 Desember 2018, teramati adanya runtuhnya tubuh Gunung Anakkrakatau menghasilkan letusan yang cukup signifikan di mana material piroklastik hancuran tubuh gunung terendapkan di sisi barat daya dan timur laut hingga timur yang menyebabkan vegetasi pada area ini tertutup oleh material piroklastik tetapi tidak memicu gelombang tinggi tsunami. Selain itu batas pantai pada bagian timur laut dan timur semakin menjorok ke arah laut karena adanya penambahan volume aliran piroklastik yang ada. Hal lain yang sangat signifikan adalah terbentuknya tipe letusan surtseyan akibat kawah berada di bawah permukaan laut di mana kawah baru cenderung bergeser sejauh 50-100 m ke arah bagian yang longsor. Fenomena tersebut sangat umum terjadi pada gunungapi yang mengalami longsor pada bagian lerengnya seperti halnya yang terjadi di Gunungapi Fogo, Cabo Verde, El Hierro, La Palma dan Tenerife, Pulau Canary, St. Vincent dan Martinique Lesser Antilles, La Réunion, Perancis dan Stromboli, Italia (Maccaferri, dkk., 2017).

Proses adanya perubahan posisi kawah baru dipengaruhi oleh evolusi struktur jalur magma pada intrusi dangkal akibat adanya perubahan gaya tekan yang lepas pada bagian gunungapi yang mengalami longsor. Selain itu juga tentu proses morfologi longsor menyerupai tapal kuda (Gambar 10.4e) tersebut dikontrol oleh aktivitas struktur geologi (Gambar 10.5).

Adanya perubahan sistem jalur intrusi magma dangkal



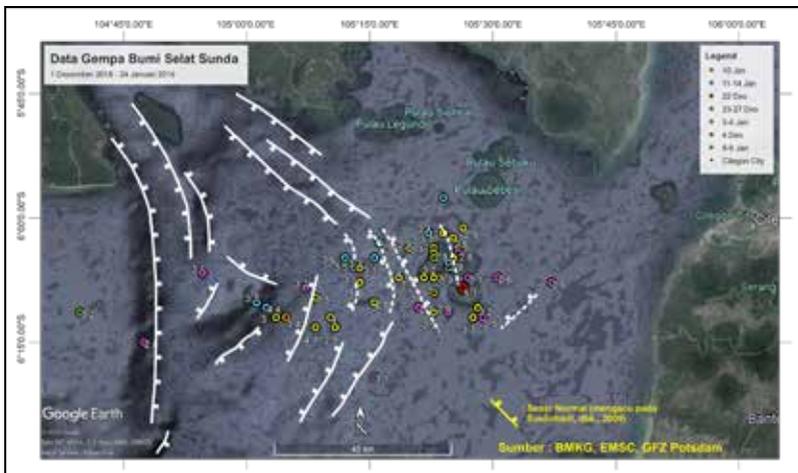
Gambar 10.5. Hubungan kerangka struktur geologi pada zona sesar mendatar terhadap deformasi bagian lereng gunungapi (*flank collapse*) di mana model yang ada menunjukkan bahwa morfologi runtuh yang terjadi dipengaruhi oleh struktur geologi yang ada terutama pada kasus runtuh bagian barat daya Gunung Anakkrakatau dipengaruhi oleh aktivitas sesar normal. Model mengacu pada Lagmay, dkk. (2000).

akibat adanya longsoran lereng suatu gunungapi terlebih dipicu oleh adanya aktivitas tektonik di bawah permukaan bumi seperti halnya dinamika yang terjadi pada Gunung Anakkrakatau akan memberikan beberapa kemungkinan implikasi lain di antaranya adalah jalur intrusi magma akan dipengaruhi oleh bidang sesar yang ada, mengubah episode dan karakter tipe letusan gunungapi, mengubah komposisi magma dangkal, dan dapat me-reaktifasi sesar-sesar di sekitarnya (Maccaferri, dkk., 2017).

**Reaktifasi Patahan** - proses gempa tektonik dan runtuh gunungapi seperti peningkatan aktivitas letusan yang signifikan termasuk runtuhnya tubuh kerucut gunungapi

yang teramati pada 25 Desember 2018 dan meningkatnya aktivitas gempa tektonik hingga 14 Januari 2018 akibat terjadinya reaktifasi sesar-sesar di Selat Sunda. Aktivitas gempa bumi dangkal yang paling signifikan terjadi pada rentang waktu 23 - 27 Desember 2018 dan 10-14 Januari 2018 dengan magnitudo rata-rata di bawah 3 SR. hal ini dapat dilihat dari distribusi kegempaan dangkal yang berasosiasi dengan kelurusan patahan di sekitar Gunungapi Anak Krakatau (Gambar 10.6).

Menurut Harjono, dkk. (1991) aktivitas gempa dangkal (0-20km) di Selat Sunda dapat dibagi menjadi 3 area yakni gempa yang berhubungan dengan area bawah permukaan Kompleks Krakatau, area terban atau graben di bagian barat Selat Sunda, dan area Sumatra segmen selatan. Berdasarkan area tersebut maka sebaran gempa yang terjadi di Selat Sunda setelah 22 Desember 2018 berada pada dua area



Gambar 10.6. Distribusi gempa bumi yang umumnya dangkal setelah gempa utama 5.1 SR (data GFZ Potsdam sebelum diinversi) 22 Desember 2018, 20.55 WIB. Gempa bumi pada area kompleks Krakatau dan area graben terjadi akibat reaktifasi sesar-sesar pada kedua area tersebut.

yakni area kompleks Krakatau dan area terban atau graben yang dipengaruhi oleh reaktifasi sesar-sesar pada kedua area tersebut (Gambar 10.6). Selain itu, pada area Kompleks Krakatau aktivitas gempa bumi juga mencirikan adanya dinamika magma dangkal bawah permukaan Gunung Anakkrakatau yang memiliki dapur magma dangkal.

Dengan demikian, tsunami yang terjadi di Selat Sunda pada ahir tahun 2018 sangat berhubungan dengan kondisi tektonik, dinamika struktur geologi dan aktivitas gunungapi, sehingga mungkin tepat jika fenomena tersebut disebut sebagai “Tektono-Vulkanogenik Tsunami”.

Di sisi lain, sistem peringatan dini tsunami yang ada saat ini belum mengakomodir tipe tsunami yang disebabkan oleh longsoran ataupun aktivitas gunungapi. Tsunami yang diakibatkan oleh aktivitas gunungapi sangat sulit diprediksi dan dimonitor, karena umumnya kejadiannya sangat cepat. Padahal potensi bencana tsunami yang disebabkan oleh fenomena yang sama banyak terdapat di Indonesia, khususnya di Kawasan Timur Indonesia, seperti Gunungapi Pulau Paluweh di perairan Flores, Banua Wuhu, Awu, Ruang di Sangihe, Soputan di Sulawesi, Gamkonora dan Gamalama di Halmahera, dan Kaldera Tambora di Sumbawa. Oleh karena itu, sangat penting untuk melakukan kajian terkait kondisi tektonik, dinamika struktur geologi, dan aktivitas kegunungapian di wilayah tersebut, sehingga mampu memberikan masukan yang komprehensif terhadap perlakuan sistem monitoring yang sesuai untuk potensi tsunami yang disebabkan oleh aktivitas gunungapi.

*\*Arief Prabowo dan Asep Kurnia Permana,  
bekerja di Bidang Geosains, Pusat Survei Geologi*

# **Tsunamigenik di Selat Sunda: Kajian terhadap katalog Tsunami Soloviev**

**Oleh:**

**Yudhicara dan K. Budiono**

*Sumber tsunamigenik di perairan Selat Sunda dapat diakibatkan oleh gempabumi yang berkaitan dengan subduksi Sunda, letusan gunungapi bawah laut Krakatau, longsoran di pantai, dan longsoran bawah laut di sekitar Selat Sunda.*

Kondisi tektonik Selat Sunda sangat rumit, karena berada pada wilayah batas Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia, tempat terbentuknya sistem busur kepulauan yang unik dengan asosiasi palung samudera, zona akresi, busur gunungapi dan cekungan busur belakang. Palung Sunda yang menjadi batas pertemuan lempeng merupakan wilayah yang paling berpeluang menghasilkan gempa-gempa besar.

Adanya kesenjangan kegiatan gempa besar di sekitar Selat Sunda dapat menyebabkan terakumulasinya tegasan yang menyimpan energi, dan kemudian dilepaskan setiap saat berupa gempa besar yang dapat menimbulkan tsunami. Sepanjang sejarah letusan, busur gunungapi bawah laut Krakatau telah mengalami empat tahap pembangunan dan tiga tahap penghancuran. Setiap tahap penghancuran mengakibatkan terjadinya tsunami dengan kemungkinan potensi peristiwa serupa akan terjadi antara tahun 2500 hingga 2700.

Kondisi geologi dasar laut Selat Sunda yang labil, terutama disebabkan oleh perkembangan struktur geologi aktif yang membentuk terban, juga berpotensi menimbulkan bencana longsor apabila dipicu oleh gempabumi. Sementara kondisi topografi pantai yang relatif terjal dengan tingkat pelapukan yang tinggi di sekitar Teluk Semangko dan Teluk Lampung merupakan faktor lain yang dapat menimbulkan bencana longsor terutama apabila dipicu oleh curah hujan yang tinggi antara Desember hingga Februari. Lebih jauh lagi, apabila material longsoran jatuh ke laut, meski sangat kecil dan bersifat

lokal dapat juga berpotensi mengakibatkan tsunami.

## **Katalog Tsunami Soloviev**

Tsunami bisa disebabkan oleh berbagai hal, di antaranya gempa bumi dan letusan gunung api di bawah laut, atau oleh sebab-sebab lain berupa longsor di dasar laut dan atau di pantai. Berdasarkan katalog tsunami susunan Soloviev dan Go (1974), tercatat beberapa kali peristiwa tsunami di Selat Sunda (Tabel 11.1). Di dalam katalog dijelaskan bahwa tsunami tersebut dipicu salah satunya oleh letusan gunung api yang pernah terjadi pada tahun 416 [terekam dalam sebuah kitab Jawa yang berjudul *Pustaka Raja* (“*Book of Kings*”)], yang diduga sebagai Gunung api Krakatau kuno. Setelah peristiwa letusan gunung api bawah laut Krakatau pada 1883, letusan-letusan kecil berlangsung pada tahun 1884, menghasilkan tsunami kecil yang teramati di sekitar Selat Sunda. Peristiwa serupa kembali terjadi pada 1928, dan tsunami kecil teramati sekitar Gunung Anak Krakatau.

Dalam katalog tersebut juga dijelaskan bahwa tsunami pernah teramati setelah adanya peristiwa gempa bumi yang berpusat di dasar laut, di antaranya pada tahun 1722, 1757, 1852, dan 1958. Katalog tersebut juga merekam adanya kenaikan muka air laut yang diduga sebagai tsunami kecil bersifat lokal, teramati di beberapa kawasan pantai dengan penyebab yang belum diketahui, yaitu pada 1851, 1883 (dua bulan setelah peristiwa letusan Gunung Krakatau) dan 1889.

Diduga bahwa peristiwa geologi lainnya yang menjadi penyebab terjadinya tsunami di Selat Sunda, selain letusan gunung api dan gempa bumi bawah laut, adalah peristiwa longsor di kawasan pantai dan di dasar laut. Untuk membuktikan hal tersebut, telah dilakukan penelitian geologi dan geofisika kelautan di Selat Sunda, termasuk pemetaan

longsoran di kawasan Teluk Betung dan sekitarnya maupun studi yang dilakukan mengenai Gunung Krakatau, untuk dijadikan bahan kajian tsunamigenik di Selat Sunda dengan mengacu pada sejarah tsunami yang tertulis dalam katalog tsunami (Soloviev dan Go, 1974).

Dalam tulisan ini dikaji kondisi geologi dan tektonik kawasan Selat Sunda dan faktor pendukung lainnya yang dapat memberikan kontribusi terhadap kejadian tsunami dan potensinya. Hasil kajian ini diharapkan dapat dijadikan dasar penelitian lebih lanjut mengenai tsunami yang mungkin dapat terjadi di wilayah Selat Sunda, sehingga dapat diupayakan langkah mitigasinya sedini mungkin.

## **Potensi Tsunami Akibat Gempabumi**

Sepanjang sejarahnya, perairan Selat Sunda telah berkali-kali mengalami gempabumi dalam magnitudo di atas 6 Skala Richter, dengan kedalaman yang relatif dangkal, dan mekanisme gempa vertikal. Hal demikian dapat saja berpotensi menimbulkan tsunami, seperti yang terjadi di sebelah selatan Pulau Jawa pada 17 Juli 2006. Gempabumi ini bermagnitudo  $M_w$  7,7 dengan mekanisme gempa sesar naik, dan menimbulkan tsunami yang melanda beberapa daerah di selatan Pulau Jawa.

Menurut Gutscher & Westbrook (2007), tsunamigenik yang diakibatkan oleh gempabumi umumnya berasosiasi dengan zona subduksi lambat yang biasanya menghasilkan gempabumi dengan mekanisme sesar naik besar (megathrust earthquakes  $M > 8.2$ ). Dalam makalahnya disebutkan bahwa perulangan interval untuk tepian subduksi berlangsung lambat, lebih lama dibandingkan dengan zona subduksi cepat (berurutan dari beberapa ratus hingga beberapa ribu tahun).

Contoh tsunamigenik zona subduksi lambat antara lain

gempa-gempa yang terjadi di perairan barat Sumatra, di antaranya gempabumi pada 26 Desember 2004, sedangkan tsunamigenik zona subduksi relatif cepat adalah gempabumi pada 17 Juli 2006 yang diperkirakan merupakan perulangan gempa 1921 (~ 85 tahun). Kecepatan zona subduksi di Selat Sunda memiliki nilai 2 hingga 3 kali lebih cepat dibandingkan dengan zona subduksi perairan barat Sumatra tetapi agak lambat dibandingkan dengan zona subduksi di selatan Jawa, yaitu sebesar 5 mm/tahun.

Zona subduksi lambat ( $v \sim 4$  cm/tahun) dicirikan oleh adanya endapan sedimen tebal pada palung (2-6 km) dan baji akresi (*accretionary wedge*) yang lebar. Penipisan baji akresi ini secara mekanik berhubungan dengan basal dan gesekan internal yang berkisar antara  $4^\circ$  hingga  $12^\circ$ . Beberapa baji akresi memiliki permukaan yang rata-rata dan kemiringan basal dangkal (masing-masing  $1^\circ$  -  $2^\circ$ ), taper agak besar sekitar  $5^\circ$  hingga  $7^\circ$ , dan hampir semua baji dengan taper tersebut memiliki laju penunjaman yang lambat (0,5 hingga 4 cm/tahun). Selat Sunda merupakan peralihan dari laju penunjaman lambat menjadi lebih cepat.

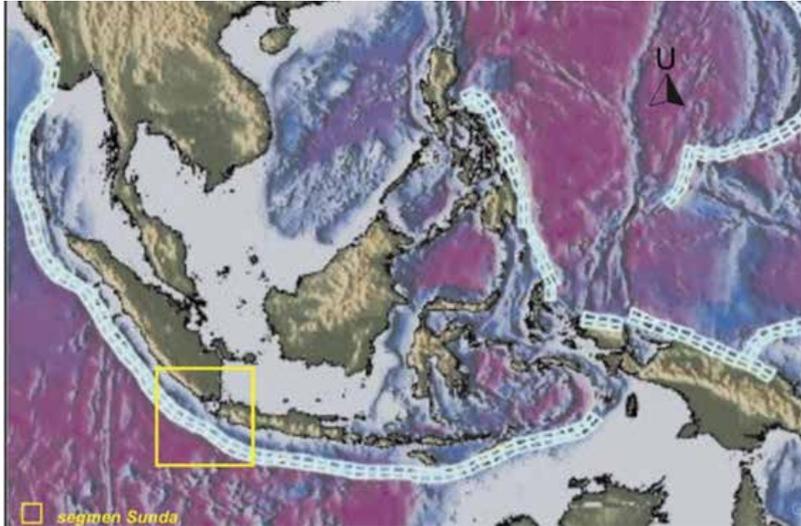
Dampak langsung dari konfigurasi tersebut dikhawatirkan menghasilkan deformasi di bagian atas batas bagian atas *dip* (*up dip limit*) zona seismogenik. Untuk baji akresi yang lebar (20 - 60 km), daerah di luar batas *up dip* memberikan kontribusi terjadinya tsunami. Sifat fisik sedimen pada baji akresi ini memiliki rigiditas ( $\mu$ ) rendah, porositas tinggi, dan slip co-seismik yang lambat. Kontribusi momen seismik mungkin rendah, tetapi berkontribusi menghasilkan tsunami sangat tinggi.

Gempabumi di zona subduksi terjadi akibat tegasan yang terakumulasi disebabkan oleh kontak gesekan antara kedua lempeng tektonik yang salah satunya meluncur ke bawah yang

lainnya (dalam hal ini Lempeng Indo-Australia meluncur ke bawah Sumatra). Pada patahan *slip* selama gempabumi, tegasan yang terakumulasi pada batas lempeng di dalam *rupture area* bisa seluruhnya atau sebagian terlepas. *Slip* patahan juga dapat merubah medan tegasan di daerah sekitar *rupture area*, dan perubahan tegasan ini hampir selalu menambah akumulasi tegasan di segmen sekitar patahan, sebagai hasil pergerakan relatif lempeng. Apabila segmen-segmen yang saling berdekatan ini tidak pernah mengalami gempabumi besar dalam waktu yang cukup lama, hal ini memungkinkan adanya peningkatan tegasan pada tingkatan mendekati kekuatan gesekan pada kontak antar lempeng. Tegasan tambahan yang disebabkan oleh gempabumi besar di dekatnya mungkin cukup untuk menimbulkan gempabumi baru pada segmen berikutnya.

Dalam *Katalog Tsunami* Soloviev dan Go (1974) disebutkan bahwa gempabumi yang menyebabkan tsunami di Selat Sunda pernah terjadi pada 1757, dengan magnitudo Ms7,5 dan ketinggian tsunami hanya berkisar hingga 1 m. Kesenjangan aktivitas gempa besar (*seismic gap*) di daerah ini sudah mencapai sekitar 250 tahun.

Zona subduksi lambat ( $v \sim 4$  cm/tahun) dicirikan oleh adanya endapan sedimen tebal pada palung (2-6 km) dan baji akresi (*accretionary wedge*) yang lebar. Penipisan baji akresi ini secara mekanik berhubungan dengan basal dan gesekan internal yang berkisar antara  $4^\circ$  hingga  $12^\circ$ . Beberapa baji akresi memiliki permukaan yang rata-rata dan kemiringan basal dangkal (masing-masing  $1^\circ$ -  $2^\circ$ ), taper Gempabumi berkekuatan  $> 7$  Skala Richter pada kedalaman dangkal dapat berpotensi menimbulkan tsunami. Zona subduksi Selat Sunda yang digambarkan sebagai segmen-segmen patahan diilustrasikan pada Gambar 11.1.



Gambar 11.1. Lokasi sumber tsunami akibat gempa bumi yang berasosiasi dengan zona subduksi (rangkaian segmen mengikuti pola zona subduksi) (NOAA, 2007).

## Potensi Tsunami Akibat Gunungapi

Tsunami yang diakibatkan oleh gunungapi biasanya bukan hanya disebabkan oleh letusannya, melainkan juga sebagai akibat jatuhnya produk gunungapi yang dimuntahkan ke laut (Gambar 11.2) atau runtuhnya sebagian/seluruh tubuh gunungapi ke dalam laut (White, 2007). Perairan Selat Sunda memiliki gunungapi bawah laut, yaitu Gunungapi Krakatau, yang keberadaannya adalah konsekuensi dari pertemuan antara Lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia. Kompleks Gunung Krakatau ini termasuk ke dalam wilayah Kabupaten Lampung Selatan, Provinsi Lampung. Gunung ini terletak pada koordinat  $6^{\circ}06'05,8''$  LS dan  $105^{\circ}25'22,3''$  BT. Kegiatan Gunung Krakatau sejak tahun 416 hingga saat ini diperlihatkan pada Tabel 11.1

Pada Tabel 11.1 tertulis bahwa kegiatan Gunungapi Krakatau diawali dengan pembentukan sebuah kerucut komposit gunungapi purba yang diperkirakan mencapai ketinggian 2000 m di atas permukaan air laut. Gunungapi purba ini membangun tubuh kerucutnya selama periode konstruksi I gunungapi komposit, terdiri atas perselingan bahan piroklastika berbagai ukuran dengan aliran lava berkomposisi andesit. Pada tahap berikutnya terjadi letusan besar yang menghancurkan tubuh kerucut gunungapi itu, yaitu selama periode penghancuran I, memuntahkan bahan piroklastika yang kaya abu gunungapi dan batupung berkomposisi dasit-riolit dalam jumlah yang sangat besar. Sejumlah ahli menduga bahwa tahap penghancuran I ini terjadi pada tahun 416 M, dan membentuk Kaldera Krakatau I.



Gambar 11.2. Produk letusan gunungapi Anakkrakatau yang melempar ke arah laut (Yudhicara dr., 2007).

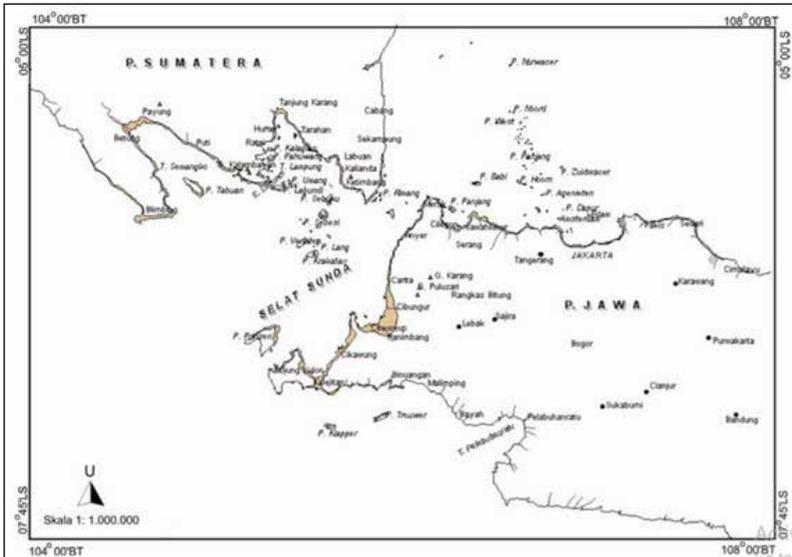
Tabel 11.1. Aktivitas Gunung Krakatau (Sutawidjaja drr., 2006)

Periode	Kegiatan	Keterangan
2566-2667	Periode destruksi IV	
1927, 1963, 2006	Periode konstruksi IV G. Anak Krakatau	1927-1963 : Kerucut Sinder, 1963-sekarang: Kerucut Komposit Komposisi: basal-andesit basal
1961	Periode konstruksi III (G. Rakata, G. Danan, G. Perbuwatan)	Kerucut komposit, lava aliran piroklastika, basal-andesit
1883	Periode destruksi III	Tuf pumis, tebal dan sebarannya seluas 18 km <sup>2</sup> , dasit-riolit
1200	Periode destruksi II	Tuf pumis terlaskan, dasit-riolit
Setelah 416	Periode konstruksi II	Kerucut komposit yang telah hilang. Sisa piroklastika basal skorja di tenggara Pulau Panjang dan timur laut Pulau Rakata.
416	Periode destruksi I	Tuf pumis di timur laut Pulau Rakata
?	Periode konstruksi I (G. Krakatau Purba)	Tinggi 2000 m di atas permukaan laut (dpm) Kerucut komposit terdiri atas lava, piroklastika basal-andesit.

Kegiatan Gunung Krakatau berlanjut ke periode konstruksi II, membentuk kerucut gunungapi yang saat ini telah hilang. Periode ini juga diikuti oleh periode destruksi II pada tahun 1200 M (Winchester, 2003), yang membentuk kaldera II dan melontarkan piroklastika kaya batuapung yang kemudian membentuk ignimbrit terlaskan sempurna di bagian tengah. Berdasarkan hasil penelitian, sebaran endapan piroklastika hasil letusan besar ini mengarah ke tenggara (Bronto, 1990).

Periode penghancuran III terjadi pada 1883, yang telah menghancurkan seluruh kerucut Gunung Danan dan Gunung Perbuatan, serta sebagian kerucut Gunung Rakata. Dalam kegiatan ini letusan sangat eksplosif dan kembali memuntahkan bahan piroklastika yang kaya abu gunungapi dan batuapung berkomposisi dasit-riolit dengan volume lebih dari 18 km<sup>3</sup>. Letusan besar tersebut telah menyebabkan tsunami setinggi 30-40 m sepanjang pantai barat Banten dan sepanjang pantai selatan Lampung (Gambar 11.3), serta menewaskan penduduk sejumlah 36.417 jiwa. Arah utama sebaran endapan piroklastika dan tsunami menuju ke timur laut atau wilayah Kabupaten Lampung Selatan sekarang ini (Bronto, 1990).

Masa istirahat yang relatif pendek berlangsung mulai 1884 sampai Desember 1927, yang diikuti kemudian oleh peristiwa



Gambar 11.3. Genangan (daerah yang diarsir) akibat tsunami yang disebabkan oleh letusan Gunungapi Krakatau tahun 1883 (Verbeek, 1887).

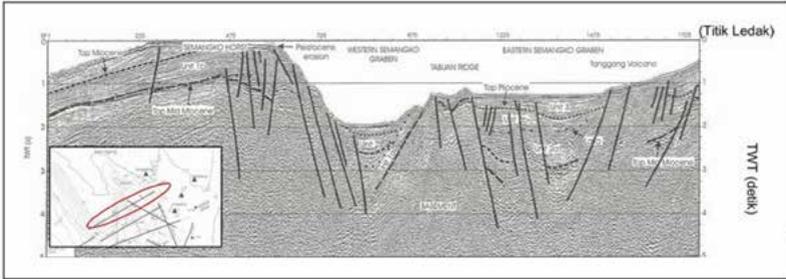
letusan di bawah laut pada 29 Desember 1927. Semburan air laut di dalam kaldera atau di pusat Kompleks Gunung Krakatau menyerupai air mancur yang terjadi terus menerus sampai 15 Januari 1929. Sutawidjaja dr., (2006) dalam laporannya menyebutkan bahwa Stehn pada 20 Januari 1929 mengamati suatu tumpukan material di permukaan laut membentuk pulau kecil yang kemudian dikenal dengan kelahiran Gunung Anakkrakatau. Hingga 1996, gunungapi ini telah meletus sekurang-kurangnya 80 kali. Kegiatannya berupa letusan dan lelehan. Hasil pengukuran pada tahun 2001 menunjukkan bahwa ketinggian Gunung Anakkrakatau telah mencapai 315 mdpl (Sutawidjaja, 2006). Kegiatan gunung ini dapat dipandang sebagai periode konstruksi IV Gunungapi Krakatau di kawasan Selat Sunda yang lebih tepat disebut Gunung Anakkrakatau.

Berdasarkan Tabel 11.2 dapat disimpulkan bahwa Gunungapi Krakatau paling tidak mengalami empat tahap pembangunan dan tiga kali penghancuran. Antara periode penghancuran I (tahun 416) dengan periode penghancuran II (tahun 1200) berjangka waktu 784 tahun. Antara periode penghancuran II (tahun 1200) ke periode penghancuran III (1883) berjangka waktu 683 tahun. Berdasarkan data ini, maka periode penghancuran IV akan terjadi antara tahun (1883+683) hingga tahun (1883+784) atau tahun 2566 hingga 2667 (2500- 2700) (Sutawidjaja dr., 2006). Pada kisaran tahun yang diperkirakan menjadi periode ulang letusan Gunung Anakkrakatau itu diduga bisa menimbulkan tsunami yang dihasilkan oleh volume gunungapi yang ada saat ini.

## **Potensi Tsunami Akibat Longsoran Bawah Laut**

Peristiwa longsoran di bawah laut sangat dipengaruhi oleh perbedaan kedalaman (topografi) dasar laut. Berdasarkan hasil penelitian yang dilakukan oleh GINCO pada 1999 (Beiersdorf dr., 1999), dasar laut perairan Selat Sunda merupakan daerah labil, yang diakibatkan oleh perkembangan struktur geologi aktif, terutama yang berkaitan dengan struktur terban Semangko di antara Tinggian Semangko, Tinggian Tabuan, Tinggian Tanggang dan Tinggian Krakatau (Gambar 11.4).

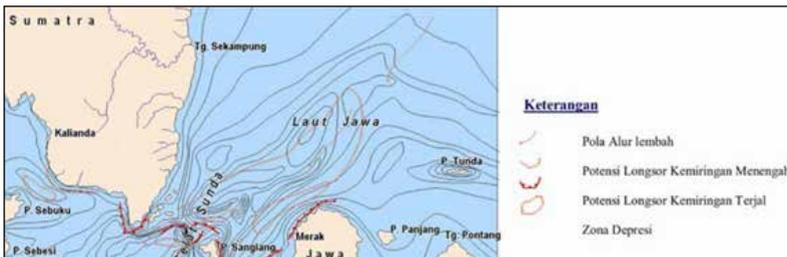
Keberadaan struktur terban ini berpotensi menjadi penyebab terjadinya longsoran di bawah laut (*submarine landslide*) apabila dipicu oleh guncangan besar dari gempa bumi. Kondisi morfologi dasar laut yang didasarkan pada hasil pengukuran kedalaman dasar laut (Kuntoro dr., 1990), memperlihatkan penampakan pola alur dasar laut berupa lembah yang dalam dan di beberapa tempat menyempit



Gambar 11.4. Penampang seismik Lintasan SO 137-21 di Selat Sunda yang menampakkan struktur terban yang berpotensi menimbulkan longsoran bawah laut (Beiersdorf dr., 1999).

dengan kelerengan yang terjal. Hal ini menunjukkan bahwa sekitar perairan ini merupakan daerah berarus cukup kuat dan berpotensi membentuk longsoran di dasar laut (*mass movement*). Di pantai barat Merak, terlihat kelerengan yang cukup terjal dengan pola sesar yang rapat.

Kondisi ini diperkirakan dapat berkembang menjadi bidang longsoran bawah laut yang aktif. Di bagian dasar hingga sekitar dinding lereng, terdapat kantong-kantong sedimen yang tak terkonsolidasi, sehingga ketika arus pada alur lembah semakin kuat, sedimen tersebut bergerak turun mengikuti alur-alur yang ada (Gambar 11.5). Kondisi tersebut, dapat berpotensi



Gambar 11.5. Potensi longsoran bawah laut berdasarkan interpretasi seismik (Kuntoro dr., 1990).

menimbulkan kenaikan muka air laut (tsunami), meskipun dalam skala yang sangat kecil dan bersifat lokal.

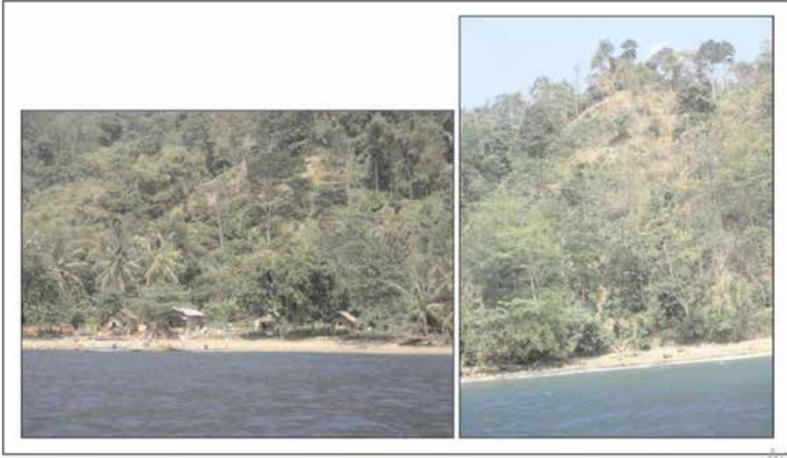
## **Potensi Tsunami Akibat Longsoran**

Di pantai wilayah perairan Selat Sunda umumnya memperlihatkan bentuk pantai berteluk seperti yang diperlihatkan oleh Teluk Semangko, Teluk Lampung dan Teluk Banten. Morfologi sepanjang pantai memperlihatkan variasi yang relatif landai hingga bergelombang.

Wilayah sekitar Teluk Semangko merupakan wilayah yang secara geomorfologis didominasi oleh perbukitan, mulai dari perbukitan landai hingga perbukitan sangat terjal. Beberapa lokasi, seperti Kampung Ketapang dan Kampung Karang Bolong merupakan pantai bertebing, sedangkan daerah pedataran sempit terdapat di beberapa lokasi seperti di Way Nipah dan Limau.

Daerah sekitar Teluk Semangko yang dibentuk oleh perbukitan terjal dan didominasi oleh litologi batuan vulkanik yang belum terkompaksi kuat, menyebabkan rawan terhadap bencana longsor, terutama apabila ditunjang oleh curah hujan yang tinggi. Bahkan di daerah Kampung Kekabu dan Betung Tangkai yang terletak di kedua sisi Teluk Semangko terbentuk perbukitan yang disusun oleh litologi batuan vulkanik Kuartar memiliki tingkat pelapukan cukup tinggi, yang dapat memicu terjadinya longsor (Gambar 11.6).

Penampakan morfologi yang relatif curam sepanjang pesisir, yang dibentuk oleh sesar aktif mendatar Semangko di daerah ini, merupakan salah satu faktor yang menunjang kemungkinan terjadinya pergerakan kerak bumi (gempabumi) yang dapat memicu lebih seringnya terjadi longsoran. Karena posisinya yang berbatasan dengan laut, maka produk longsoran yang dihasilkan berpotensi mengganggu kolom air laut dan



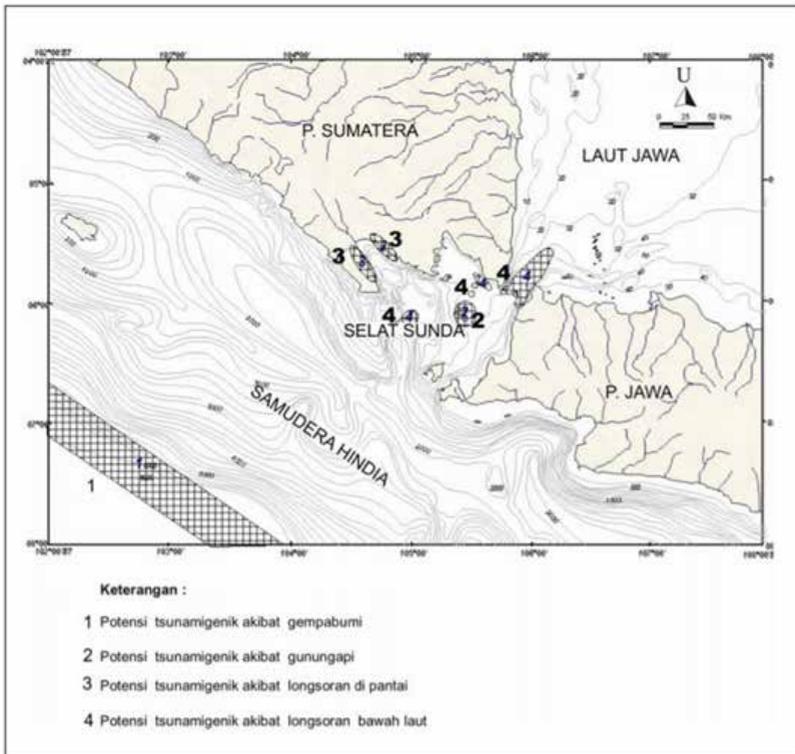
Gambar 11.6. Kenampakan morfologi di Kampung Kekabu (kiri), dan Betung Tangkai (kanan), Teluk Semangko (Yudhicara drr., 2007).

menimbulkan tsunami di perairan Selat Sunda dan sekitarnya, meskipun dalam skala kecil dan lokal. Faktor pemicu lain yang dapat menghasilkan longsoran di daerah Teluk Lampung dan Teluk Semangko adalah curah hujan yang tinggi pada periode Desember hingga Februari (BMG, 2008).

Mengacu kepada klasifikasi Nichols dan Edmunson (1975) yang didasarkan pada pembagian kelas kemiringan lereng, maka daerah perbukitan di kedua sisi Teluk Semangko termasuk ke dalam kategori perbukitan agak terjal hingga sangat terjal (15%-63%). Sementara berdasarkan pembagian zona kerentanan gerakan tanah, kemiringan lereng tersebut termasuk ke dalam kategori zona kerentanan gerakan tanah menengah hingga tinggi (PVMGB, 2007).

Dari hasil perhitungan, perbukitan yang mempunyai kerawanan tinggi terhadap bencana gerakan tanah memiliki luas 123 km<sup>2</sup> dengan ketinggian rata-rata 250 m, maka diperoleh volume 30,75 km<sup>3</sup>. Dengan asumsi kedalaman bidang gelincir

rata-rata sebesar 5 m, maka diperoleh volume material yang dapat longsor ke arah laut sebesar  $\sim 1,5 \text{ km}^3$  (PVMBG, 2007). Volume material sebesar ini dapat mengganggu kolom air laut dan menimbulkan tsunami meskipun kecil dan bersifat lokal. Berdasarkan *Katalog Tsunami* Soloviev dan Go (1974), pada 1851 teramati adanya kenaikan muka air laut yang signifikan di Teluk Betung dan Teluk Lampung, yang kemungkinan disebabkan oleh fenomena longsor di pantai atau lepas pantai.



Gambar 11.7. Potensi tsunamigenik di Selat Sunda.

Begitu kompleksnya kondisi tektonik Selat Sunda, membuat daerah ini memiliki potensi tsunamigenik yang beragam, yaitu tsunamigenik yang berasal dari gempa bumi yang berkaitan dengan zona subduksi Sunda, letusan gunung api bawah laut (Gunung api Anak Krakatau), longsoran di kawasan pantai (Teluk Semangko dan Teluk Lampung), dan longsoran bawah laut (submarine landslide) di perbatasan antara perairan Selat Sunda dengan Laut Jawa (Gambar 11.7). Peristiwa tsunami di masa lampau yang tertulis dalam *Katalog Tsunami* Soloviev dan Go (1974) dapat dijelaskan dengan baik berdasarkan hasil kajian tersebut.

Dengan demikian, hasil kajian di atas membuktikan bahwa tsunami yang terjadi di Selat Sunda di masa lampau dipengaruhi oleh kondisi geologi dan tektonik di wilayah ini. Oleh karena itu, dapat disimpulkan bahwa sumber tsunamigenik di perairan Selat Sunda dapat diakibatkan oleh gempa bumi yang berkaitan dengan subduksi Sunda, letusan Gunung api bawah laut Krakatau, longsoran di pantai, dan longsoran bawah laut di sekitar Selat Sunda.

*\*Yudhicara bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana dan  
K. Budiono bekerja di Pusat Penelitian dan  
Pengembangan Geologi Kelautan, Balitbang ESDM.*

# **Landaan Tsunami di Pantai Banten**

**Oleh:**

**Supartoyo dan Deden Junaedi**

*Hasil pengukuran landaan tsunami di pantai Provinsi Banten memperlihatkan tinggi rendaman di darat tertinggi adalah 390 cm di Kampung Sumur, Desa Sumberjaya, Kecamatan Sumur, Kabupaten Pandeglang. Jarak landaan tsunami ke arah darat terjauh adalah 274 m di Desa Banyuasih, Kecamatan Cigeulis, Kabupaten Pandeglang.*

Pada hari Sabtu, 22 Desember 2018, sekitar pukul 21.30 WIB wilayah Selat Sunda terlanda bencana tsunami. Kejadian tersebut tanpa diawali oleh adanya tanda-tanda terjadinya tsunami dan tanpa adanya peringatan dini dari pihak terkait. Akibatnya masyarakat yang tinggal dan sedang beraktivitas di daerah pantai tidak siap menghadapi tsunami tersebut, dan mengakibatkan korban jiwa cukup besar. Bencana tsunami menerjang tidak hanya wilayah Banten, tetapi juga Lampung Selatan. Kejadian ini mengakibatkan bencana di wilayah Selat Sunda, tercatat lebih dari 431 orang meninggal di Lampung dan Banten.

Kejadian ini tercatat oleh stasiun pasang surut Badan Informasi Geospasial (BIG) dengan data waktu tiba dan tinggi gelombang pertama, sebagai berikut: Stasiun Marina Jambu (Desa Bulakan, Kecamatan Cinangka, Kabupaten Serang, Banten) tiba pada pukul 21:27 WIB, dengan ketinggian 1,4 m; Stasiun Banten (Pelabuhan Ciwandan, Kota Cilegon, Banten) tiba pada pukul 21:40 WIB, dengan ketinggian 0,27 m; Stasiun Kota Agung (Kecamatan Kota Agung, Kabupaten Tanggamus, Lampung) tiba pada pukul 21:35 WIB, dengan ketinggian 0,31 m; dan Stasiun Panjang (Pelabuhan Panjang, Kota Bandar Lampung, Lampung) tiba pada pukul 21:27 WIB, dengan

ketinggian 0,36 m.

Kejadian tsunami pada penghujung 2018 ini bukanlah yang pertama kali terjadi di wilayah Selat Sunda. Tsunami dahsyat pernah melanda pada 27 Agustus 1883 akibat letusan dahsyat Gunungapi Krakatau. Pada waktu itu korban jiwa tercatat 36.417 (Verbeek, 1885 dalam Hakim 1981). Berdasarkan catatan kejadian tsunami daerah Selat Sunda diperkirakan sebelumnya telah mengalami 11 kejadian tsunami, yaitu pada 416, Oktober 1722, 24 Agustus 1757, 4 Mei 1851, 9 Januari 1852, 27 Agustus 1883, 10 Oktober 1883, Februari 1884, Agustus 1889, 26 Maret 1928, 22 April 1958 (Soloviev dan Go, 1974 dalam Yudhicara dan Budiono, 2008).

Karena pantai Selat Sunda rawan terhadap bencana tsunami, maka harus ditingkatkan serangkaian upaya mitigasi untuk mengurangi risiko yang ditimbulkan, apalagi wilayah ini berpotensi untuk berkembang pada masa datang sebagai salah satu destinasi wisata.

## **Karakteristik Pantai Selat Sunda Daerah Banten**

Berdasarkan pengamatan lapangan dan kenampakan peta topografi, terlihat bahwa umumnya pantai di daerah Serang dan Pandeglang tergolong sebagai pantai landai, kecuali sebagian pantai di daerah Tanjung Lesung. Pantai landai tersebut mempunyai ciri-ciri: kemiringan kurang dari  $10^\circ$  dan beda tinggi antara daratan dan muka air laut kurang dari 3 m; umumnya tersusun oleh pasir lepas berwarna putih abu-abu hingga kecoklatan dengan ukuran butir pasir sedang hingga pasir kasar. Adapun sebagian pantai di Tanjung Lesung yang memiliki relief sedang hingga tinggi tersusun oleh batuan rombakan gunungapi berumur Tersier terdiri dari breksi

gunungapi, lava dan tufa. Pada beberapa tempat seperti di Pantai Anyer, pantai landai tersebut tersusun oleh batugamping koral berumur Kuartar. Pada kejadian tsunami 22 Desember 2004, landaan tsunami dapat masuk jauh ke darat karena kondisi pantai landai dan umumnya tanpa adanya bangunan penghalang pantai berupa dinding penahan pantai, serta vegetasi yang memadai.

Pada pantai landai dengan adanya dinding penahan pantai juga mengalami kerusakan karena mekanisme gerusan (*scouring*) akibat tsunami. Sepanjang pantai pada kawasan sempadan pantai pada umumnya bukan merupakan jalur hijau, tetapi telah berubah menjadi aktivitas manusia berupa permukiman, hotel, cottage dan kawasan wisata. Informasi



Gambar 12.1. Pantai landai tersusun oleh batugamping koral Kuartar di Palabuhan Paku, Kecamatan Anyer, Kabupaten Serang.



Gambar 12.2. Pantai landau tersusun oleh endapan pantai. Terlihat tanggul pantai hancur akibat tsunami. Lokasi pantai Cibenda, Kecamatan Carita, Kabupaten Pandeglang.

berkaitan dengan jalur dan lokasi evakuasi penyelamatan diri sewaktu terjadi tsunami ada di beberapa tempat, tetapi belum dipahami dengan baik oleh masyarakat dan pengunjung wisata.

## **Dampak Tsunami di Banten**

Tsunami melanda kawasan pantai di Selat Sunda, yaitu pantai Lampung Selatan Lampung; pantai Serang dan Pandeglang, Banten. Berdasarkan pengamatan lapangan, kejadian tsunami di Banten mengakibatkan korban jiwa, kerusakan prasarana pantai (jalan, jaringan listrik, jaringan telekomunikasi, dinding penahan ombak), kerusakan bangunan, dan gerusan pantai (*scouring*) yang terdapat di pantai Cimanggu dan Sumur,



Gambar 12.3. Kondisi di Resort Tanjung Lesung tempat acara gathering PLN setelah terjadi bencana tsunami.

Pandeglang. Menurut data BNPB tanggal 29 Desember 2018, kejadian tsunami tersebut mengakibatkan 431 orang meninggal, 15 orang hilang, 7.200 orang luka-luka dan 46.646 orang mengungsi.

Berdasarkan wawancara dengan masyarakat di daerah bencana, pada saat kejadian tsunami di Resort Tanjung Lesung sedang ada dua acara *gathering*, yaitu PLN dan Kemenpora. Sementara itu, di kota Kecamatan Sumur sedang ada kegiatan pasar malam. Hal ini mengakibatkan terjadinya korban jiwa yang cukup besar. Korban meninggal di Resort Tanjung Lesung sekitar 106 orang, sedangkan di Kecamatan Sumur sekitar 64 orang.

Hasil pengukuran landaan tsunami di Banten memperlihatkan bahwa nilai tinggi rendaman di darat (*Flow*

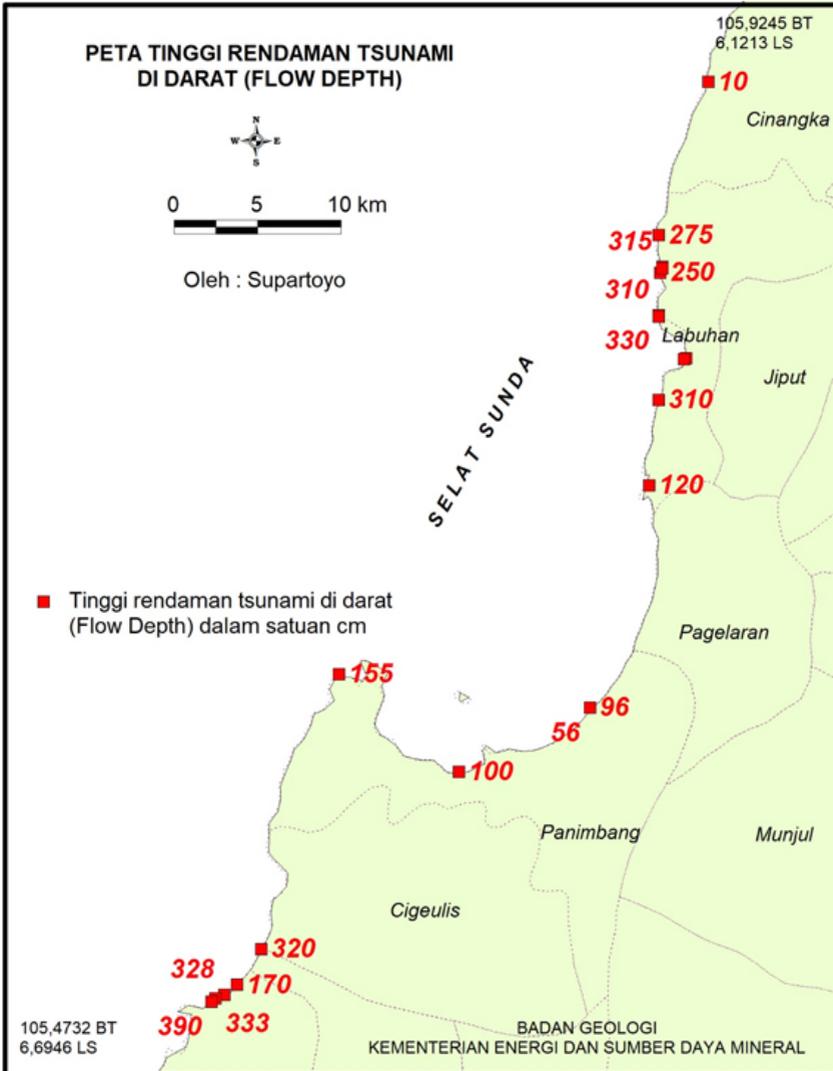
Tabel 13.1. Hasil pengukuran landaan tsunami di wilayah Banten.

No	Lokasi Pengukuran	Bujur	Lintang	FD (cm)	TH (cm)	RD (m)	Keterangan
1	Plb Paku, Anyer, Serang	105.9210461	6.048904611		100	8	
2	H. Jayakarta, Anyer, Serang	105.8806038	6.109610545			6	
3	Tawing Muhara, Kr Suraga, Cinangka, Serang	105.85435	6.16275	10			FD : 42 m dr pantai
4	Tawing Muhara, Kr Suraga, Cinangka, Serang	105.8543579	6.162747201			84	
5	Pasauran1, Cinangka, Serang	105.8280418	6.288493518			60	
6	Pasauran2, Cinangka, Serang	105.8282169	6.2649864			117	
7	Kontainer1, Cinangka, Serang	105.82808	6.26499			121	
8	Kontainer2, Cinangka, Serang	105.8280953	6.264920169	250			FD : 5 m dr pantai
9	Banyuasih, Cigeulis	105.6120549	6.627315525	320	321		FD : 9 m dr pantai
10	Banyuasih, Cigeulis	105.6139643	6.628521681			274	
11	Waterboom Cisiuh, Cimanggu	105.5994965	6.646508239	170			FD:64 m dr pantai, arah tsunami N175°E
12	Tangkilsari, Cimanggu	105.59486	6.65234			213	
13	Tangkilsari, Cimanggu	105.58749	6.65437			142	

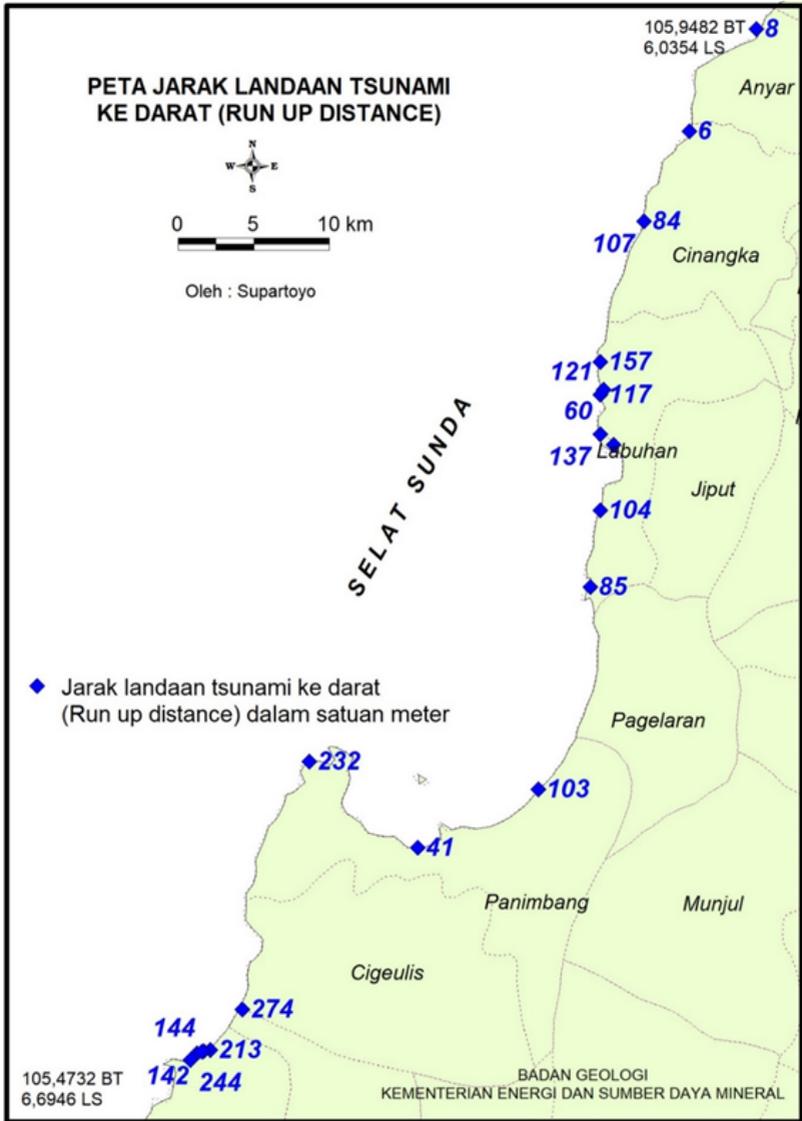
14	Legon, Sumberjaya, Sumur	105.5923518	6.651830077	328			FD : 15 m dr pantai
15	Legon, Sumberjaya, Sumur	105.5912891	6.652975716		144		
16	Legon, Sumberjaya, Sumur	105.59024	6.65337		167		
17	Basisir, Sumberjaya, Sumur	105.5874923	6.653932091	333			FD : 34 m dr pantai
18	Sumur, Sumberjaya, Sumur	105.5853716	6.655603191	390			FD : 40 m dr pantai
19	Kota Sumur	105.58322	6.65819		244		
20	Resort Tj Lesung	105.65436	6.48011	155			FD : 50 m dr pantai
21	Resort Tj Lesung	105.65376	6.48175		232		
22	Sinar Laut, Panimbang	105.7901499	6.497991979	96			FD : 32 m dr pantai
23	Sinar Laut, Panimbang	105.7903878	6.498209825	56			FD : 68 m dr pantai
24	Sinar Laut, Panimbang	105.7906636	6.498367907		103		
25	Mekarsari, Panimbang	105.7194225	6.532647377		41		
26	Mekarsari, Panimbang	105.7194283	6.532282177	125			
27	Mekarsari, Panimbang	105.719422	-6.532441	100			FD : 15 m dr pantai
28	Kasepen, Skjadi, Carita	105.8543579	6.162747201		107		
29	Kasepen, Skjadi, Carita	105.8415247	6.310851658	54			FD : 93 m dr pantai
30	Kasepen, Skjadi, Carita	105.8409273	6.311300173	176			FD : 46 m dr pantai
31	Cibenda, Skrame, Carita	105.8269479	6.288144579	330			FD : 60 m dr pantai
32	Cibenda, Skrame, Carita	105.826736	6.287790611	310			FD : 37 m dr pantai

33	Cibenda, Skrame, Carita	105.82804	6.28849		137	
34	Cibenda, Skrame, Carita	105.827179	6.288634166	80		FD : 39 m dr pantai
35	Dukuh, Sukanegara, Carita	105.8269624	6.244819863	275		FD : 48 m dr pantai
36	Dukuh, Sukanegara, Carita	105.82818	6.24571		157	
37	BTS Smartfren, Carita	105.82884	6.2617		562	
38	BTS Smartfren, Carita	105.82892	6.26183	315		FD : 8 m dr pantai
39	BTS Smartfren, Carita	105.8298573	6.262032688		191	
40	BTS Smartfren, Carita	105.8292401	6.262580864	230		FD : 60 m dr pantai
41	Hotel Padasuka, Carita	105.83583	6.29468		34	
42	Carita	105.8291842	6.261603702			Arah tsunami N110°E
43	Hotel Bellmone, Pasir Wuni, Pejamben, Carita	105.82707	6.3332	310		FD : 50 m dr pantai
44	Hotel Bellmone, Pasir Wuni, Pejamben, Carita	105.82762	6.33328		104	
45	Kota Kec Labuan	105.8215265	6.378863007	120		FD : 45 m dr pantai
46	Kota Kec Labuan	105.8221951	6.378673911		85	
47	Kota Kec Labuan	105.8214063	6.378662763			Arah tsunami N123°E

Keterangan: FD : Flow Depth (dalam satuan cm) TH : Tsunami Height (dalam satuan cm) RD : Run up Distance (dalam satuan m)



Gambar 12.4. Peta tinggi rendaman tsunami di darat. Angka merah memperlihatkan tinggi rendaman tsunami di darat dalam satuan sentimeter.



Gambar 12.5. Peta jarak landaan tsunami ke darat. Angka biru memperlihatkan jarak landaan tsunami ke darat dalam satuan meter.



Gambar 12.6. Gerusan akibat tsunami (scouring) di pantai Cigeulis, Kabupaten Pandeglang.



Gambar 12.7. Jejak material tsunami untuk mengukur RD. Pada lokasi ini RD: 274 m di pantai Cigeulis, Kabupaten Pandeglang.



Gambar 12.8. FD setinggi 390 cm di pantai Kampung Sumur, Desa Sumberjaya, Kecamatan Sumur, Pandeglang.



Gambar 12.9. Jejak tinggi rendaman tsunami pada dinding bangunan (water mark). FD di lokasi ini 80 cm di Kampung Cibenda, Kecamatan Carita, Kabupaten Pandeglang.

*Depth/ FD*) berkisar antara 10 cm hingga 390 cm. FD tertinggi (390 cm) terdapat di Kampung Sumur, Desa Sumberjaya, Kecamatan Sumur, Pandeglang. Tinggi tsunami di garis pantai (*Tsunami Height/ TH*) berkisar antara 100 cm hingga 562 cm. Jarak landaan tsunami ke arah darat (*Run up Distance/ RD*) berkisar antara 6 m hingga 274 m. RD terjauh (274 m) terdapat di Desa Banyuasih, Kecamatan Cigeulis, Pandeglang. Kondisi tersebut terjadi karena karakteristik pantai landai, jarang vegetasi dan juga jarang terdapat tanggul pantai. Tanggul pantai yang ada sebagian besar rusak diterjang tsunami. Hasil selengkapnya pengukuran landaan tsunami ditampilkan pada tabel 12.1.



Gambar 12.10. Jejak material tsunami untuk mengukur RD di lokasi BTS smartfren, Desa Sukanegara, Kecamatan Carita, Kabupaten Pandeglang. Pada lokasi ini RD: 191 m.

Pengamatan lapangan memperlihatkan pada beberapa lokasi terdapat pola vegetasi roboh yang dapat memberi petunjuk arah datangnya tsunami dengan peralatan kompas geologi. Arah datangnya tsunami di kota Kecamatan Labuan adalah  $N 123^{\circ}E$ , di pantai Cisiih, Kecamatan Cimanggung adalah  $N 175^{\circ}E$ , dan di Pantai Carita adalah  $N 110^{\circ}E$ .

Pengamatan lapangan memperlihatkan bahwa vegetasi atau pohon besar cukup ampuh untuk mengurangi energi terjangan tsunami. Contohnya adalah beberapa rumah penduduk di Kampung Sabolo, Desa Sukarame, Kecamatan Carita, Pandeglang, masih berdiri utuh meski bangunan di sekitarnya rusak. Sayangnya hanya pada lokasi itu terdapat

pohon besar.

Pengamatan lapangan dan wawancara dengan masyarakat setempat memperlihatkan bahwa masyarakat di daerah bencana tidak melihat adanya tanda-tanda tsunami dan tanpa peringatan dini dari pihak terkait. Oleh karena itu, terlihat bahwa masyarakat tidak siap dalam menghadapi bencana tsunami tersebut. Kota Kecamatan Sumur yang terletak di tepi pantai merupakan kawasan padat penduduk dan terlihat bahwa kota kecamatan tersebut tidak dirancang aman terhadap tsunami. Lokasi pasar malam yang terdapat di kota Kecamatan Sumur merupakan pantai landai dengan jarak kurang dari 120 meter dari garis pantai.



Gambar 12.11. Rebahan rumput untuk mengukur arah datangnya tsunami. Lokasi pantai Carita dan arah datangnya tsunami N 110°E.



Gambar 12.12. Beberapa rumah penduduk masih berdiri utuh karena adanya vegetasi besar, meski bangunan di sekitarnya rusak. Lokasi Kampung Sabolo, Desa Sukarame, Kecamatan Carita, Kabupaten Pandeglang.



Gambar 12.13. Lokasi kegiatan pasar malam di Kota Kecamatan Sumur setelah terlanda tsunami.

## Polemik Penyebab Tsunami

Sebelum terjadi tsunami tanggal 22 Desember 2018, telah terjadi letusan GAK secara menerus sejak bulan Juni 2018 dengan tipe letusan strombolian. Letusan tersebut berfluktuasi tetapi tidak ada peningkatan intensitas yang signifikan. Selama letusan tersebut tidak terlihat adanya gangguan yang mengakibatkan naiknya gelombang air laut.

Hingga tulisan ini dibuat masih menjadi bahan diskusi tentang apa penyebab dan bagaimana tsunami ini terjadi. Para ahli kebumihan saling membuat hipotesis tentang penyebab tsunami ini. Ada bahan menarik yaitu tercatatnya kejadian gempabumi oleh stasiun gempabumi GFZ Jerman pada 22 Desember 2018 pukul 20:55:48 WIB dengan kekuatan 5,1 Mw (*moment magnitude*) kedalaman 5 km, koordinat pusat gempabumi 105,67 BT dan 6,16 LS dengan mekanisme sesar mendatar.

Ada pendapat yang menyatakan bahwa tsunami yang terjadi pada 22 Desember 2018 diperkirakan dipicu oleh longsoran atau jatuhnya sebagian tubuh dan material GAK (*flank collapse*) khususnya di sektor selatan dan barat daya. Data citra satelit dari BPPT memperkuat dugaan ini dengan luas area longsoran diperkirakan sekitar 64 hektar (ha).

Ada pula yang berpendapat bahwa tsunami tersebut bukan hanya dipicu oleh longsornya sebagian tubuh GAK, tetapi juga dipicu adanya letusan samping sesuai dengan saksi mata beberapa nelayan asal Lampung sebagaimana diberitakan di harian *Tribun Lampung* tanggal 30 Desember 2018. Berdasarkan data gempabumi dari stasiun GFZ Jerman, ada pula para ahli yang mengaitkan longsoran tersebut dipicu oleh kejadian gempabumi.

Dengan data sementara tersebut dapat diperkirakan bahwa longsoran diduga menjadi salah satu parameter pemicu

tsunami, tetapi masih menyisakan pertanyaan, antara lain apakah penyebab longsor tersebut dan faktor lain yang mungkin memicu terjadinya tsunami. Akankah penyebab kejadian tsunami penghujung tahun 2018 itu bisa terus menjadi misteri? Semoga dengan adanya kegiatan penelitian setelah aktivitas Gunungapi Anak Krakatau (GAK) menurun dapat diperoleh data yang diharapkan dapat menguak misteri tentang penyebab dan mekanisme kejadian tsunami tersebut.

Berdasarkan uraian di atas berkaitan dengan kejadian tsunami tanggal 22 Desember 2018, maka dapat disimpulkan beberapa hal sebagai berikut. *Pertama*, pantai Selat Sunda di Provinsi Banten merupakan daerah rawan tsunami yang bersumber dari longsor tubuh GAK, material letusan GAK dan zona subduksi/ megathrust Selat Sunda yang terletak di selatan Banten. *Kedua*, karakteristik pantai di Selat Sunda daerah Banten pada umumnya merupakan pantai landai dengan kemiringan kurang dari  $10^\circ$ , kecuali sebagian pantai yang terletak di Tanjung Lesung. Pantai landai tersebut jarang terdapat penghalang pantai berupa dinding pantai atau tanggul pantai dan vegetasi, sehingga rawan terhadap tsunami. *Ketiga*, hasil pengukuran landaan tsunami memperlihatkan bahwa tinggi rendaman tsunami di darat (FD) berkisar 10 cm hingga 390 cm, tinggi tsunami di garis pantai (TH) berkisar antara 100 cm hingga 562 cm, dan jarak landaan tsunami ke arah darat (RD) berkisar antara 6 m hingga 274 m. *Keempat*, hingga tulisan ini dibuat masih belum dapat disimpulkan penyebab sesungguhnya tsunami tanggal 22 Desember 2018.

Adapun sumbang saran bagi pemangku kepentingan dalam mengantisipasi kejadian serupa, di antaranya sebagai berikut: *Pertama*, wajib melakukan pemasangan peralatan sistem peringatan dini tsunami yang bersumber selain dari aktivitas gempabumi tektonik, yaitu aktivitas gunungapi, longsor

tubuh gunungapi dan sumber pembangkit tsunami lainnya. *Kedua*, data landaan tsunami dan peta kawasan rawan bencana tsunami daerah Banten yang dikeluarkan oleh Badan Geologi agar dipergunakan pada tahap berikutnya, yaitu rehabilitasi dan rekonstruksi.

*Ketiga*, pemerintah Provinsi Banten, Kabupaten Serang dan Pandeglang agar meningkatkan upaya mitigasi tsunami secara struktural dan nonstruktural guna meningkatkan pemahaman masyarakat tentang tsunami sehingga dapat mengurangi risiko bencana tsunami. Berdasarkan pemeriksaan lapangan, masyarakat di Kabupaten Serang dan Pandeglang masih jarang mendapatkan sosialisasi, simulasi dan pelatihan tentang tsunami. *Keempat*, bangunan yang terletak pada kawasan rawan bencana tsunami agar dipindah ke tempat yang lebih aman. Data dari Badan Geologi dapat dipergunakan untuk melakukan pemindahan bangunan yang terletak pada kawasan rawan bencana tsunami.

*Kelima*, agar pemerintah Provinsi Banten, Kabupaten Serang dan Pandeglang segera merevisi RTRW (Rencana Tata Ruang Wilayah) kawasan pesisir Selat Sunda berdasarkan peta kawasan rawan bencana geologi yang dikeluarkan oleh Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral mencakup bencana gempabumi, tsunami, letusan Gunungapi dan gerakan tanah. *Keenam*, agar Pemerintah Provinsi Banten, Pemerintah Kabupaten Serang dan Pandeglang memasukkan materi kebencanaan geologi berupa gempabumi, tsunami, letusan gunungapi dan gerakan tanah ke dalam kurikulum pendidikan agar para guru dan pelajar dapat meningkatkan pengetahuan tentang mitigasi bencana geologi.

*\*Supartoyo dan Deden Junaedi,  
bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi*

# **Genetika Tsunami Tektonik Gunungapi Anak Krakatau**

**Oleh:**

**A.Soehaimi, R.Isnu Sulistiyawan,  
Y. Sopyan dan R.M.Wahyudiono**

*Fenomena tsunami tektonik pada 22 Desember 2018 terjadi akibat longsornya material hasil letusan Gunungapi Anakkrakatau yang tertumpuk di sisi bagian barat daya gunungapi ini yang dipicu oleh deformasi gempabumi patahan aktif mendatar mengangan turun berarah dan berkemiringan N124°E/81°. Diharapkan fenomena bencana alam seperti ini dapat dijadikan pembelajaran dalam menyikapi gunungapi aktif yang terletak di lautan.*

Kompleks Gunungapi Krakatau terletak di tengah Selat Sunda, antara daratan Sumatra bagian selatan dan daratan Jawa bagian barat. Pada awalnya gunungapi ini berupa gunungapi strato yang aktif. Pada tahun 416, gunungapi ini meletus, sehingga terpecah menjadi tiga bagian yang disebut sebagai Pulau Panjang, Pulau Sertung dan Gunungapi Rakata. Pulau Gunungapi Rakata memiliki tiga gunungapi yakni Gunungapi Rakata di bagian selatan pulau, Gunungapi Danan di bagian tengah dan Gunungapi Perbuatan di bagian utara. Pada 1883, terjadi letusan dahsyat Gunungapi Rakata yang mengakibatkan bagian utara Pulau Rakata yang terdiri dari Gunungapi Danan dan Perbuatan, mengalami kehancuran dan terbenam di bawah permukaan laut. Pada 1927, muncul gunungapi baru disebut sebagai Gunungapi Anakkrakatau ke permukaan laut. Gunungapi tersebut tumbuh dan berkembang sebagai gunungapi aktif hingga kini.

Gunungapi Anakkrakatau sejak Juni 2018, berstatus Waspada (PVMBG, 2018). Aktivitas gunungapi ini dicirikan oleh adanya gempa hembusan, gempa frekuensi rendah, gempa gunungapi dangkal, gempa gunungapi dalam, gempa gempa tremor harmonik, pelepasan uap air dan gas gunungapi, lontaran abu, pasir dan lava pijar gunungapi. Pada Desember

2018, aktivitasnya memperlihatkan letusan magmatik eksplosif lemah tipe strombolian dan letusan efusif berupa aliran lava (PVMBG,2018).

Pada 22 Desember 2018 diperkirakan pukul 20.55.48.3 hingga 21.5.48.3, terjadi tsunami yang menerjang pantai-pantai di Selat Sunda dan sekitarnya. Faktor penyebab terjadinya tsunami ini, masih dalam kajian para peneliti. Kajian ini bertujuan menjelaskan asal-usul (genetika) terjadinya tsumami pada rangkaian peristiwa letusan Anakkrakatau tersebut di atas, dengan harapan peristiwa serupa yang mungkin terjadi di masa datang, dapat dijadikan rujukan dalam menyiapkan langkah-langkah antisipasi dalam mitigasi risiko bencana letusan Anakkrakatau dan bencana-bencana ikutannya seperti tsunami.

## **Tatanan Tektonika Selat Sunda dan Struktur Geologi Gunungapi Anakkrakatau**

Tatanan tektonik Selat Sunda dan sekitarnya menunjukkan kompleks Gunungapi Aktif Anakkrakatau, Gunungapi Tua Panaitan, Gunungapai Tua Sibuku dan Sibesi, Gunungapai Tua dan Muda Rajabasa serta Gunungapi Tua Sukadana, terletak di dalam zona tektonik bukaan (*extention tectonic zone*) Selat Sunda yang berarah barat daya-timur laut (Gambar 13.1). Zona tektonik bukaan ini sebagai akibat gerak tunjaman asimetri miring Busur Sunda di Sumatra bagian selatan dan tunjaman asimetri tegak Busur Sunda di Jawa bagian selatan. Selain tektonik bukaan, di Selat Sunda dan sekitarnya dapat dijumpai kelanjutan patahan mendatar menganan Sumatra yang terbelah dua mengikuti tebing barat dan timur Teluk Semangka.

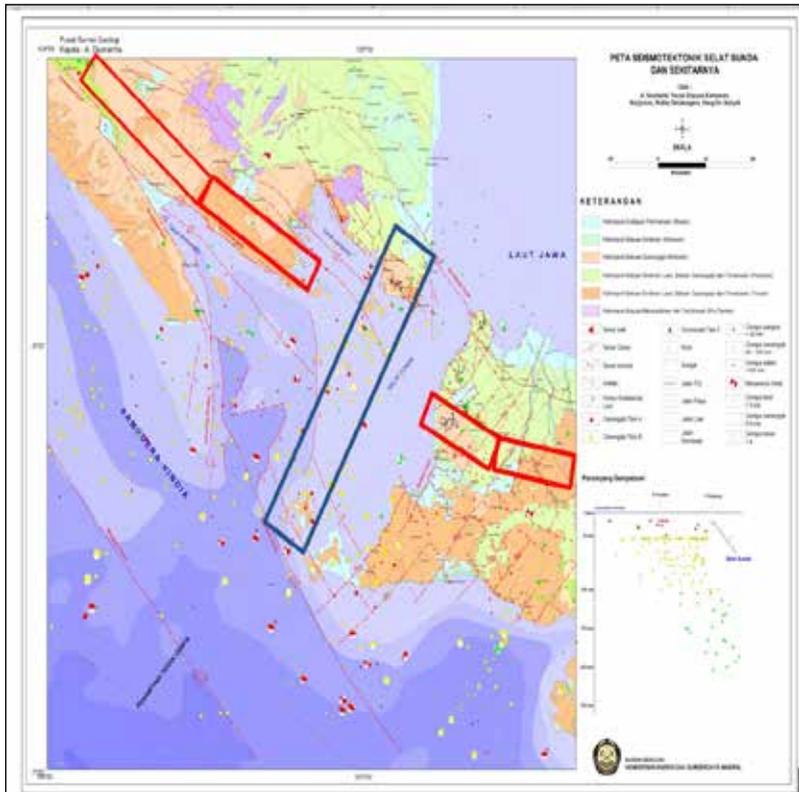
Patahan mendatar menganan Sumatra di Teluk Semangka

sebelah barat terus berlanjut ke selatan Selat Sunda di Samudra Hindia, sedangkan patahan mendatar mengangan Sumatra di Teluk Semangka sebelah timur berlanjut hingga ke pusat Selat Sunda di sebelah selatan kompleks Krakatau. Lajur tunjaman dijumpai sebagai patahan naik Busur Sunda dan patahan mendatar mengangan Mentawai sebagai akibat tunjaman miring Busur Sunda di lepas pantai barat Sumatra. Patahan lain yang menjadi bagian dari tatanan tektonik Selat Sunda ini dikenal sebagai patahan mendatar mengangan Teluk Lampung, patahan mendatar mengangan Sukadana dan Teluk Ratai serta patahan mendatar mengiri Ujungkulon/Banten.

Peta kedalaman laut (batimetri) di dan sekitar kompleks Krakatau (Verbeek, 1886), memperlihatkan dua pola kelurusan batimetri dan morfologi bawah laut yang berarah barat daya-timur laut dan barat laut-tenggara. Kedua pola kelurusan tersebut berdasarkan analisis tatanan tektonik Selat Sunda adalah pola kelurusan struktur geologi pengontrol kompleks Krakatau. Tatanan struktur geologi tersebut menunjukkan Gunungapi Anakkrakatau, sisa Gunungapi Perbuatan serta Gunungapi Danan terletak di dalam sistem cekungan tarikan (*pull apart basin*) di antara dua struktur geologi patahan mendatar mengangan barat dan timur gunungapi tersebut. Di dalam sistem cekungan tarikan ini dapat dijumpai adanya sistem kompresi dan tarikan. Gunungapi Anakkrakatau terletak di zona kompresi, sedangkan Perbuatan dan Danan terletak di zona tarikan. Struktur geologi pengontrol kompleks Krakatau serta pusat gempabumi tanggal 22 Desember 2018 (GFZ, 2018) terlihat pada Gambar 13.2 dan 13.3.

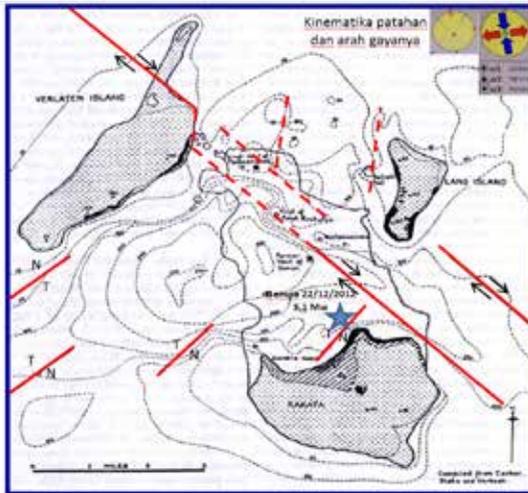
## **Genetika Tsunami Tektonik**

Untuk mengetahui asal-usul tsunami Anakkrakatau pada 22 Desember 2018 telah dilakukan analisis terhadap citra satelit

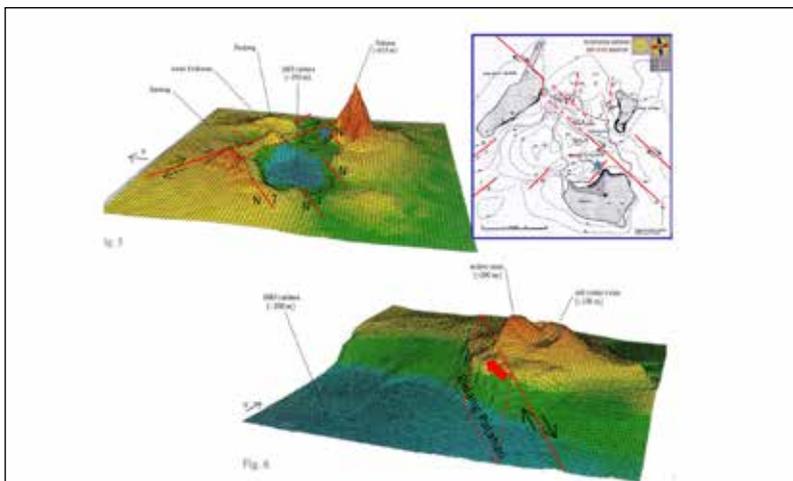


Gambar 13.1. Peta Seismotektonik Selat Sunda dan Sekitarnya (Pusat Survei Geologi, 2012), kotak merah lajur gunungapi Sumatra-Jawa, kotak biru lajur gunungapi Selat Sunda (gunungapi tua Panaitan, Gunungapi Aktif Krakatau, Gunungapi Tua Kepulauan Sibesi, Gunungapi Rajabasa dan sisa Gunungapi Sukadana)

(BPPT, 2018) seperti terlihat dalam Gambar 4. Pada Gambar 4, seperti terlihat di bagian bawah sebelah kiri citra satelit tanggal 11 Desember 2018, pukul 05.33 WIB, tampak morfotektonik di dan sekitar Gunungapi Anak Krakatau samar-samar bersifat cekung (negatif). Pada citra satelit pada 23 Desember 2018, pukul 05.33 WIB, pasca terjadinya gempa bumi dan tsunami



Gambar 13.2. Peta batimetri dan kelurusan struktur geologi kompleks Gunungapi Krakatau (modifikasi dari peta Verbeek, 1886) dan pusat gempa bumi 22 Desember 2018 (GFZ) serta analisis kinematika struktur geologi berdasarkan data mekanismefokal gempa bumi 22 Desember 2018.



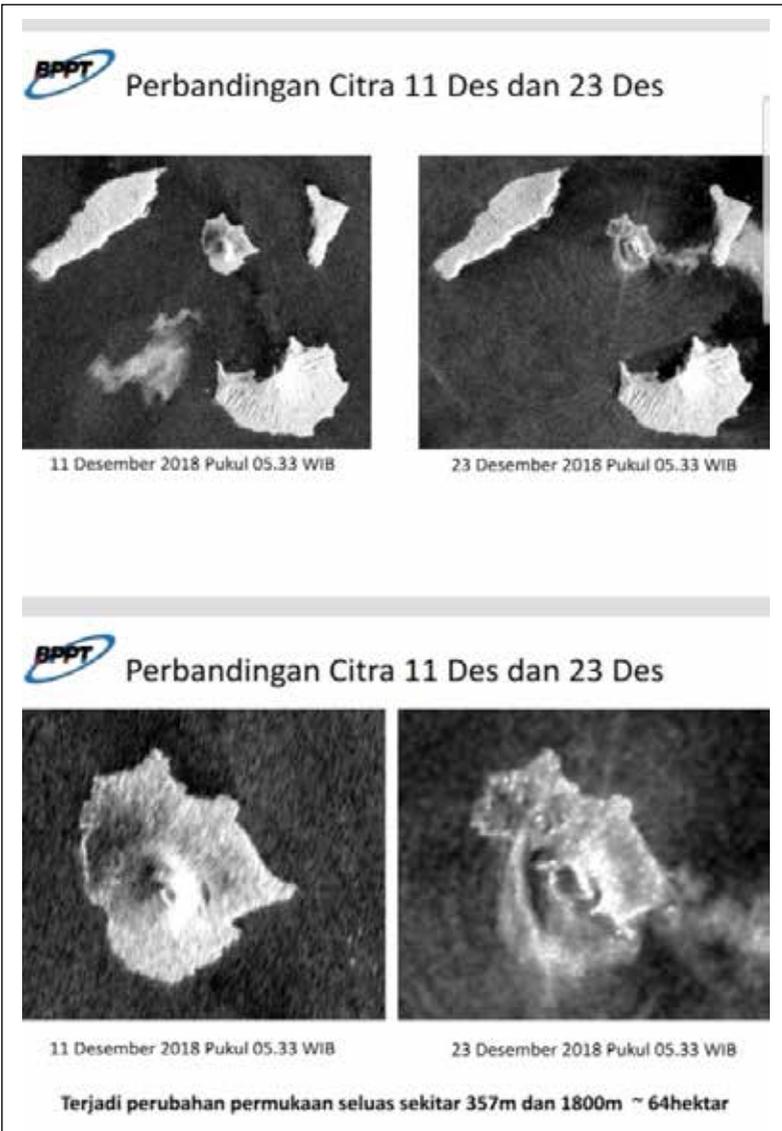
Gambar 13.3. Peta morfotektonik kompleks Gunungapi Krakatau dan struktur geologi Gunungapi Anak Krakatau (modifikasi dari Verbeek, 1886 dan Deplus drr, 1996)

di Selat Sunda, terlihat morfotektonik di sekitar Anakkrakatau terlihat lebih jelas dan bersifat lebih cekung (negatif). Perubahan morfotektonik Anakkrakatau yang terjadi dari 11 hingga 23 Desember 2018 merupakan akibat deformasi tektonik dan gunungapi di dan sekitar Anakkrakatau.

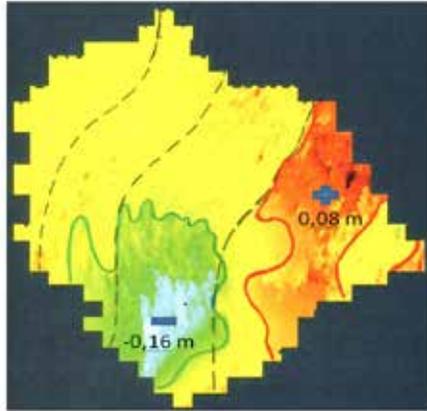
Pada satelit Radar Sentinel-1 A (BPPT, 2018) antara 29 November 2018 hingga 11 Desember 2018, terjadi perubahan *Line of Sight (LOS displacement)* – 0,16 m (negatif warna biru-hijau) di sekitar tubuh Anakkrakatau sebelah baratnya dan 0,08 m (positif warna merah) di bagian timur Anakkrakatau. Pada satelit Radar Sentinel-1 A (BPPT,2018), Anakkrakatau antara 11-23 Desember 2018, terjadi perubahan *LOS displacement* dengan rentang – 0,05 m (negatif warna hijau) di bagian timur Anakkrakatau dan 0,10 m (positif warna merah) di dan sekitar tubuh Anakkrakatau. Berdasarkan perubahan *LOS displacement* pada Radar Sentinel-1 A, antara 11-23 Desember 2018 menunjukkan telah terjadi deformasi tektonik dan gunungapi di dan sekitar tubuh Anakkrakatau (lihat Gambar 5 dan 6).

Pada 22 Desember 2018, pukul 13:55:48.7 UTC atau pukul 20:55:48.7 WIB, terjadi gempa bumi di sekitar Anakkrakatau, dengan pusat gempa bumi terletak pada koordinat 105.44°E dan 6.15°S, berkekuatan 5 Mw, dengan mekanisme fokal gerak patahan mendatar manganan turun dengan bidang nodal:  $Np1= 124^{\circ}, 81^{\circ}, 7^{\circ}$ ,  $Np2= 33^{\circ}, 83^{\circ}, 171^{\circ}$  (GFZ,2018). Analisis lebih lanjut dari parameter gempa bumi tersebut dengan menggunakan *Win Tensor* dan dips menunjukkan patahan aktif pada peristiwa gempa bumi ini berarah dan berkemiringan  $N124^{\circ}E/81^{\circ}$ . Patahan aktif ini terletak disisi bagian barat Anakkrakatau.

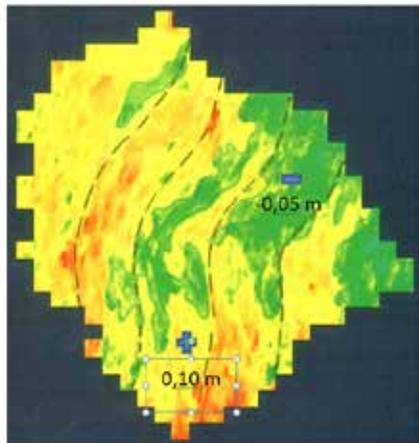
Pada peristiwa gempa bumi ini, bagian barat Anakkrakatau bergerak relatif turun, sedangkan blok bagian timur bergerak



Gambar 13.4. Citra Satelit Gunungapi Anak Krakatau dan sekitarnya (BPPT, 2018)



Gambar 13. 5. Satelit Radar Sentinel-1 A (BPPT, 2018) antara 29 November 2018 hingga 11 Desember 2018, terjadi perubahan *LOS displacement* dengan rentang - 0,16 m (biru-hijau) dan 0,08 m (merah)



Gambar 13.6. Satelit Radar Sentinel-1 A (BPPT, 2018) Anakkrakatau antara 11-23 Desember 2018, terjadi perubahan *LOS displacement* dengan rentang - 0,05 m (hijau) dan 0,10 m (merah-kuning)

relatif naik. Mekanisme fokal gempabumi dapat dilihat dalam Gambar 13.7, 13.2 dan 13.3. Gempabumi tersebut juga terpantau oleh beberapa stasiun PVMBG secara jelas di Sertung (SRTG), Gunung Gede (PUN) dan PBTG, seperti terlihat dalam Gambar 13.8.

Ditinjau dari posisi kawah Anakkrakatau yang membuka ke arah barat, sepantasnya material hasil letusan selama periode aktivitasnya tertumpuk di sisi barat gunungapi ini. Tumpukan material ini, terletak tepat di atas bidang patahan aktif mendatar menganan turun saat terjadi gempabumi pada 22 Desember 2018 pukul 22:55:48.7 WIB. Gempabumi ini memicu terjadinya longsoran masa dalam jumlah besar di sisi barat Anakkrakatau ke dasar laut dengan kedalaman  $\pm$  300 meter.

Fenomena deformasi gempabumi patahan aktif dan longsornya material hasil letusan Anakkrakatau tersebut adalah penyebab terjadinya tsunami yang menerjang Pantai Anyer dan Pandeglang di sebelah tenggara Selat Sunda. Sedangkan tsunami yang menerjang Pantai Kalianda dan pantai kompleks Pulau Sibesi yang berada di sebelah timur laut Selat Sunda, lebih cenderung disebabkan oleh deformasi pengangkatan tubuh bagian timur Anakkrakatau sebagai bagian barat dari blok patahan aktif mendatar menganan yang bergerak naik dari pada peristiwa gempabumi tersebut.

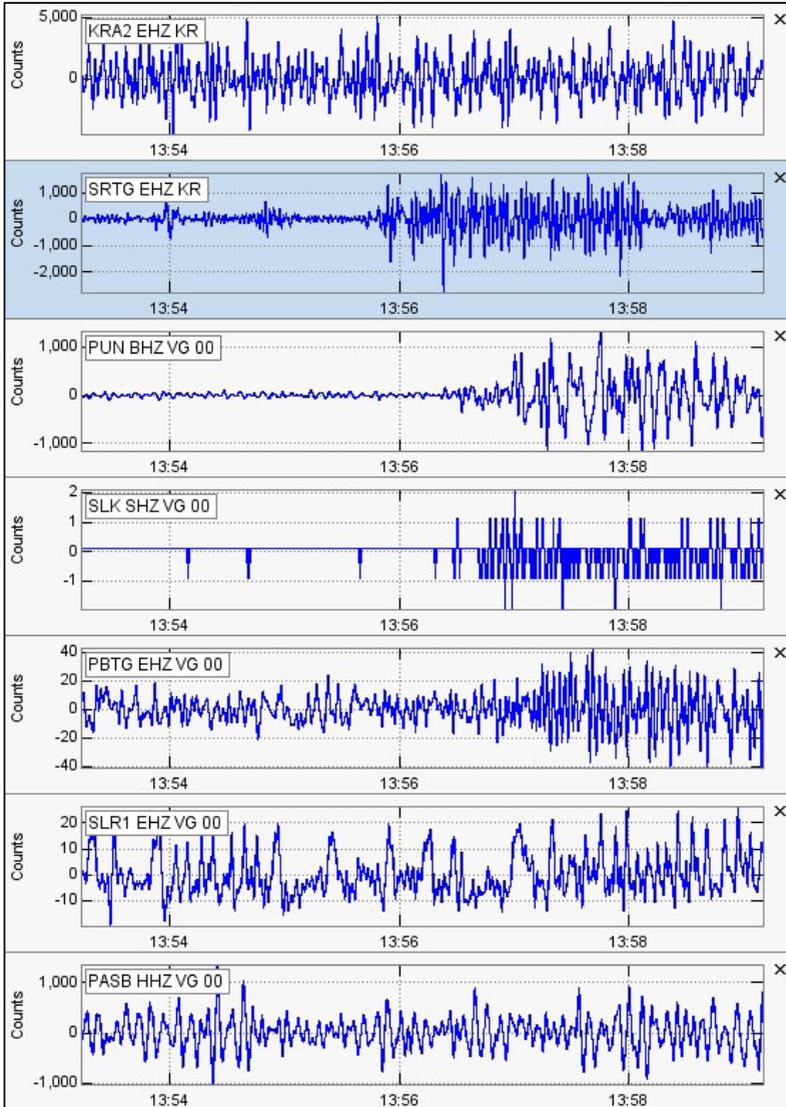
Fenomena tersebut dapat dikonfirmasi dari hasil pengamatan terhadap citra satelit TerraSAR-X tanggal 29 Desember 2018 pukul 05.47 WIB (GFZ, 2018) dan citra dari Kemenkomar pada tanggal yang sama (Gambar 13.9). Terlihat dengan jelas pada Citra GFZ, adanya gawir bekas longsoran memanjang dengan arah relatif utara-selatan di bagian barat tubuh Anakkrakatau. Pada citra Kemenkomar, terlihat jelas adanya masa longsoran yang terendapkan di sebelah barat



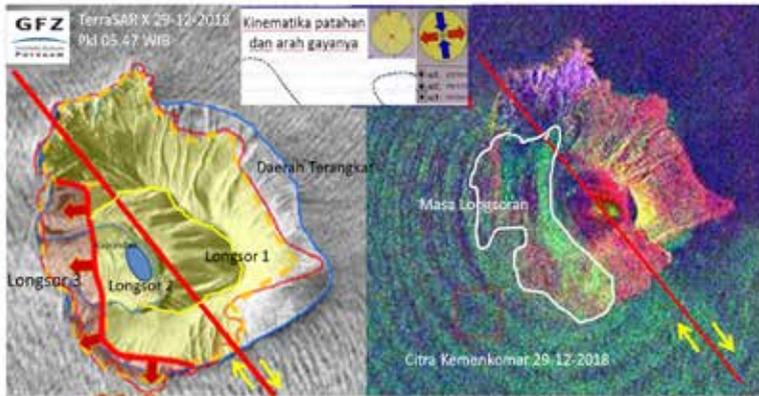
Gambar 13.7. Mekanisme fokal gempa bumi tektonik Gunungapi Anakkrakatau (GFZ,2018)

daya Anakkrakatau. Perubahan morfologi akibat longsoran ini diperkirakan mencakup wilayah permukaan seluas sekitar 357 m dan 1800 m atau setara dengan 64 hektar menurut perkiraan BPPT, 2018.

Fenomena tsunami Anakkrakatau tanggal 22 Desember 2018, terjadi akibat longsornya material hasil letusan yang tertumpuk di sisi bagian barat daya gunungapi ini, yang dipicu oleh peristiwa gempa bumi patahan aktif mendatar menganan turun berarah dan berkemiringan  $N124^{\circ}E/81^{\circ}$  pada 22



Gambar 13.8. Seismogram gempa bumi tanggal 23 Desember 2018, yang terjadi pada pukul 13.56 UTC atau pukul 20.56 WIB (PVMBG, 2018)



Gambar 13.9. Citra satelit dari GFZ (kiri) dan Kemenkomar (kanan) tanggal 29 Desember 2018, Patahan Gempabumi 22 Desember 2018 dan mekanismenya, Gawir Longsor dan Masa Longsor

Desember 2018 Pukul 20:55:48.7 WIB.

Pengalaman tsunami tektonik gunungapi tersebut dapat dijadikan rujukan untuk dapat memberikan peringatan dini tsunami dalam penyusunan tata ruang wilayah rawan gempabumi dan tsunami di kawasan Selat Sunda dan sekitarnya. Beberapa rekomendasi dan pertimbangan dapat dilakukan sebagai berikut:

- Pemantauan secara terus-menerus mengenai visualisasi gunungapi, kegempaan, deformasi dan geokimia Gunungapi Anakkrakatau;
- Pemantauan kegempaan gunungapi dan tektonik di dan sekitar Anakkrakatau dengan memasang seismograf di Pulau Rakata, Pulau Panjang dan Pulau Sertung;
- Pemasangan *Ocean Bottom Seismograph and Buoy* untuk

deteksi dini tsunami secara sistematis dan pemantauan dinamika perubahan muka laut di sekitar Selat Sunda;

- Pemetaan kedalaman laut (batimetri) dan seismik laut di sekitar Anak Krakatau dan Selat Sunda;
- Mengupayakan semaksimal mungkin adanya peringatan dini gempa bumi dan tsunami di kawasan Selat Sunda dan sekitarnya;
- Menyusun tata ruang wilayah rawan gempa bumi dan tsunami di kawasan Selat Sunda dan sekitarnya;
- Pembuatan peraturan zona sempadan pantai rawan bencana tsunami di kawasan Selat Sunda dan sekitarnya oleh pemerintah provinsi dan kabupaten.

*\*A. Soehaimi, R. Isnu Sulistiyawan,  
Y. Sopyan dan R.M. Wahyudiono  
bekerja di Pusat Survei Geologi.*

# **MITIGASI BENCANA ALAM GEOLOGI**



# **Analisis Bahaya Gempa Bumi *Megathrust* Selat Sunda**

**Oleh:  
Amalfi Omang, Akhmad Solikhin,  
Athanasius Cipta, Supartoyo**

*Analisis bahaya seismik dengan memperhitungkan aspek geologi lokal sangatlah penting sebagai upaya awal dalam pengurangan risiko bencana gempabumi. Tahap berikutnya adalah upaya mitigasi struktural diiringi dengan mitigasi non-struktural.*

Zona subduksi atau zona konvergensi antara lempeng samudra dan lempeng benua merupakan wilayah yang paling aktif secara kegempaan. Pensesaran yang terjadi di zona subduksi mempunyai mekanisme sesar naik berdimensi besar yang dikenal sebagai *megathrust*. Di wilayah barat Indonesia terdapat sistem *Megathrust* Sunda yang merupakan zona konvergensi antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia (Gambar 14.1A). *Megathrust* Sunda membentang sepanjang 5.500 km mulai dari Laut Andaman ke selatan, melengkung di sekitar sisi barat dan selatan Sumatra, menuju ke selatan Jawa, Bali, Nusa Tenggara hingga barat laut Australia. Irsyam dkk. (2017) membagi zona *Megathrust* Sunda di wilayah Indonesia ke dalam 10 segmen, dan salah satunya adalah Segmen Selat Sunda. Segmen *Megathrust* Selat Sunda (Gambar 14.1), selanjutnya disebut MSS, terletak di zona transisi antara dua mode subduksi yaitu Subduksi Sumatra yang miring (*oblique*) dan Subduksi Jawa yang frontal (Huchon & Le Pichon, 1984; Deplus, 1987).

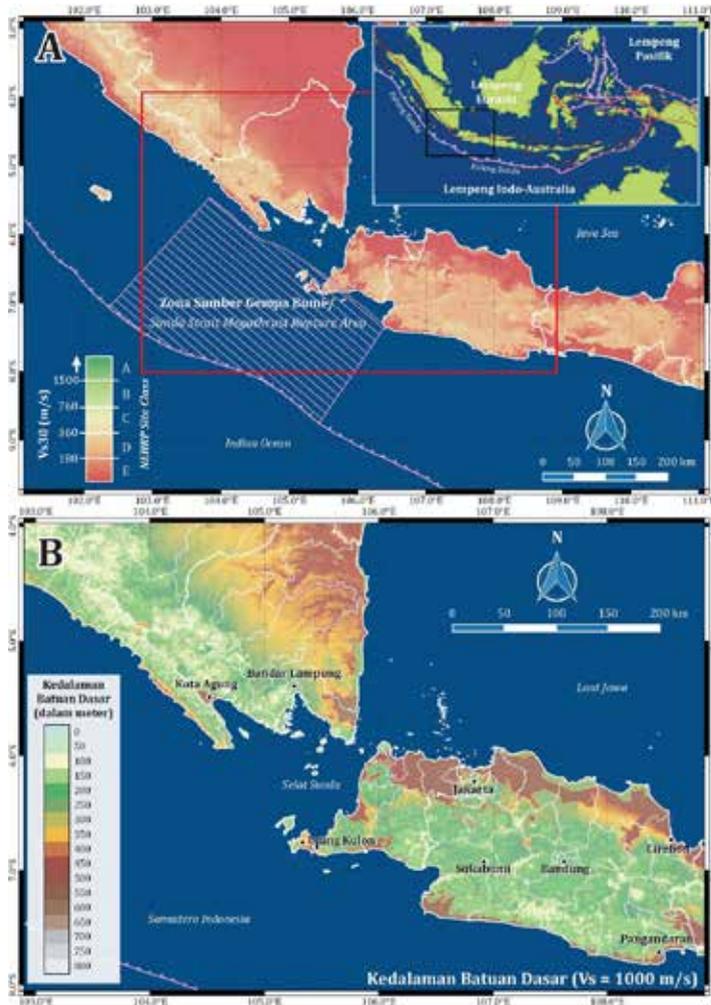
Mayoritas gempabumi besar ( $M \geq 6,0$ ) bersumber dari *megathrust* dan di antaranya menyebabkan kerusakan, serta pada beberapa kejadian memicu tsunami yang menyebabkan tingkat kerusakan lebih tinggi. Gempabumi tahun 2004 yang menyebabkan tsunami, menghancurkan Aceh dan negara-negara lain, adalah gempa *megathrust* dari salah satu segmen

(Aceh-Andaman) pada *Megathrust* Sunda. Segmen MSS pun mempunyai potensi untuk menghasilkan gempabumi besar dan mengancam wilayah sekitarnya seperti kawasan Selat Sunda, bagian barat Pulau Jawa dan ujung selatan Pulau Sumatra (Gambar 14.1A). Segmen MSS diduga menjadi penyebab dari dua gempabumi merusak yang berdampak hingga ke wilayah Jakarta, pada 5 Januari 1699 (Nguyen dkk., 2015) dan 9 Januari 1852 (Soloviev & Go, 1974). Berdasarkan kajian geodesi, Hanifa dkk. (2014) menafsirkan bahwa zona subduksi di selatan Ujung Kulon-Palabuhan Ratu yang saat ini sedang membangun tekanan dan jika dilepaskan sekaligus dapat berpotensi memicu gempabumi dengan kekuatan sekitar Mw 8,7.

Adapun tulisan ini menyajikan analisis bahaya gempabumi menggunakan teknik pemodelan deterministik dari sumber MSS serta membahas kontribusi faktor geologi lokal terhadap efek guncangan di lokasi penelitian (selatan Sumatra, Selat Sunda, dan barat Jawa).

## **Implikasi geologi lokal terhadap guncangan gempabumi**

Kondisi geologi lokal dapat sangat berpengaruh terhadap karakteristik gelombang gempabumi yang pada akhirnya dapat memperbesar guncangan tanah (*ground motion*) dan meningkatkan potensi bahaya seismik. Gempabumi Michoacán 1985 (M8,0) yang meluluhlantakkan Kota Meksiko adalah salah satu contoh kasus kondisi geologi lokal berkontribusi besar dalam mengamplifikasi guncangan gempabumi. Meskipun Kota Meksiko berjarak sekitar 400 km dari pusat gempabumi, tetapi guncangan Gempabumi 1985 dapat meruntuhkan ratusan bangunan di atasnya. Kota Meksiko dibangun di atas endapan danau tua, selain amplifikasi gelombang seismik yang



Gambar 14. 1. Peta lokasi studi (kotak merah) serta sebaran nilai kecepatan rata-rata gelombang geser pada batuan permukaan hingga kedalaman 30 meter ( $V_{s30}$ ). Inset memperlihatkan peta tektonik regional Indonesia dan kotak garis-garis merah muda mengindikasikan zona Megathrust Selat Sunda (MSS). B. Peta ketebalan sedimen total di lokasi studi yang diwakili oleh kedalaman batuan ketika cepat rambat gelombang-S mencapai 1000 m/s ( $Z_{10}$ ).

ekstrem, kerusakan yang parah disebabkan juga oleh durasi guncangan tanah di zona dasar cekungan danau yang melebihi tiga menit (Cruz-Atienza dkk., 2016).

Kondisi geologi lokal secara sederhana dibagi ke dalam dua kategori yaitu kondisi geologi permukaan yang diwakili oleh nilai kecepatan gelombang geser rata-rata pada batuan hingga kedalaman 30 meter, disebut  $V_s^{30}$  (Gambar 14.1A), serta total ketebalan sedimen di atas batuan dasar atau disebut juga kedalaman cekungan (Gambar 14.1B). Kondisi geologi permukaan sangat berpengaruh terhadap gelombang gempabumi berfrekuensi tinggi (periode pendek) sedangkan kedalaman cekungan sangat mempengaruhi gelombang gempabumi berfrekuensi rendah (periode panjang). Guncangan tanah akibat pengaruh gelombang seismik dari gempabumi dapat mengalami penguatan (amplifikasi) jika merambat melalui sedimen permukaan yang belum terkonsolidasi (tanah, lapukan batuan, aluvium). Teori propagasi gelombang elastis menjelaskan bahwa amplitudo guncangan di permukaan dipengaruhi oleh kepadatan dan kecepatan gelombang geser dari media dekat permukaan (i.e. Aki & Richards, 1980). Oleh karena itu, perhitungan estimasi guncangan gempabumi melibatkan aspek geologi permukaan yang diwakili oleh nilai  $V_s^{30}$ .

Ada beberapa metode yang digunakan untuk menentukan nilai  $V_s^{30}$ , baik melalui pengukuran geofisika dan geoteknik maupun melalui pendekatan empiris seperti yang dilakukan antara lain oleh Matsuoka dkk. (2006), Wald & Allen (2007), dan Allen & Wald (2008). Nilai  $V_s^{30}$  yang didapat dengan metode Matsuoka dkk. (2006) dipilih untuk pemodelan gempabumi dalam tulisan ini karena memberikan akurasi yang lebih tinggi daripada pendekatan *slope-topography* (Cipta dkk., 2016).

Pendekatan geomorfologi dari Matsuoka dkk. (2006)

mendasarkan pendugaan  $V_s^{30}$  berdasarkan informasi geologi (jenis dan umur batuan, serta ketebalan sedimen) dan topografi (ketinggian dan kemiringan lereng). Gambar 14.1A memperlihatkan peta  $V_s^{30}$  untuk lokasi penelitian yang secara garis besar didominasi oleh kelas tanah E (tanah lunak;  $V_s^{30} \leq 180$  m/s) dan kelas tanah D (tanah padat;  $180 \text{ m/s} < V_s^{30} \leq 360$  m/s), serta sebagian kecil kelas tanah C (batuan lunak;  $360 \text{ m/s} < V_s^{30} \leq 760$  m/s). Kelas tanah E dijumpai pada daerah pedataran yang disusun oleh batuan sedimen muda, sedangkan kelas D dan C sebagian besar berada pada daerah dengan morfologi yang berbukit dan bergelombang.

Amplifikasi yang disebabkan oleh adanya akumulasi sedimen di atas batuan dasar disebut resonansi cekungan (*basin resonance*). Paleotopografi batuan dasar menyebabkan total ketebalan sedimen yang terakumulasi di atas batuan dasar dapat sangat berbeda dari satu titik ke titik lainnya. Ketebalan sedimen atau kedalaman cekungan berfungsi sebagai *filter* yang akan meneruskan dan mengamplifikasi gelombang gempa bumi dengan frekuensi tertentu.

Adapun lokasi penelitian mempunyai kedalaman cekungan yang bervariasi dari ketebalan 11 meter hingga 650 meter (Gambar 14.1B). Cekungan dangkal (kedalaman kurang dari 50 meter) pada umumnya berlokasi di wilayah perbukitan dan pegunungan, sedangkan cekungan dengan kedalaman lebih dari 450 meter dapat dijumpai pada daerah pedataran yang disusun oleh batuan sedimen muda. Cekungan yang lebih dalam akan mengamplifikasi gelombang gempa bumi yang lebih panjang yang pada akhirnya sangat berpengaruh terhadap gedung yang dibangun di atas cekungan tersebut. Di lain pihak, geometri cekungan tertentu dapat memerangkap gelombang gempa bumi sehingga durasi guncangan di cekungan menjadi jauh lebih lama (Cruz-Atienza dkk., 2016;

Cipta dkk., 2018). Amplifikasi dan durasi guncangan dapat memperburuk dampak terhadap bangunan di permukaan.

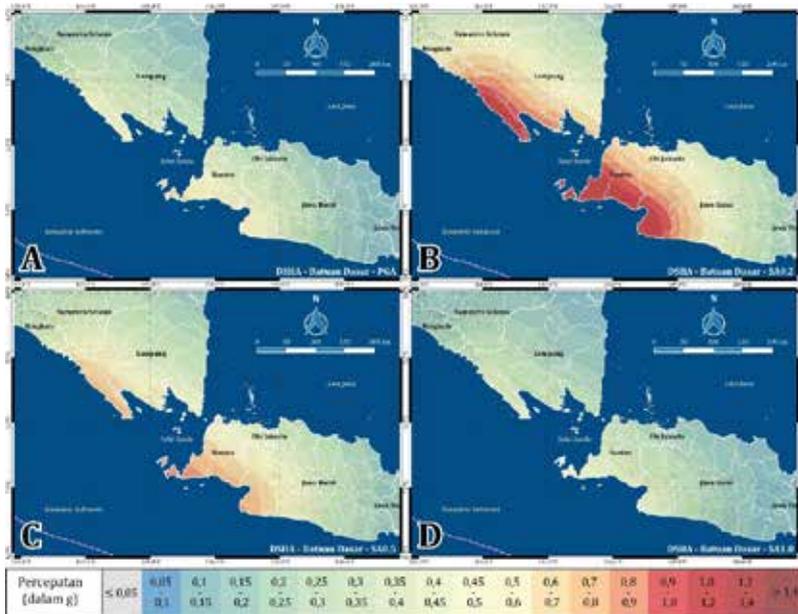
## **Analisis bahaya gempabumi wilayah sekitar Selat Sunda**

Ada dua metodologi yang tersedia untuk melakukan analisis bahaya seismik di lokasi tertentu, yaitu analisis bahaya seismik probabilistik (PSHA) dan analisis bahaya seismik deterministik (DSHA). Tulisan ini berdasarkan hasil DSHA yang hanya mempertimbangkan skenario kritis dengan mengasumsikan terjadinya gempabumi kredibel maksimum (MCE) pada jarak terdekat yang mungkin ke lokasi. Pemodelan bahaya gempabumi deterministik untuk mengestimasi besarnya guncangan dilakukan di lokasi penelitian yang secara administrasi mencakup wilayah Provinsi Banten, DKI Jakarta, Jawa Barat, sebagian besar Lampung, serta sebagian kecil Bengkulu dan Sumatra Selatan (Gambar 14.1A).

Pemodelan dilakukan menggunakan perangkat lunak *OpenQuake* yang dikembangkan oleh *Global Earthquake Model (GEM) Foundation* untuk pemodelan bahaya dan risiko gempabumi. Parameter dan geometri sumber gempabumi yang digunakan dalam pemodelan ini merujuk pada data dari *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017* (Irsyam dkk., 2017) dan data Slab2 (Hayes dkk., 2018). Pusat gempabumi MSS yang dimodelkan berada pada koordinat  $105,079^{\circ}$  BT dan  $6,292^{\circ}$  LS, di kedalaman 50 km, dengan magnitudo M8,7. Perhitungan besar guncangan gempabumi dalam pemodelan ini menggunakan tiga persamaan atenuasi untuk pemodelan *megathrust*, yaitu Abrahamson dkk. (2016), Zhao dkk. (2006), serta Atkinson & Boore (2003).

Pemodelan bahaya gempa bumi dengan kekuatan M8,7 yang bersumber dari MSS dilakukan pada batuan dasar (Gambar 14.2) dan tanah permukaan (Gambar 14.3). Hasil pemodelan adalah berupa nilai percepatan tanah puncak (*peak ground acceleration* - PGA) yaitu guncangan yang dialami oleh partikel (pada) tanah. Selain PGA, pemodelan juga menghasilkan nilai percepatan spektral pada periode 0,2 detik (SA0.2), 0,5 detik (SA0.5) dan satu detik (SA1.0).

Secara sederhana, spektra percepatan SA0.2, SA0.5 dan SA1.0 menggambarkan percepatan guncangan gempa bumi yang dialami oleh bangunan masing-masing dengan tinggi dua,



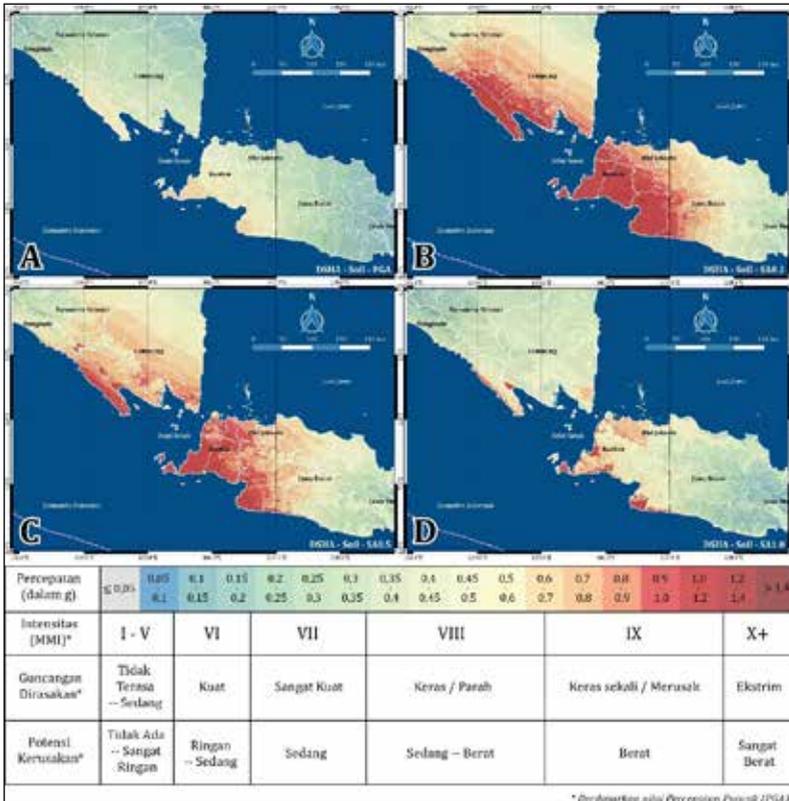
Gambar 14.2. Peta hasil pemodelan gempa bumi di batuan dasar dari sumber gempa bumi MSS, memperlihatkan nilai PGA (A), serta percepatan SA0.2 (B), SA0.5 (C) dan SA1.0 (D).

lima dan sepuluh lantai. Pemodelan pada batuan dasar (Gambar 2) memperlihatkan bahwa guncangan paling tinggi terdapat di daerah yang paling dekat dengan sumber gempa, yaitu di baratdaya Selat Sunda. Sedangkan untuk daerah yang terletak lebih jauh dari sumber gempa bumi ke arah timurlaut, besarnya guncangan terus menurun seiring dengan bertambahnya jarak. Nilai PGA tertinggi di daerah terdekat dengan sumber gempa bumi sebesar 0,65 g di wilayah Ujung Kulon (gambar 14.2A) dan terus mengecil seiring bertambahnya jarak. Demikian juga halnya dengan percepatan spektral SA0.2, SA0.5 dan SA1.0, kian jauh dari sumber gempa bumi, semakin kecil guncangan tanah yang mungkin diterima. Guncangan maksimum untuk SA0.2, SA0.5 dan SA1.0 masing-masing adalah 1,41 g, 0,92 g, dan 0,52 g (Gambar 14.2B-D).

Pemodelan guncangan pada tanah permukaan (Gambar 3) artinya memasukkan heterogenitas kondisi geologi titik amat ke dalam perhitungan percepatan gempa bumi atau guncangan tanah. Secara umum, jarak masih memegang peranan penting pada pola distribusi PGA seperti yang ditunjukkan oleh garis-garis konsentris yang berpusat pada sumber gempa bumi.

Hasil pemodelan memperlihatkan bahwa jika terjadi gempa bumi sesuai dengan skenario model, maka wilayah barat daya Banten dan Jawa Barat akan mengalami guncangan PGA hingga 0,74 g atau berpotensi mengalami guncangan dengan intensitas hingga IX MMI (*Modified Mercalli Intensity*). Guncangan gempa berpotensi dirasakan hingga wilayah Jawa Tengah, tetapi dengan intensitas yang lebih kecil ( $< V$  MMI).

Kontribusi geologi lokal dalam memperbesar guncangan terlihat pada hasil pemodelan (Gambar 14.3A), sehingga PGA maksimum di daerah terdekat dengan sumber gempa bumi meningkat hampir 14% jika dibanding PGA pada batuan dasar. Perbedaan guncangan tanah sangat besar antara daerah



Gambar 14.3. Peta hasil pemodelan gempa bumi di tanah permukaan dari sumber gempa bumi MSS, memperlihatkan nilai PGA (A), serta percepatan SA0.2 (B), SA0.5 (C) dan SA1.0 (D). Tabel dibawahnya menunjukkan hubungan percepatan gempa bumi (PGA) dengan intensitas serta guncangan yang dirasakan dan potensi kerusakan (bawah).

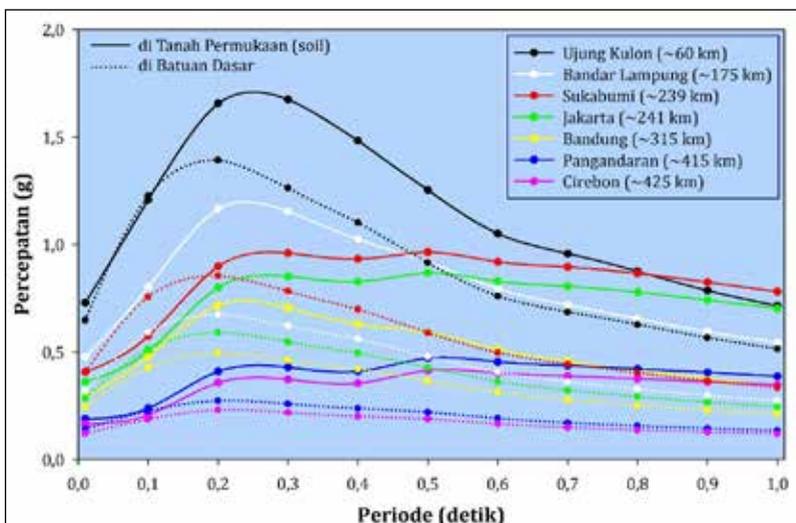
Bukit Barisan dengan Kota Agung (Provinsi Lampung) yang merupakan cekungan sedimen, menunjukkan besarnya pengaruh kondisi geologi lokal. Pada jarak yang hampir sama dari sumber gempabumi, amplifikasi PGA di Bukit Barisan berkisar 3% sedangkan di Kota Agung sekitar 9%. Demikian pula kawasan pantai timur Lampung yang disusun oleh

endapan rawa berpotensi terlanda amplifikasi PGA sebesar 8% (Gambar 14.3A). Secara sederhana dapat dikatakan bahwa daerah-daerah yang memiliki  $V_s^{30}$  yang lebih rendah, misal: daerah-daerah yang memiliki  $V_s^{30}$  kurang dari 180 m/s pada Gambar 1, memiliki guncangan yang lebih besar dan faktor amplifikasi yang lebih besar jika dibandingkan terhadap hasil pemodelan di batuan dasar.

Guncangan maksimum sebesar 1,75 g, 1,83 g, dan 1,36 g pada tanah permukaan ditunjukkan masing-masing oleh model SA0.2, SA0.5 dan SA1.0 (Gambar 14.3B-D). Guncangan maksimum tersebut tidak hanya pada daerah terdekat dengan sumber gempa bumi, seperti pantai barat Lampung dan pantai selatan Banten, tetapi juga daerah yang lebih jauh, seperti Kota Agung, bagian utara dan timurlaut G. Rajabasa di Lampung, serta Labuan bahkan pantai utara Banten. Semua daerah yang berpotensi dilanda guncangan hebat tersebut disusun oleh aluvium. Beberapa tempat seperti Kota Agung dan pantai utara Banten dan Jawa Barat bahkan merupakan cekungan tektonik yang terisi oleh endapan sedimen yang tebal, sehingga walaupun jaraknya lebih dari 200 km dari sumber gempa bumi, tapi tetap mendapat efek guncangan yang sangat kuat terutama pada SA1.0 (Gambar 14.3D).

Jika melihat lebih dalam ke tujuh lokasi, yaitu Ujungkulon, Bandar Lampung, Sukabumi, Jakarta, Bandung, Pangandaran dan Cirebon (Lokasi di Gambar 1B), nampak bahwa model spektra mencapai puncak pada SA0.2 - SA0.3, kemudian meluruh secara cepat pada periode yang lebih tinggi, jika diukur pada batuan dasar (Gambar 4). Pada saat kondisi geologi permukaan (diwakili oleh  $V_s^{30}$ ) dan geometri cekungan (diwakili oleh  $Z_{1,0}$ ) diperhitungkan, maka model spektra berubah sangat drastis. Hanya di Ujungkulon dan Bandar Lampung yang pola model spektra pada tanah permukaannya

menyerupai model spektra pada batuan dasar walaupun tentu saja dengan besaran percepatan pada tanah permukaan yang lebih tinggi daripada percepatan pada batuan dasar. Kemiripan pola model spektra di Kota Bandar Lampung sangat mungkin disebabkan oleh homogenitas  $V_s^{30}$  (Gambar 1A) disertai oleh tipisnya  $Z_{1,0}$  (Gambar 14.1B) sehingga gelombang gempabumi pada periode pendek (0,2 - 0,3 s) teramplifikasi cukup besar sedangkan gelombang gempabumi periode panjang hanya sedikit mengalami amplifikasi karena tidak adanya deposit sedimen yang tebal. Sementara di Ujung Kulon, percepatan pada periode pendek (0,2 - 0,3 detik) sangat tinggi karena jaraknya sangat dekat dengan sumber gempabumi sehingga hanya gelombang pendek yang sampai ke lokasi ini sedangkan gelombang periode panjang belum terbentuk.



Gambar 14.4. Kurva model spektra di Ujung Kulon, Bandar Lampung, Sukabumi, Jakarta, Bandung, Pangandaran dan Cirebon, baik pada batuan dasar maupun tanah permukaan.

Kurva model spektra percepatan pada tanah di Bandung mencapai puncak pada SA0.2 kemudian meluruh secara lambat pada periode lebih panjang. Hal ini mengindikasikan bahwa  $V_s^{30}$  dan  $Z_{1,0}$  sama-sama memberikan pengaruh signifikan. Hal yang sangat menarik nampak pada kurva model spektra di Kota Sukabumi, Jakarta, Pangandaran dan Cirebon. Kurva percepatan spektra di kota-kota tersebut mencapai puncak pada periode 0,5 detik kemudian kurva cenderung mendatar. Tingginya nilai percepatan pada periode  $> 0,5$  detik pada daerah yang relatif jauh dari sumber gempabumi, menunjukkan besarnya pengaruh  $Z_{1,0}$ , dengan kata lain mengindikasikan betapa tebalnya sedimen yang terakumulasi di bawah kota-kota tersebut. Sedimen tebal yang terakumulasi di bawah kota-kota tersebut mengamplifikasi gelombang gempabumi pada periode lebih panjang, sehingga walaupun letak kota-kota tersebut terhadap MSS lebih jauh daripada Bandung (kecuali Sukabumi), tetapi berpotensi dilanda guncangan yang lebih besar pada SA0.7 atau lebih.

## **Upaya Mitigasi Bencana Gempabumi**

Resonansi gelombang gempabumi adalah fenomena yang kerap melanda kota-kota yang didirikan di cekungan sedimen tebal, seperti yang terjadi di Kota Meksiko sebagai akibat Gempabumi Michoacán 1985 (Cruz-Atienza et al 2016). Seperti dijelaskan sebelumnya, struktur bawah permukaan suatu cekungan sedimen dapat sangat mempengaruhi besarnya guncangan gempabumi. Pada lokasi penelitian ini, terdapat kota dengan kepadatan penduduk tinggi dan berdiri di atas cekungan sedimen tebal yaitu Jakarta dan Bandung. Selain itu, Kota Jakarta juga merupakan tempat berdirinya gedung-gedung tinggi yang menambah tingkat kerentanan terhadap bencana gempabumi daerah tersebut. Kerentanan tinggi

dipadu dengan bahaya dari kegempaan yang tinggi pula, dapat menjadi kombinasi risiko tinggi jika bahaya gempabumi tidak dipertimbangkan dalam pengembangan tata kota.

Penilaian bahaya guncangan berdasarkan potensi gempabumi di suatu wilayah khususnya di kota-kota besar sangatlah penting dalam upaya pengurangan risiko. Analisis bahaya gempabumi menghasilkan peta potensi guncangan gempabumi di suatu lokasi. Pada tahap selanjutnya, perencana kota memainkan peran untuk memasukkan parameter bahaya dan risiko untuk mengimplementasikan perencanaan berbasis risiko. Setelah itu, insinyur sipil bekerjasama dengan pemerintah untuk melakukan mitigasi struktural dengan memastikan setiap bangunan dan infrastruktur dibangun dengan memperhatikan risiko gempabumi. Mitigasi struktural perlu diiringi pula dengan mitigasi non-struktural seperti peningkatan kapasitas masyarakat akan pengetahuan gempabumi dan upaya penyelamatan diri dari guncangan gempabumi.

*\*Amalfi Omang, Akhmad Solikhin, Athanasius Cipta, dan Supartoyo bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.*

# **Sistem Pemantauan Gunung Anakkrakatau**

**Oleh:**

**Ahmad Basuki, Kristianto, Anna Mathovanie**

*Pemantauan Gunungapi Anak Krakatau (GAK) telah dimulai sejak lahirnya gunungapi tersebut. Hingga kini, metode yang digunakan pada pemantauan tersebut adalah visual, seismik, deformasi, infrasound dan geokimia, secara menerus dan berkala. Saat ini sistem pemantauannya telah mampu mendeteksi gejala sebelum letusan, pada saat letusan dan setelah letusan. Dengan demikian diharapkan dapat menentukan aktivitas GAK dan tingkat bahayanya secara cepat dan tepat.*

Kegiatan letusan Gunungapi Anak Krakatau (GAK) hampir terjadi setiap tahun. Interval letusan terpendek adalah 1 tahun sedangkan terpanjang adalah 6 tahun. Sebagai salah satu gunungapi dengan tingkat masa istirahat yang relatif singkat, perlu dilakukan pemantauan yang lebih intensif dengan segala metode, baik visual maupun instrumental. Kegiatan pemantauan tersebut bertujuan untuk mengetahui aktivitas vulkanik saat ini dan memberikan evaluasi terhadap tingkat kegiatan tersebut.

Pemantauan GAK pada saat ini menggunakan metode visual, seismik, deformasi, infrasound dan geokimia. Metode visual merupakan metode pengamatan aktivitas vulkanik gunungapi berdasarkan pengamatan terhadap aktivitas kawah, solfatara, dan fumarola yang tampak dipermukaan. Parameter yang diamati adalah tinggi kolom asap dari kawah atau dari tembusan solfatara/fumarola, warna asap, tingkat sublimasi belerang, morfologi tubuh gunungapi serta kondisi vegetasi di sekitar kawah. Tujuan dari pemeriksaan ini untuk mengetahui tingkat intensitas gas yang dikeluarkan dari beberapa area kawah serta pengaruhnya terhadap lingkungan disekitarnya. Pada

saat letusan maka pemantauan visual bisa berupa pemantauan terhadap perubahan morfologi tubuh gunungapi, tinggi letusan, arah penyebaran abu, tinggi lontaran lava pijar serta arah leleran lava. Pengamatan visual GAK setiap hari dilakukan dari Pos PGA Anakkrakatau, sedangkan pemeriksaan kawah dilakukan dengan melakukan penyebrangan menuju Pulau Anakkrakatau di Selat Sunda.

Metode seismik merupakan metode pemantauan aktivitas vulkanik gunungapi berdasarkan rekaman kegempaan. Jenis-jenis gempa tertentu yang terekam di stasiun seismik, urutan kejadian, serta lokasi sumber gempa, dapat menggambarkan aktivitas vulkanik suatu gunungapi. Pada saat ini. Pemantauan kegempaan GAK dipantau dengan menggunakan stasiun seismik yang berada di Pulau Anakkrakatau, Pulau Sertung, dan 1 stasiun lainnya berada di Pulosari, Banten. Data kegempaan yang berasal dari stasiun seismik ini dapat di analisa untuk mengetahui tingkat kegempaan GAK saat ini.

Metode deformasi merupakan salah satu metode untuk mengetahui aktivitas vulkanik gunungapi berdasarkan perubahan posisi dari suatu titik di tubuh gunungapi. Perubahan posisi tersebut diukur secara teliti baik melalui perpindahan horizontal dan vertikal suatu titik, perubahan jarak antara titik, maupun dari perubahan kemiringannya. Metode ini digunakan untuk mendeteksi adanya pergerakan magma dan menentukan posisi pusat tekanan.

Sementara pemantauan dengan infrasound pada dasarnya adalah untuk merekam gelombang infrasonik yang dihasilkan oleh letusan GAK. Dengan demikian, metode ini umumnya digunakan pada saat GAK memasuki periode letusan. Metode geokimia dilakukan dengan pengukuran suhu air panas yang berada di Pulau Anakkrakatau, serta pengambilan sampel air dari lokasi air panas tersebut. Sampel tersebut dianalisa untuk mengetahui unsur yang dikandungnya.

## Sejarah Pemantauan Gunung Anakkrakatau

Pemantauan aktivitas GAK dimulai oleh Dinas Vulkanologi sejak zaman Hindia Belanda. Ch. E. Stehn selaku kepala “Penelitian Gunungapi” saat itu, dalam bukunya yang berjudul *De Krakatau-bewaking* (1939) yang diterjemahkan oleh Kusumadinata menyebutkan bahwa pada Januari 1928 telah didirikan sebuah pos pengamatan GAK di Pulau Panjang. Pos ini ditempati oleh 1 orang Eropa dan 2 orang pribumi. Pos ini didirikan sehubungan dengan terjadinya aktivitas GAK pada Desember 1927. Gunungapi ini dianggap lahir kembali pada saat aktivitas letusan tanggal 29 Desember 1927. Hal ini menunjukkan pemantauan GAK dimulai sejak lahirnya gunungapi ini.

Pemantauan pada zaman Hindia Belanda tersebut hanya bersifat pemantauan visual. Petugas ditugaskan untuk mengamati kondisi GAK dan memberikan suatu tanda bahaya jika terjadi peningkatan kegiatan ke kantor pemerintahan yang ada di Pasauran (Banten), Teluk Betung (Lampung), dan Manggarai (Batavia). Pemberian tanda bahaya tersebut dapat dilakukan dengan menggunakan stasiun Radio Marin yang juga didirikan beberapa hari kemudian. Transportasi petugas, akomodasi dan peralatan menuju GAK menggunakan KM Albertina yang dipinjam dari Dinas Pelayaran. Pemantauan dari Pulau Panjang ini berakhir pada awal Februari 1931. Selanjutnya pemantauan bersifat periodik selama 2 bulan sekali. Tujuan dari pemantauan secara periodik ini adalah untuk memantau perubahan morfologi, melakukan pemetaan topografi, dan mengetahui tingkat aktivitas gunungapinya.

Upaya mitigasi terhadap bahaya tsunami akibat letusan GAK dirintis pada 1939. Stehn mengusulkan agar didirikan pos pengamatan gunungapi di sebelah timur Pasauran, yaitu di sebelah timurlaut Gunung Cipari. Ketika terjadi peningkatan

kegiatan GAK, maka petugas dari pos pengamatan dan penjaga pantai, berkewajiban memberikan tanda bahaya jika melihat gelombang pasang. Tanda bahaya ini dikirim dengan membunyikan kentongan yang diteruskan oleh semua gardu jaga baik yang ada di pantai maupun di pedalaman. Selanjutnya tanda bahaya ini diberitahukan juga ke Dinas Vulkanologi Bandung, kantor wedana, dan bupati melalui sambungan telepon.



Gambar 15.1. Pemantauan visual GAK dari Pesawat Katalina tahun 1953 (Djatikoesoemo, 1953).



Gambar 15.2. Pemantauan visual GAK dari Pulau Rakata pada Juli 1978 (Hadisantono, 1978).

Hingga 1950, pemantauan GAK masih berupa pemantauan visual dari Pos Penjagaan Gunungapi yang berada di Pasauran. Hasil pemantauan dari pos tersebut diteruskan melalui berita kawat ke Djawatan Geologi di Bandung. Selanjutnya Petugas Djawatan Geologi dapat menindaklanjuti laporan tersebut dengan melakukan pemantauan langsung menuju Pulau Anak Krakatau baik dengan transportasi udara maupun laut. Seperti halnya pada aktivitas letusan tahun 1953, pemantauan udara dilakukan dari pesawat Katalina yang terbang dari Pangkalan Udara Andir di Bandung (Djatikoesoemo, 1953). Demikian pula ketika terjadi letusan 1978, petugas dari Direktorat Vulkanologi melakukan pemantauan visual dan dokumentasi secara langsung ke Kompleks Krakatau.

Pemantauan secara instrumental pertama kali dimulai pada 1981, yaitu berupa peralatan pemantau gempa (seismograf)

tetapi masih belum permanen. Saat itu peralatan seismograf dipasang di tubuh GAK hanya dalam selang waktu tertentu, selanjutnya peralatan dicabut kembali. Rekaman gempa pun masih direkam dalam kertas seismograf (analog), belum ada rekaman digital. Peralatan pemantau ini terdiri dari transduser (seismometer) satu komponen, berfrekuensi 1 Hz, yang dihubungkan dengan drum seismograf dengan menggunakan kabel. Pemasangan peralatan secara tidak permanen tersebut dilakukan secara periodik dari 1981 hingga 1983. Kegiatan ini bertujuan untuk mengetahui lokasi sumber gempa vulkanik GAK, tingkat kejadiannya, dan mengetahui aktivitas kantong magma. Dari pemantauan tersebut diketahui bahwa sumber gempa berada pada kedalaman 2 hingga 15 km dan mengikuti arah sesar barat laut-tenggara dan barat daya-timur laut yang berpotongan tepat di GAK (Rasyid, 1983).

Pada pertengahan Juni 1983 mulai dipasang peralatan pemantau kegempaan secara permanen dengan sistem pancar gelombang radio. Seismometer di pasang di Pulau Anak Krakatau sedangkan seismograf drum perekam berada di pos pengamatan gunungapi di Pasauran. Sistem transmisi menggunakan kabel sudah mulai ditinggalkan. Hingga September 1983 terpasang 4 stasiun, yaitu di Pulau Panjang, Pulau Sertung, Pulau Rakata, dan Pulau Anak Krakatau. Namun, selanjutnya hanya dipertahankan satu stasiun kegempaan yang ada di Pulau Anak Krakatau saja. Seismometer yang digunakan adalah seismometer satu komponen tipe *short period* dengan frekuensi 1 Hz. Antena transmitter dipasang di GAK dengan menggunakan frekuensi radio 164.700 MHz yang kemudian diterima oleh antenna penerima di Pos Pengamatan di Pasauran. Pesawat seismograf portabel di pos pengamatan tersebut menggunakan seismograf Sprengnether MEQ 800 (Suharyo, 1985).



Gambar 15.3.  
Peralatan pemantau  
kegempaan  
pertama di GAK  
(Kaswanda, 1986)

## **Sistem Pemantauan Gunungapi Anak Krakatau Saat Ini**

Pemantauan GAK saat ini terdiri atas pemantauan visual dan instrumental (seismik, deformasi, infrasound, dan geokimia). Pemantauan visual dilakukan setiap harinya oleh petugas pos pengamatan gunungapi maupun dengan peralatan CCTV. Pemantauan secara instrumental dilakukan dengan menggunakan peralatan baik yang dipasang di tubuh GAK secara menerus maupun melalui pengukuran secara berkala. Saat ini peralatan yang memantau secara menerus adalah seismometer, infrasound, dan CCTV sedangkan pengukuran deformasi dan geokimia masih bersifat berkala.

## Pemantauan Visual

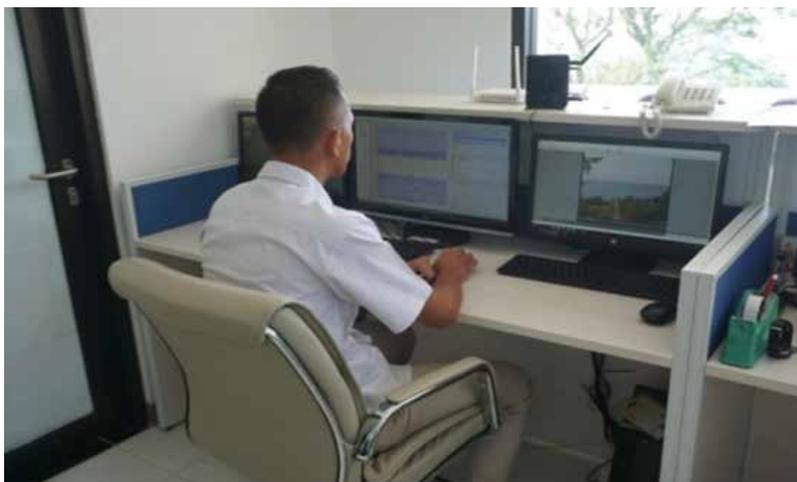
Pemantauan visual GAK dilakukan oleh petugas pengamat gunungapi dari dua pos pengamatan gunungapi (PGA) yang berada di Provinsi Banten dan Provinsi Lampung. Pos PGA tersebut beralamat di Desa Pasauran Kecamatan Cinangka, Kabupaten Pandeglang, Banten dan Desa Hargopancuran, Kecamatan Rajabasa, Kabupaten Lampung Selatan, Provinsi Lampung. Petugas pengamat gunungapi di kedua pos tersebut memantau secara visual secara bergantian selama 24 jam. Pemantauan visual dari pos PGA meliputi kondisi cuaca pada saat pemantauan, perubahan morfologi yang teramati, kondisi asap kawah, kondisi kolom letusan, serta fenomena lainnya seperti adanya aliran lava, guguran lava, kubah lava atau sinar api di area puncak. Pos PGA di Pasauran dilengkapi oleh kamera CCTV (*closed circuit television*) yang mengarah ke GAK. Kamera ini merekam secara menerus aktivitas GAK pada jarak sekitar 46 km.



Gambar 15.4. Pos PGA GAK di Pasauran, Banten



Gambar 15.5. Ruang pemantau gempa di Pos Pasauran Banten



Gambar 15.6. Ruang pengolahan data di Pos Pasauran Banten



Gambar 15.7. CCTV di Pos Pasauran Banten



Gambar 15.8. Pemantauan dari Pos Pasauran tanggal 29 April 2017



Gambar 15.9. Pemantauan dari Pos Pasauran tanggal 02 agustus 2018



Gambar 15.10. Pemantauan dari Pos Pasauran tanggal 04 januari 2019



Gambar 15.11. Pemantauan dari Pos Pasauran tanggal 05 januari 2019



Gambar 15.12. Pos PGA GAK di Kalianda, Lampung



Gambar 15.13. Pemantauan dari Pos Kalianda tanggal 14 November 2018



Gambar 15.14. Pemantauan dari Pos Kalianda tanggal 14 November 2018



Gambar 15.15. Pemantauan dari Pos Kalianda tanggal 22 Desember 2018



Gambar 15.16. Pemantauan dari Pos Kalianda tanggal 22 Desember 2018



Gambar 15.17. Pemantauan dari Pos Kalianda tanggal 04 Januari 2018



Gambar 15.18. Pemantauan dari Pos Kalianda tanggal 6 Januari 2018

Pemantauan visual dari kedua Pos PGA GAK dilaporkan ke Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG), Badan Geologi, di Bandung setiap hari melalui aplikasi *Magma Indonesia*. Selain kondisi visual, Pos PGA melaporkan pula jumlah gempa yang terekam setiap hari. Dalam kondisi terjadinya letusan GAK, maka pelaporan dilakukan setiap 6 jam sekali.

Pemantauan visual dilakukan juga secara langsung dari Pulau Anak Krakatau. Dalam kondisi normal atau tidak dalam masa letusan, pemantauan visual dapat dilakukan hingga area kawah. Namun, dalam masa letusan, pemantauan visual secara langsung hanya dapat dilakukan dari Pulau Rakata, Pulau Sertung atau Pulau Panjang. Dengan melakukan pemantauan



Gambar 15.19. Pemantauan visual kawah tahun 2006 (Kriswati, 2006)



Gambar 15.20. Pemantauan visual letusan tahun 2018 dari Pulau Rakata

secara langsung ini dapat diketahui mengenai aktivitas letusan yang sedang berlangsung, jarak lontaran material letusan, radius bahaya akibat letusan, perubahan morfologi GAK, kondisi lingkungan (flora dan fauna) di Pulau Anak Krakatau dan sekitarnya, dan pertumbuhan tinggi GAK. Hasil dari kegiatan ini berupa pelaporan dan dokumentasi kegiatan. Kegiatan ini penting untuk menentukan status GAK, Jarak aman bagi aktivitas masyarakat ketika terjadi letusan, dokumentasi letusan dan perubahan morfologi GAK.

## Pemantauan Kegempaan

Pengamatan gempa vulkanik GAK awalnya menggunakan 5 stasiun seismik yaitu stasiun KRA1, KRA2, KRA3, SRTG, dan PULO. Stasiun seismik KRA1, KRA2, dan KRA3 berada di Pulau Anakkrakatau, Stasiun seismik SRTG berada di Pulau Sertung sedangkan Stasiun seismik PULO berada di daerah Gunung Pulosari, Kabupaten Pandeglang, Banten. Selanjutnya pada Juli 2018 dipasang stasiun seismik LAVA yang berada di sebelah timur laut Pulau Anakkrakatau.

Peralatan yang digunakan disetiap stasiun seismik adalah sensor gempa (seismometer) tipe *short period* dengan frekuensi natural 1 Hz, tipe L-4c Mark Product, VCO (*Voltage Controlled Oscillator*) jenis McVCO, Radio tipe Monitron, Accu 12 Volt, dan Solar panel. Rekaman gempa akan diubah menjadi sinyal frekuensi oleh VCO dan selanjutnya akan ditumpangkan ke dalam gelombang radio dengan frekuensi tertentu. Selanjutnya gelombang radio tersebut dipancarkan oleh antenna pegirim (*transmitter*) menuju Pos PGA GAK di Pasauran dan Kalianda.

Peralatan yang ada di Pos PGA GAK akan mengubah sinyal tersebut menjadi gempa yang terekam baik di drum pencatat gempa (*drum recorder*), maupun ditampilkan di monitor komputer dan tersimpan secara digital dalam perangkat penyimpanan data. Rekaman gempa GAK dikirim pula secara menerus menuju kantor PVMBG, Badan Geologi, di Bandung melalui jaringan VSAT (*Very Small Aperture Terminal*). Dengan demikian, aktivitas kegempaan GAK selain terpantau dari pos PGA yang berada di Pasauran dan Kalianda, juga dapat terpantau dari Bandung. Secara rinci perlengkapan yang ada di lapangan dan pos PGA GAK tertera pada tabel berikut ini.

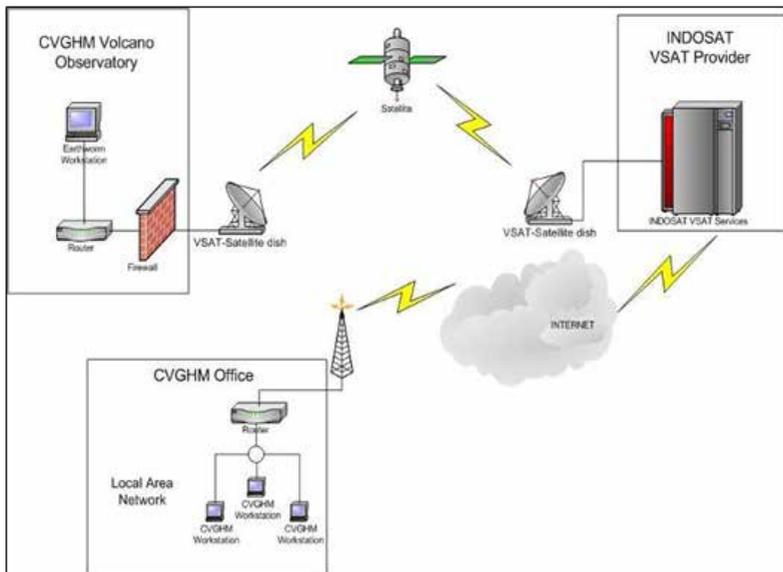
Tabel 15.1. Lokasi stasiun seismik GAK dan Peralatannya

STA	STATION LOCATION			
	LATI-TUDE	LONGI-TUDE	ALTI-TUDE	PERALATAN
<b>KRAK1</b>	S 06°06' 11.09"	E105° 25'43.0"	92 m	McVCO Seismometer L4C Radio Transmitter VHF Antena VHF Baterai 12V/100 Ah Solar Panel 12V/ 50 Watt Regulator Solar Panel
<b>KRAK2</b>	S 06°05' 51.09"	E105° 25'50.14"	46 m	McVCO Seismometer L4C Radio Transmitter VHF Antena VHF Baterai 12V/100 Ah Solar Panel 12V/ 50 Watt Regulator Solar Panel
<b>KRAK3</b>	S 06°05' 55.0"	E105° 25'30.5"	128 m	McVCO Seismometer L4C Radio Transmitter VHF Antena VHF Baterai 12V/100 Ah Solar Panel 12V/ 50 Watt Regulator Solar Panel
<b>SER-TUNG</b>	S 06°04' 35.1"	E105° 24'01.3"	53 m	McVCO Seismometer L4C Radio Transmitter VHF Antena VHF Baterai 12V/100 Ah Solar Panel 12V/ 50 Watt Regulator Solar Panel

<b>PULO</b>	S 06°21' 01.02"	E105° 57'41.1"	597 m	McVCO Seismometer L4C Radio Transmitter VHF Antena VHF Baterai 12V/100 Ah Solar Panel 12V/ 50 Watt Regulator Solar Panel
<b>LAVA</b>	105° 25' 44.08"	06° 05' 43.08"	35 m	McVCO Seismometer L4C Radio Transmitter VHF Antena VHF Baterai 12V/100 Ah Solar Panel 12V/ 50 Watt Regulator Solar Panel
<b>POS</b>	S 06°13' 33.5"	E105° 50'00.9"	42 m	Drum Recorder PS-2 Radio Receiver VHF Antena VHF Diskriminator (DM-2) 2040 Hz Diskrimintor MC8 Komputer



Gambar 15.21. Peta lokasi stasiun seismik GAK



Gambar 15.22. Jaringan pengiriman data kegunaan GAK menuju Pos PGA dan Kantor PVMBG, Badan Geologi.



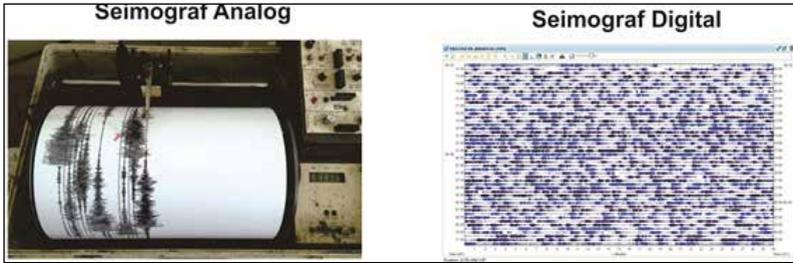
Gambar 15.23. Stasiun seismik LAVA di Pulau Anak Krakatau



Gambar 15.24. Stasiun seismik SRTG di Pulau Sertung



Gambar 15.25. Stasiun Seismik PULO di Gunung Pulosari, Pandeglang, Banten

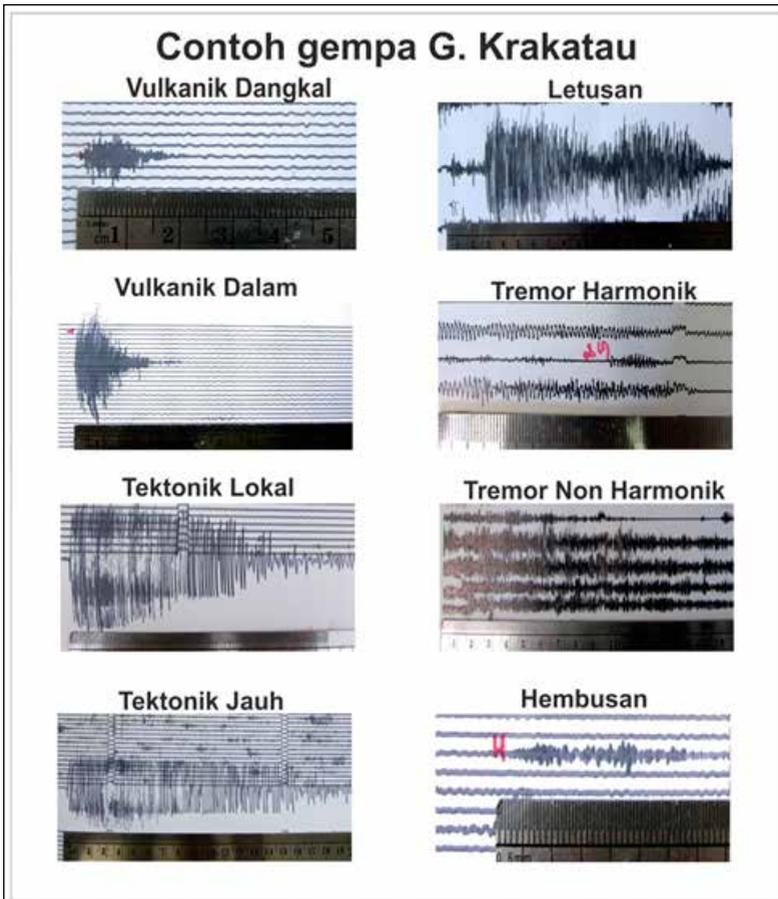


Gambar 15.26. Rekaman gempa analog dan digital GAK

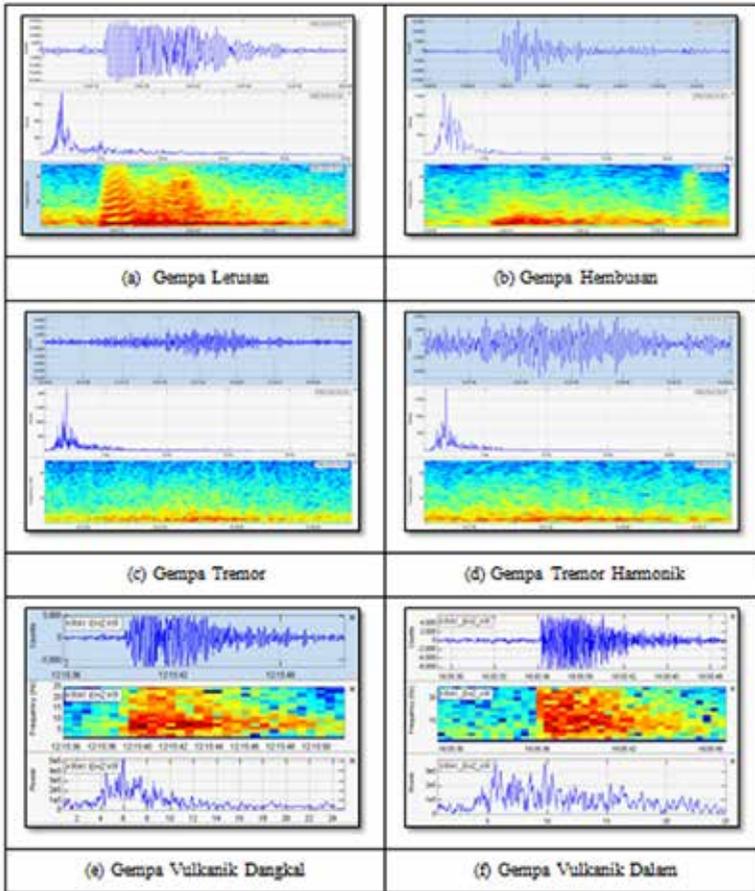
Jaringan peralatan pemantau kegempaan GAK merekam gempa vulkanik dan juga gempa tektonik yang terjadi di sekitar selat sunda dan sekitarnya. Jenis gempa vulkanik yang terekam di GAK adalah Gempa Letusan, Gempa Hembusan, Gempa Tremor Menerus, Gempa Tremor Harmonik, Gempa Vulkanik Dangkal (VB), dan Gempa Vulkanik Dalam (VA). Sedangkan gempa tektonik yang terekam dibedakan menjadi Gempa Tektonik Lokal dan Gempa Tektonik Jauh. Kandungan frekuensi, mekanisme terjadinya gempa, serta perbedaan waktu tiba antara fase P dan fase S dijadikan dasar dalam klasifikasi gempa vulkanik di GAK. Sebagai contoh Gempa VA yang terekam ditandai dengan beda waktu tiba gelombang P dan gelombang S sekitar 0.5 - 3 detik dan frekuensi dominan 5 - 15 Hz.

Gempa VA umumnya terekam lebih dulu di stasiun KRA1 yang berada di sebelah tenggara dibandingkan stasiun KRA3 yang berada di sebelah timur laut puncak. Gempa VB ditandai dengan S-P yang tidak jelas serta frekuensi dominan sekitar 4 - 12 Hz sedangkan Gempa Hembusan ditandai dengan frekuensi dominan sekitar 1 - 10 Hz dengan onset yang emergent. Gempa Hembusan ini pada umumnya merupakan gempa permukaan dan direkam di stasiun KRA1 sedangkan stasiun KRA3 tidak terekam. Gempa Letusan ditandai dengan

kandungan frekuensi dominan yang rendah yaitu sekitar 1.6 Hz, onset gempa tampak *emergent*. Gempa Letusan umumnya menyertai terjadinya letusan Vulkanian dan Strombolian yang terjadi di GAK. Gempa Tremor Menerus ditandai pula dengan kandungan frekuensi dominan yang rendah yaitu sekitar 1.6 Hz, durasi dari Gempa Tremor Menerus ini dapat berkisar antara hitungan jam hingga berhari-hari.



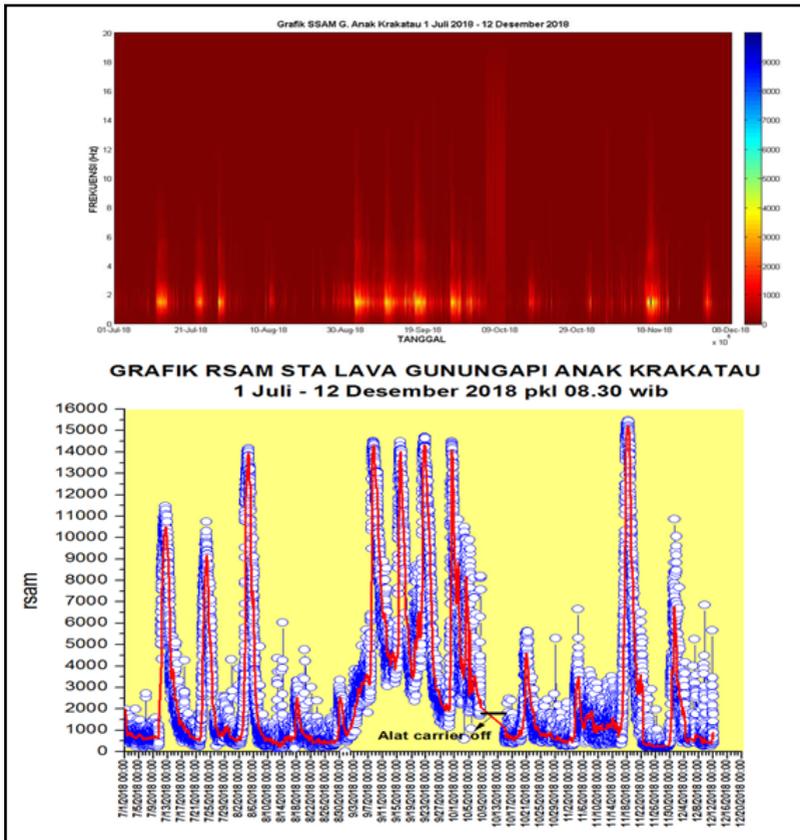
Gambar 15.27. Rekaman gempa analog GAK



Gambar 15.28. Rekaman Gempa digital GAK

Penentuan tingkat kegempaan GAK didasarkan pada data jenis gempa, jumlah gempa, energi gempa, dan lokasi sumber gempa. Dalam hal evaluasi kegempaan secara cepat, selain menggunakan rekaman dalam kertas seismograf, digunakan juga data RSAM (*Realtime Seismic Amplitude Measurement*) dan SSAM (*Seismic Spectral Amplitude Measurement*). Data RSAM merupakan amplituda rata-rata gempa selama selang

waktu tertentu (Endo dan Murray, 1991) sedangkan data SSAM merupakan data spectral (kandungan frekuensi) dari rekaman gempa dalam selang waktu tertentu (Rogers dan Stephens, 1995). Data RSAM akan berkaitan dengan energi gempa sedangkan data SSAM akan berkaitan dengan mekanisme gempa yang dominan terjadi. Selama letusan tahun 2018, data RSAM dan SSAM ini digunakan dalam mengevaluasi energi kegempaan dan interpretasi fenomena yang terjadi.



Gambar 15.29. Grafik RSAM dan SSAM GAK pada letusan 2018

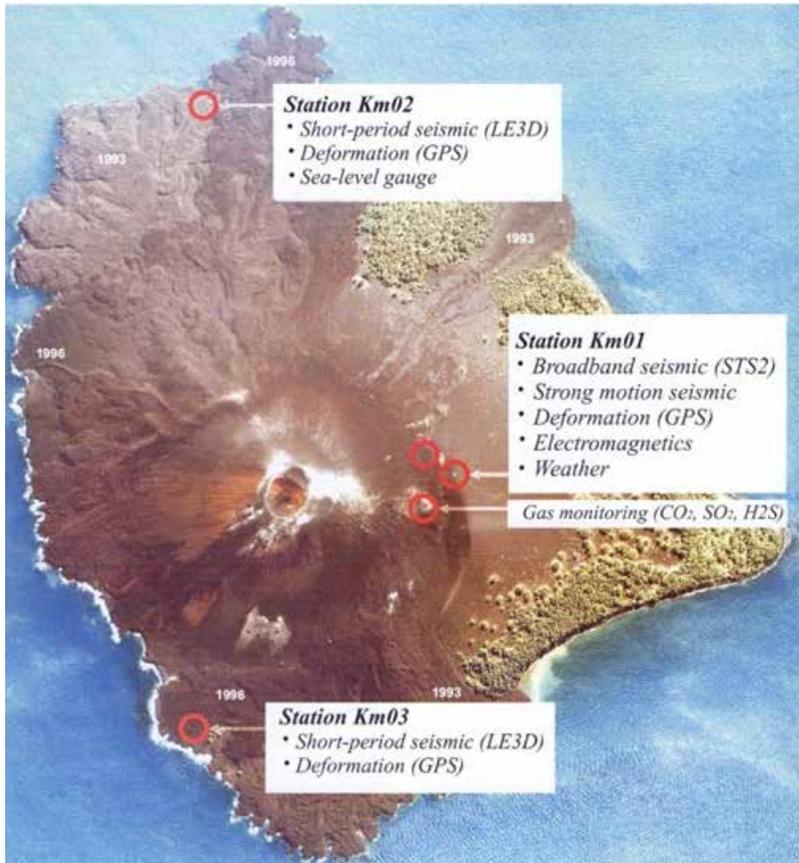
Berdasarkan kedua data tersebut dapat diketahui adanya aliran magma dan fluktuasi energi yang dihasilkan.

## **Pemantauan Deformasi**

Pemantauan deformasi tubuh GAK menggunakan metode *Global Positioning System (GPS)* baik secara kontinu maupun periodik. Pemantauan ini bertujuan untuk mengetahui pola dan kecepatan perubahan lokasi titik-titik di tubuh gunungapi. Seperti diketahui proses naiknya magma ke permukaan akan menimbulkan akumulasi tekanan pada tubuh gunungapi yang dapat menyebabkan terjadinya perubahan posisi suatu titik *benchmark*. Seperti diketahui peralatan GPS mampu memberikan informasi posisi suatu titik secara detail dengan ketelitian mencapai orde mm. Dengan demikian, perubahan deformasi yang terjadi dapat menggambarkan aktivitas magmatik yang terjadi.

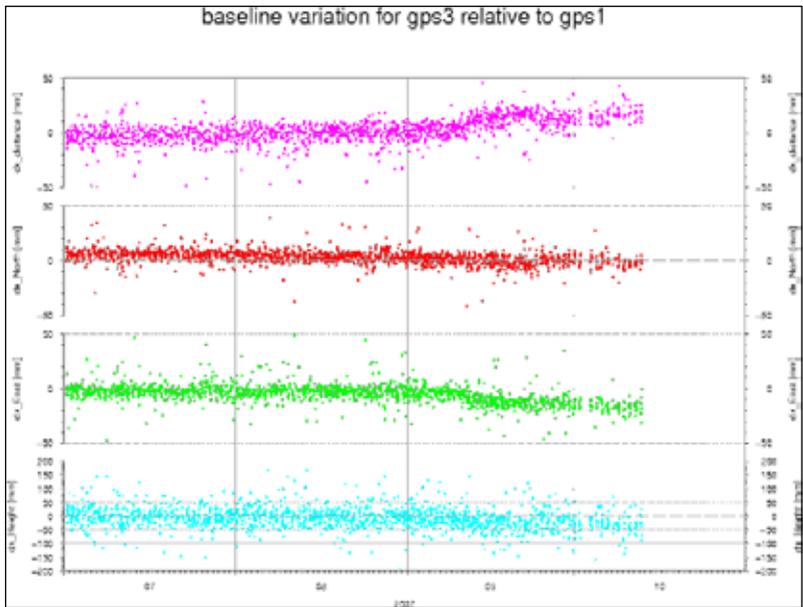
Pemantauan deformasi secara kontinu dilakukan pada tahun 2005 hingga tahun 2007 dengan menggunakan *high precision Novatel receiver* (Kriswati, 2009). Peralatan tersebut dipasang di tiga titik di GAK yaitu di kaki GAK bagian utara dan selatan, serta di lereng sebelah timur (Gambar 15.30). Hasil dari pemantauan ini adalah terdeteksinya perubahan jarak datar antara lokasi GPS yang menunjukkan terjadinya pergerakan magma. Selanjutnya data deformasi ini dapat digunakan sebagai prekursor menjelang letusan GAK.

Selain dilakukan pemantauan secara menerus, pemantauan deformasi juga dilakukan secara periodik/berkala. Pengukuran GPS dilakukan selama 6-9 jam pada sebuah titik *benchmark*. GPS yang digunakan umumnya adalah Leica 1200 GNSS series dengan data posisi direkam setiap 15 detik. Perubahan titik *benchmark* dihitung dengan membandingkan posisi titik yang sama pada pengukuran sebelumnya. Hasil dari survey ini



Gambar 15.30. Lokasi peralatan GPS tahun 2005 - 2007 (Kriswati, 2009)

adalah diketahuinya kedalaman pusat tekanan. Sebagai contoh pengukuran GPS yang dilakukan pada Agustus 2016 dan hasilnya dibandingkan dengan hasil pengukuran April 2016 menunjukkan keberadaan pusat tekanan pada kedalaman 1000 m di bawah puncak GAK dengan posisi sekitar pulau Sertung (Rosadi, 2016).



Gambar 15.31. Grafik perubahan jarak datar antara stasiun GPS pada tahun 2007. (Sumber: Kriswati, 2009)



Gambar 15.32. Survey GPS di Pulau Anakkrakatau (Rosadi, 2016).



Gambar 15.33. Survey GSP di Pulau Sertung(Rosadi, 2016).

## Infrasound

Pemantauan dengan infrasound pada dasarnya adalah untuk merekam gelombang infrasonik yang dihasilkan oleh letusan GAK. Penggunaan metode ini dimulai pada 1999 ketika terjadi letusan pada Februari 1999. Mikrofon infrasonik yang dipasang di Pos PGA Anak Krakatau Pasauran adalah mikrofon sensitif ACO, tipe 7144 dengan amplifier tipe 3348 (Gambar 15.34). Kisaran nilai sensitivitasnya 632 microbar/volt. Mikrofon ini memiliki respons frekuensi 0,01-100 Hz dipasang untuk mendeteksi gelombang kejutan udara yang dihasilkan oleh letusan eksplosif. Perekaman gelombang infrasonik dilakukan pada perekam Kinemetrik PS-2 dengan filter *low-pass* 12,5 Hz dan gain 24 db.

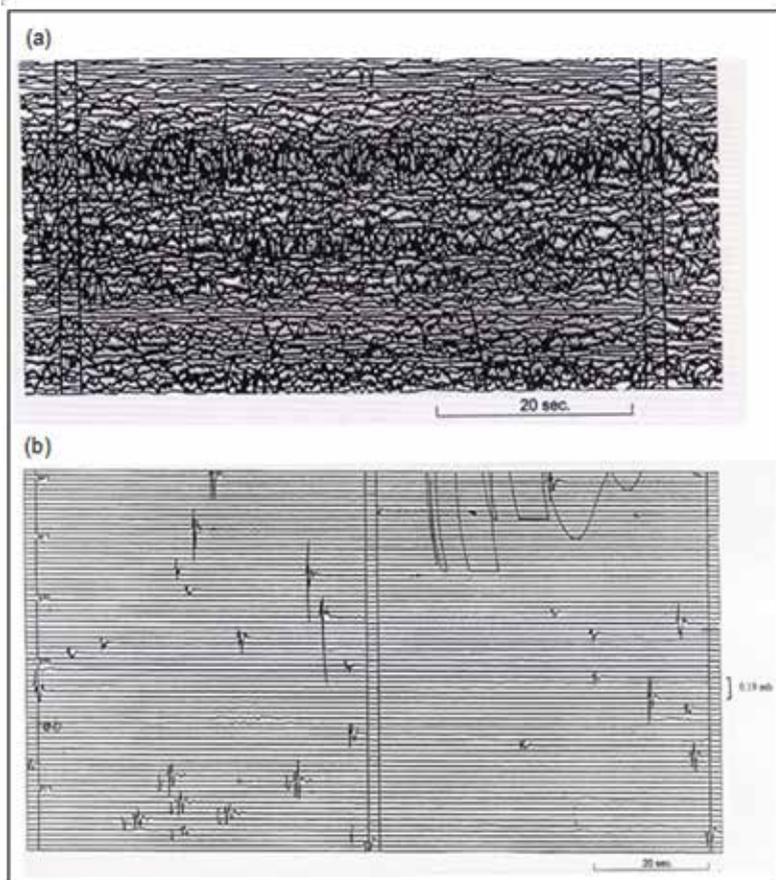
Selama aktivitas letusan Krakatau Februari 1999, pengamatan infrasonik sangat berguna untuk memantau aktivitas letusan. Rekaman infrasonik dimulai pada 11 Februari ketika semburan lava (*lava fountain*) berlanjut. Rekaman infrasonik terlihat seperti tremor vulkanik. Contoh rekaman

infrasonik terkait dengan semburan lava ditunjukkan pada Gambar. 15.35 (a). Aktivitas semburan lava berubah menjadi letusan strombolian. Contoh gelombang infrasonik pada perekam PS-2 ditunjukkan pada gambar 15.35 (b). Jumlah letusan harian mencapai maksimum 421 pada 23 Februari.

Bentuk khas gelombang infrasonik yang diperoleh dari perekam digital (Datamark LS-8000 SH). Sinyal infrasonik dimulai dengan gelombang kompresional dan selanjutnya fase dekompresi yang lebih besar. Fase kompresi dan dekompresi yang lebih kecil mengikuti sinyal pertama. Durasi fase kompresi pertama adalah sekitar 0,4 detik. Amplitudo dari puncak fase kompresi hingga ke bawah fase dekompresi selama hampir 2 bulan pengamatan berkisar antara 0,027-1,431 mb. Amplitudo yang melebihi 1 mb terjadi pada 15 Februari, 19, 25 dan 16 Maret 17. Amplitudo sebagian besar letusan tersebut kurang dari 0,4 mb ketika jumlah letusan harian mencapai maksimum 421 pada 23 Februari.

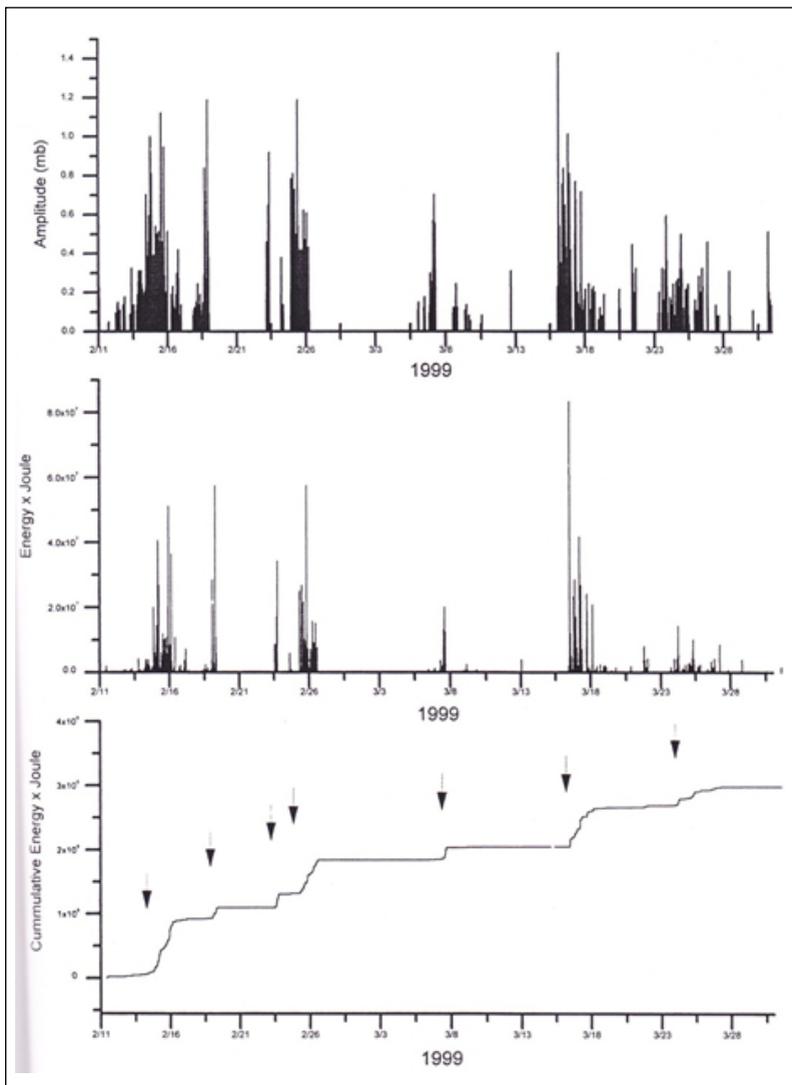


Gambar 15.34. Peralatan mikrofon (ACO, tipe 7144) dan amplifier (tipe 3348) yang digunakan untuk memantau aktivitas letusan GAK.



Gambar 15.35. Rekaman Infrasonik GAK (a) rekaman yang berasosiasi dengan lava fountain, yaitu lontaran material yang terjadi hampir terus-menerus seperti air mancur, 11 Februari 1999. (b) rekaman letusan tipe strombolian, 15 Februari 1999. Letusan ditandai dengan terekamnya gelombang beramplituda besar (Kristianto, 1999).

Energi infrasonik yang dilepaskan oleh letusan selama Februari-Maret 1999 ditunjukkan pada Gambar 15.34. Energi gelombang infrasonik yang keluar akibat letusan telah dilepaskan dengan laju  $6 \times 10^7$  Joule/hari. Energi Infrasonik



Gambar 15.36. Perubahan aktivitas letusan GAK dari data rekaman infrasonik. Dari atas ke bawah, nilai amplitudo, energi, dan kumulatif energi infrasonik selama Februari-Maret 1999.



Gambar 15.37. Infrasonid di Pos PGA Pasauran

yang dilepaskan meningkat pada 15-27 Februari 1999 dan juga 16-27 Maret 1999. Pada 23 Februari 1999, jumlah kejadian letusan mencapai maksimum (421 kejadian).

## **Pemantauan Geokimia**

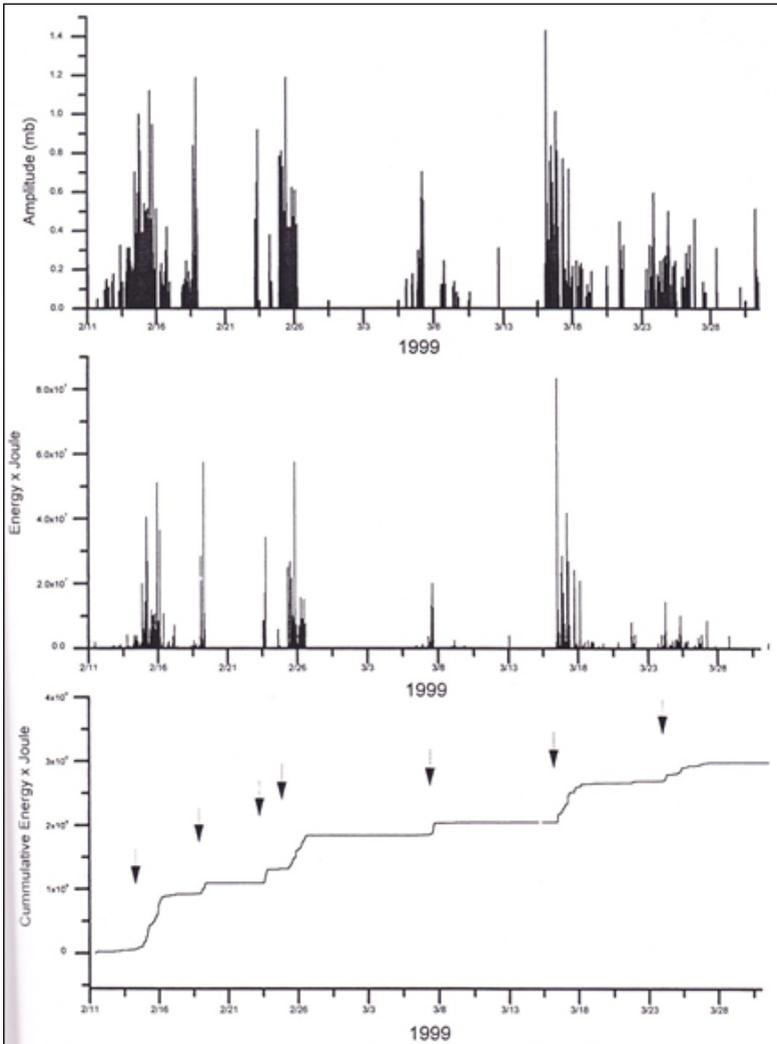
Pengamatan geokimia dilakukan dengan melakukan pemeriksaan mata air panas yang berada di Pulau Anak Krakatau. Lokasi mata air panas tersebut terdapat dalam sumur yang berada di samping pos BKSDA di Pulau Anak Krakatau. Pada umumnya dilakukan pengambilan sampel air dan selanjutnya dilakukan analisa unsur yang terkandung dalam mata air panas tersebut. Analisis dilakukan untuk mengetahui pH air, DHL,

dan unsur-unsur yang meliputi anion utama  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  dan  $\text{HCO}_3^-$ , dan kation seperti  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  dan  $\text{Mg}^{2+}$ . Analisis juga dilakukan terhadap unsur-unsur netral, seperti  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ , dan F, serta unsur kontaminan yang umum dijumpai pada sistem panasbumi, seperti  $\text{As}^{3+}$  dan B.

Secara umum, mata air panas GAK mempunyai suhu yang hangat, yakni berkisar  $37^\circ\text{C}$ , dengan pH netral berkisar 7.

Tabel 15.2. Perbandingan hasil analisis kimia MAP. G. Krakatau tahun 2014 dan 2018

Hasil Analisis MAP. Krakatau			
Unsur	12-Jul-14	02-Jul-18	15 Sept 2018
$\text{SiO}_2$	35,54	110,27	46.57
Al	0	0	-
Fe	0	0	-
Ca	306,7	224,3	223.40
Mg	204,5	201	283.50
Na	1042	901	1065.50
K	73,23	95,45	86.95
Mn	0	0	-
$\text{NH}_3$	0,25	1,55	-
Cl	2128,45	2070	2256.15
$\text{SO}_4$	1118,75	1153,57	1263.73
$\text{HCO}_3$	172,51	144,88	269.27
Li	0,19	0,21	0.19
$\text{H}_2\text{S}$	0	0	-
B	0,12	1,78	-
pH/Lab	7,35	7,16	7.42
DHL (Umhos/cm)	7360	8440	9667



Gambar 15.38. Perubahan aktivitas letusan GAK dari data rekaman infrasonik. Dari atas ke bawah, nilai amplitudo, energi, dan kumulatif energi infrasonik selama Februari-Maret 1999.



Gambar 15.39. Lokasi mata air panas Gunung Anakkrakatau (Kushendratno, 2018).

Dari uraian di atas, dapat disimpulkan bahwa pemantauan GAK telah dimulai sejak lahirnya gunungapi tersebut. Selanjutnya seiring dengan perkembangan ilmu dan teknologi, maka pemantauan GAK semakin berkembang dan semakin lengkap. Selain itu, sistem pemantauan GAK saat ini telah mampu mendeteksi gejala sebelum letusan, memantau pada saat letusan dan setelah letusan. Dengan demikian diharapkan dapat menentukan aktivitas GAK dan tingkat bahayanya secara cepat dan tepat.

*\*Ahmad Basuki, Kristianto, dan Anna Mathovanie,  
bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.*

# **Pemantauan Visual Letusan Gunung Anakkrakatau Periode Juli-Desember 2018**

**Oleh:**

**Kushendratno**

*Letusan Gunungapi Anakkrakatau (GAK) dimulai sejak 29 Juni 2018 berupa letusan vulkanian, kemudian didominasi letusan strombolian dan diakhiri letusan surtseyan pada Desember 2018. Fase letusan 2018 ini mengakibatkan longornya sebagian besar tubuh GAK dan menyisakan kawah lama yang terbentuk pada 1952.*

Gunung Anakkrakatau (GAK) adalah gunungapi strato tipe A dan merupakan gunungapi muda yang muncul dalam kaldera, pasca letusan paroksimal tahun 1883 dari Kompleks Vulkanik Krakatau. Aktivitas letusan pasca pembentukan dimulai sejak 1927, saat tubuh gunungapi masih di bawah permukaan laut. Tubuh Anakkrakatau muncul ke permukaan laut sejak 1929. Sejak saat itu hingga kini GAK berada dalam fasa konstruksi (membangun tubuhnya hingga besar). GAK mempunyai elevasi tertinggi 338 mdpl (pengukuran September 2018). Karakter letusannya adalah letusan magmatik berupa letusan eksplosif lemah (strombolian) dan letusan efusif berupa aliran lava. Sejak 2016, GAK meletus setiap tahun. Pada 2016 letusan terjadi pada 20 Juni 2016, sedangkan pada 2017 letusan terjadi pada 19 Februari 2017 berupa letusan strombolian. Tahun 2018, GAK kembali meletus sejak 29 Juni 2018 berupa letusan strombolian.

Pengamatan visual GAK dilakukan dari pos Pengamatan Gunungapi (PGA) di Desa Pasauran, Kecamatan Cinangka, Kabupaten Serang, Provinsi Banten. Jarak dari pos PGA ke GAK sekitar 42 km ke arah barat laut. Selain itu, pengamatan visual dilakukan pula secara dekat dari pulau GAK dan pulau-pulau di sekitarnya yaitu Pulau Sertung, Pulang Panjang dan Pulau Rakata. Pulau-pulau ini merupakan sisa tubuh Kompleks Vulkanik Gunung Krakatau (Gambar 16.1).



Gambar 16.1. Peta Kompleks Vulkanik G. Krakatau

Tingkat aktivitas GAK berada di Level II (Waspada) sejak tahun 2012. Peta Kawasan Rawan Bencana (KRB) menunjukkan hampir seluruh tubuh G. Krakatau yang berdiameter kurang lebih 2 Km dan area sekitarnya merupakan kawasan rawan bencana. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi bencana Geologi (PVMBG) merekomendasikan zona bahaya letusan GAK dalam radius 1 km dari kawah aktif. Walaupun sejak 2012 GAK telah mengalami 3 kali letusan yaitu pada tahun 2013, 2016 dan 2017 tetapi tingkat aktivitasnya tidak pernah dinaikkan



Gambar 16.2. Morfologi dan letusan GAK dari arah utara, barat, timur dan selatan. Letusan GAK ini masih berupa letusan vulkanian yang bersifat impulsif, terjadi pada 1 Juli 2018 dengan tinggi asap 100-300 meter dari puncak kawah.



Gambar 16.3. Letusan vulkanian pada 2 Juli 2018. Tinggi asap sekitar 700 meter dari puncak arah angin ke selatan. Tampak guguran material pijar sekitar 500 meter dari puncak ke arah tenggara. Visual dilakukan dari arah Tenggara.



Gambar 16.4. Material pijar letusan GAK tampak membara di malam hari, 1 Juli 2018. Tidak ada baraapi diam di dalam kawah. Baraapi hanya terlihat pada saat letusan atau letusan. Visual dilakukan dari arah tenggara.

karena zona bahaya letusan masih dalam batas rekomendasi.

GAK memiliki tinggi puncak sekitar 305 mdpl. GAK termasuk gunungapi yang relatif kecil bila dibandingkan dengan Gunung Tangkuban Parahu (2087 m) atau gunungapi tertinggi di Indonesia yaitu Gunung Kerinci (3805 m). GAK memiliki morfologi 2 puncak dengan 2 titik letusan yang berarah utara-selatan. Kawah aktif saat ini adalah Kawah Selatan dengan bukaan kawah mengarah ke selatan. Pada 29 Juni 2018 GAK meletus dengan titik letusan berada di kawah selatan. Pengamatan visual langsung dari Kompleks Gunung Krakatau tanggal 1-2 Juli 2018 menunjukkan bahwa letusan yang terjadi berupa letusan vulkanian yang bersifat impulsif dengan interval letusan 15-30 menit sekali. Letusan vulkanian adalah tipe letusan terbanyak di dunia. Tergantung pada kekuatan yang dimiliki mulai dari lemah hingga kuat. Letusan eksplosif kecil ini menghasilkan abu vulkanik dan lontaran

material pijar ke segala arah. Material pijar letusan terlihat membara di malam hari (Gambar 16.2).

Letusan GAK masih terus berlangsung sepanjang Juli 2018 dengan intensitas letusan cenderung kian meningkat. Alat Seismograf mencatat 4039 kali gempa letusan selama Juli 2018 atau rata-rata 10 menit sekali. Pemantauan visual dari pos PGA Pasauran, Banten, GAK umumnya terlihat jelas hingga tertutup kabut dengan keadaan cuaca cerah hingga mendung. Teramati asap kawah utama dengan ketinggian maksimum 500 meter di atas puncak.

Antara 22-23 Juli 2018 tim ahli Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG), Badan Geologi, melakukan pengamatan langsung dari Pulau Rakata (selatan



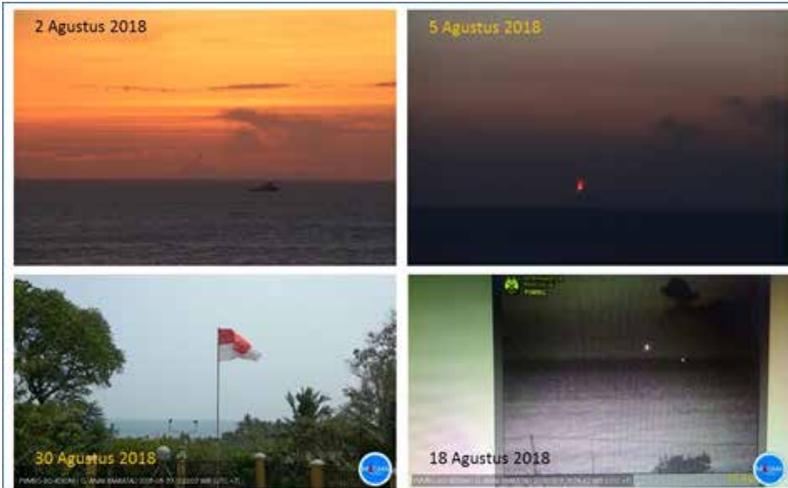
Gambar 16.5. Pengamatan visual dari Pulau Rakata antara 22-23 Juli 2018 (selatan GAK). Letusan strombolian sebagai ciri khas letusan GAK dengan arah guguran lava pijar dominan ke arah barat-selatan. (Foto oleh Ahmad Basuki).

GAK) yang berjarak sekitar 5 Km dari kawah aktif GAK. Tipe letusan berubah dari Letusan vulkanian menjadi letusan strombolian. Tipe letusan ini memiliki ciri khas semburan material pijar yang susul menyusul seperti air mancur dengan interval waktu tertentu (2-10 detik atau lebih). Selain itu, tipe strombolian sering berasosiasi dengan munculnya danau lava di dalam kawah.

Letusan strombolian pada 22-23 Juli 2018 melontarkan material pijar yang menyebar ke segala arah tetapi jarak lontaran semakin menjauh dari kawah aktif. Sebelumnya, lontaran material pijar hanya di sekitar tubuh GAK, sekarang lontaran telah mencapai laut atau lebih dari satu kilometer dari kawah aktif. Tim ahli PVMBG menyimpulkan bahwa potensi bahaya letusan semakin membesar sehingga rekomendasi zona bahaya letusan diperluas menjadi 2 km dari kawah aktif dengan tingkat aktivitas masih di Level II (Waspada).

Sepanjang Agustus 2018, alat seismograf mencatat 3577 kali gempa letusan jumlah ini sedikit mengalami penurunan dari bulan Juli (4039 kali letusan). Pemantauan visual dari pos PGA, umumnya terlihat jelas hingga tertutup kabut dengan keadaan cuaca cerah hingga hujan. Teramati asap kawah utama dengan ketinggian maksimum 600 meter di atas puncak. Letusan strombolian masih terus berlangsung. Lontaran material pijar menyebar ke segala arah dan guguran lava pijar mengalir dominan ke arah selatan (Gambar 16.6).

Bulan September, aktivitas letusan GAK meningkat secara signifikan. Alat Seismograf mencatat 2916 kali letusan selama 12 hari atau rata-rata terjadi letusan setiap 6 menit sekali, jauh lebih intensif dari letusan bulan Juli dan Agustus (10 menit sekali). Selain itu tercatat gempa letusan kontinyu selama 18 hari terutama tanggal 4-20 September 2018. Pemantauan visual dari pos PGA umumnya terlihat jelas hingga tertutup



Gambar16.6. Pengamatan visual letusan GAK dari Pos PGA Pasauran, Banten. Letusan strombolian masih terus berlangsung. Pemantauan dari Pos dibantu juga dengan kamera CCTV inframerah (gambar kanan bawah).



Gambar 16.7. Kolom asap letusan GAK dengan tinggi asap sekitar 2500 m dari puncak pada 22 September 2018 (foto visual dari Pos PGA).



Gambar 16.8. Visual letusan strombolian dari Pulau Rakata antara 15-16 September 2018 (foto oleh Ahmad Basuki). Aliran lava mengalir ke arah selatan-tenggara dan sudah mencapai pantai yang berjarak kurang lebih satu kilometer dari kawah aktif.

kabut dengan keadaan cuaca cerah hingga hujan. Teramati asap kawah utama dengan ketinggian maksimum 2500 meter di atas puncak (Gambar 16.7). Letusan strombolian melontarkan material pijar yang hampir menutupi seluruh tubuh GAK dan aliran lava yang mengalir sampai ke pantai (Gambar 16.8). Aktivitas letusan di bulan September ini merupakan aktivitas tertinggi G. Anak Krakatau sepanjang tahun 2018.

Sepanjang Oktober 2018, alat seismograf mencatat 5165 kali gempa letusan atau rata-rata terjadi letusan setiap 8 menit sekali. Aktivitasnya menurun bila dibandingkan dengan aktivitas letusan bulan September 2018 tetapi masih lebih tinggi bila dibandingkan dengan Juli 2018 (10 menit sekali). Pemantauan visual dari pos PGA, umumnya terlihat jelas hingga tertutup kabut dengan keadaan cuaca cerah hingga hujan. Teramati asap kawah utama dengan ketinggian maksimum 1200 meter di atas puncak (Gambar 16.9).

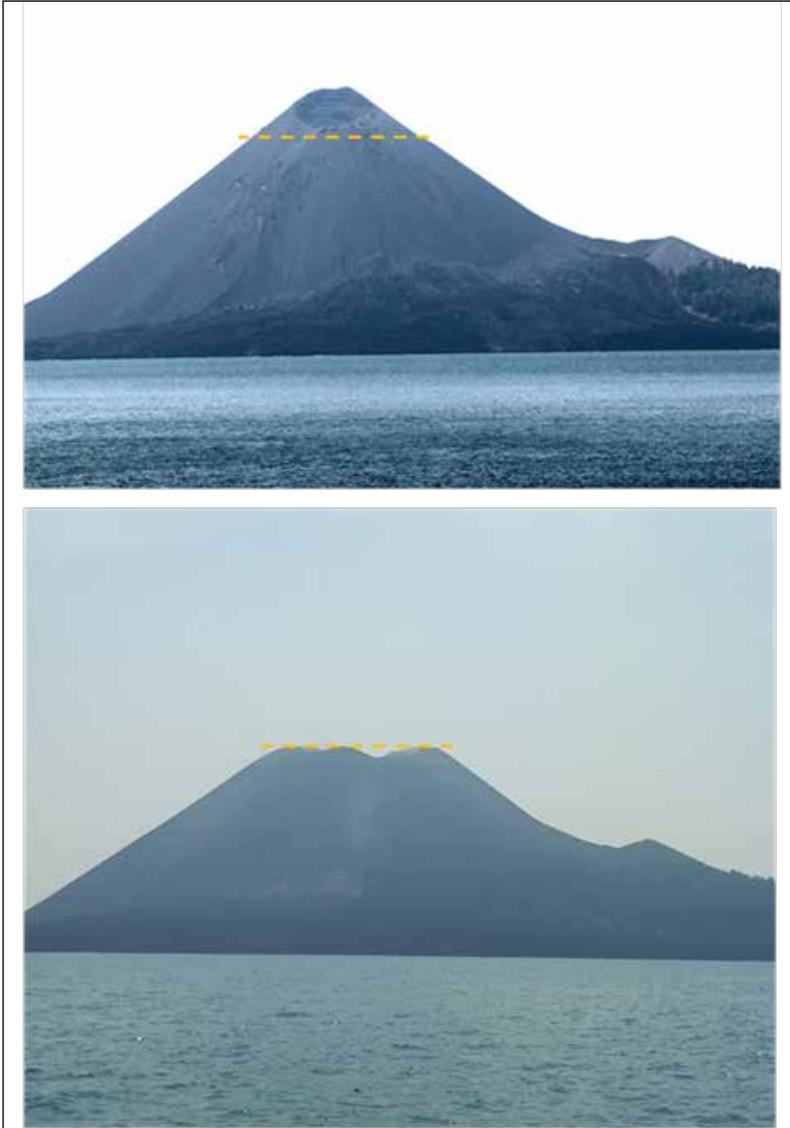
Hasil perbandingan morfologi GAK tanggal 1 Juli 2018 dan 14 Oktober 2018 tampak puncak GAK yang sebelumnya ada dua kawah sekarang telah menyatu menjadi satu kawah besar, selain itu terjadi juga penambahan tinggi gunung (Gambar 16.10). Berdasarkan analisis visual, sudah terkonfirmasi bahwa GAK yang tingginya semula 305 mdpl, sekarang tingginya menjadi 385 mdpl atau bertambah tinggi 75 meter.

Periode Nopember 2018, seismograf mencatat 4111 kali gempa letusan atau rata-rata terjadi letusan setiap 10 menit sekali. Aktivitasnya menurun bila dibandingkan dengan aktivitas letusan Oktober 2018 (8 menit sekali) atau relatif serupa dengan Juli dan Agustus 2018 (10 menit sekali). Pemantauan visual dari pos PGA, umumnya terlihat jelas hingga tertutup kabut dengan keadaan cuaca cerah hingga hujan. Teramati asap kawah utama dengan ketinggian maksimum 2000 meter di atas puncak (Gambar 16.11).



Gambar 16.9. Pengamatan visual letusan dari Pulau Rakata antara 14-15 Oktober 2018 (foto oleh Iyan Mulyana). Letusan yang disertai guguran material pijar masih terjadi. Aliran lava yang terjadi di bulan september sudah berhenti.

Periode 1- 15 Desember 2018, seismograf mencatat 986 kali gempa letusan atau rata-rata terjadi letusan setiap 22 menit sekali. Aktivitas letusan pada awal hingga pertengahan Desember merupakan aktivitas terendah GAK sejak Juli 2018. Pemantauan visual dari pos PGA, umumnya terlihat



Gambar 16.10. Perbandingan morfologi puncak GAK antara 1 Juli 2018 (bawah) dan 14 Oktober 2018 (atas). Tinggi Gunung bertambah 75 meter.



Gambar 16.11. Pemantauan visual GAK bulan November 2018 dari Pos PGA Pasauran, Banten. Letusan Strombolian dan guguran material pijar masih terus berlangsung.

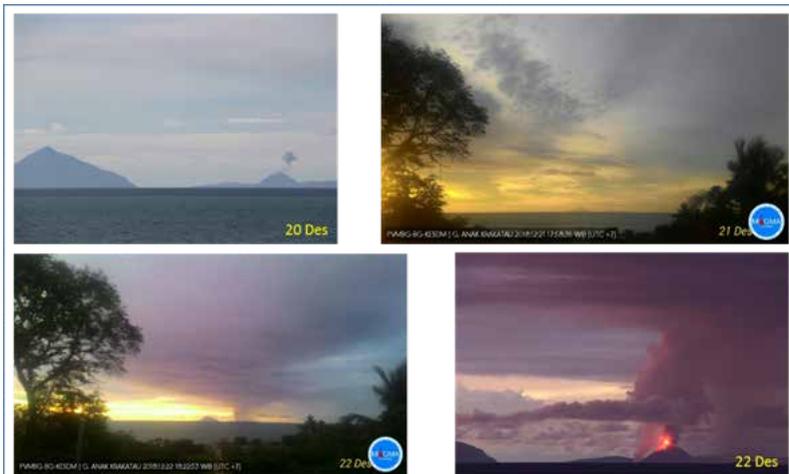


Gambar 16.12. Pemantauan visual GAK pada 10-11 Desember 2018 dari Pulau Rakata (Foto oleh Cahya Patria).

jelas hingga tertutup kabut dengan keadaan cuaca cerah hingga hujan. Teramati asap kawah utama dengan ketinggian maksimum 500 meter di atas puncak (Gambar 16.12).

Aktivitas letusan GAK kembali meningkat. Pada 20 dan 21 Desember 2018, seismograf mencatat 324 dan 242 kali gempa letusan dengan tinggi asap letusan 100 -400 meter di atas puncak. Pada 22 Desember pukul 18.41 WIB, Letusan strombolian mulai terlihat jelas dan menerus sampai pukul 20.29 WIB (Gambar 16.13-16.14).

Siaran pers Badan Metereologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) menyatakan bahwa pada 22 Desember 2018 pukul 21.27 WIB terjadi tsunami di pesisir pantai Banten dan Lampung. Sebelum kejadian tsunami, pengamat GAK Windy Cahya Kumolo melaporkan hilangnya transmisi sinyal dari alat pengukur gempa yang dipasang di tubuh GAK (stasiun Lava). Hal ini mengakibatkan seismograf di Pos PGA tidak merekam gempa apapun sejak 22 Desember 2018 pukul 21.03 WIB.



Gambar 16.13. Pengamatan visual letusan dari Pos PGA Pasauran, Banten. Aktivitas letusan GAK kembali meningkat.



Gambar 16.14. Letusan Strombolian GAK pada 22 Desember 2018. Letusan ini mulai menerus dan terlihat jelas sejak pukul 18.41 WIB.

Kejadian tsunami ini membuat panik masyarakat yang tinggal di sekitar pantai sehingga sebagian penduduk mengungsi ke Pos PGA Anakkrakatau di atas bukit yang jarak kurang lebih 200 meter dari pinggir pantai Pasauran.

Mulai 23 Desember 2018 pukul 00.00 WIB, pemantauan kegempaan dipindahkan dari stasiun lava di tubuh GAK ke stasiun Sertung di Pulau Sertung yang berjarak 3 km dari GAK. Alat seismograf mencatat gempa letusan yang menerus dari 23-27 Desember 2018. Sejak 23 Desember, kekuatan letusan GAK mengalami peningkatan yang signifikan dibandingkan dengan letusan-letusan sebelumnya.

Hasil pemantauan visual dari Pos PGA Pasauran memperlihatkan kolom asap letusan yang menerus dan sangat lebar sehingga menutupi seluruh tubuh GAK. Terlihat guguran awan panas yang masuk ke laut Tinggi asap letusan



Gambar 16.15. Aktivitas letusan GAK terus meningkat setelah kejadian tsunami pada 22 Desember 2018 (lingkaran merah).



Gambar 16.16. Fase letusan GAK pada 28-29 Desember 2018. Tipe letusan berubah menjadi letusan surtseyan (lingkaran merah).



Gambar 16.17. Longsornya GAK sehingga mengurangi tinggi puncaknya menjadi 110 m dpl, lebih rendah dari P. Sertung (183 m) dan P. Panjang (132 m).

diperkirakan lebih dari 2000 meter terus membubung tinggi ke dalam gumpalan awan, abu vulkanik dominan bergerak ke arah timur laut (Gambar 16.15).

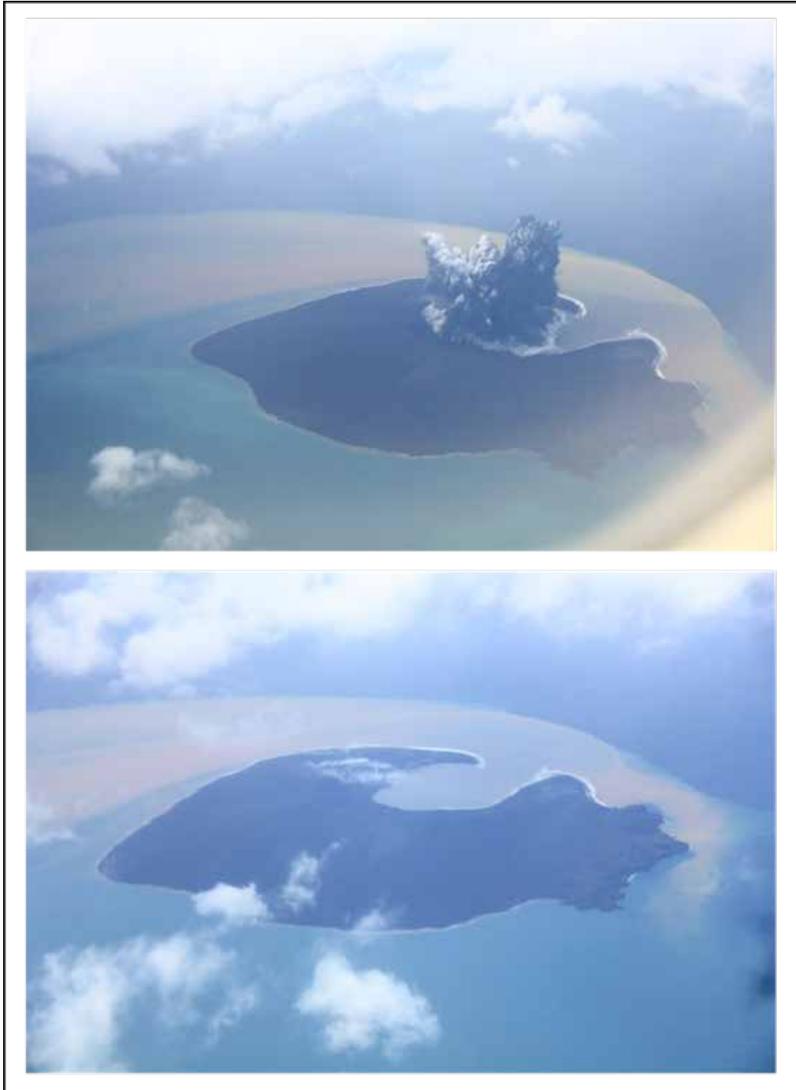
Berdasarkan informasi dari masyarakat dan juga pengecekan langsung ke lapangan, diketahui terjadi hujan abu vulkanik GAK di kota Cilegon dan Serang pada 26 Desember 2018 sekitar pukul 19.00 WIB. Berdasarkan data-data



Gambar 16.18. Perkiraan longsornya sebagian besar tubuh G. Anak Krakatau (diatas garis merah) dan menyisakan kawah lama (somma) yang terbentuk tahun 1952 (dibawah garis merah). Foto diambil tanggal 10 Desember 2018 dari P. Rakata oleh Ahmad Basuki.

tersebut di atas, tingkat aktivitas GAK dinaikkan dari **Level II (Waspada) menjadi Level III (Siaga)** sejak 27 Desember 2018 pukul 06.00 WIB. Zona bahaya letusan GAK diperluas dari radius 2 km menjadi 5 km dari kawah aktif.

Letusan GAK masih terus berlangsung hingga 28 Desember 2018. Kolom asap masih menerus dan membubung tinggi hingga menembus awan pada ketinggian sekitar 4000 mdpl. Kolom asap menerus tiba-tiba berhenti dan tampak melayang tanpa diikuti asap letusan lanjutan. Secara kasat mata tampak bahwa puncak GAK telah hilang. Setelah itu, letusan kembali muncul tetapi tipe letusannya berubah dari letusan strombolian menjadi letusan surtseyan yaitu letusan yang terjadi karena magma yang keluar dari kawah GAK bersentuhan dengan air laut (Gambar 16.16).



Gambar 16.19. Letusan surtseyan dan morfologi kawah GAK pada 30 Desember 2018. Foto diambil dari atas pesawat terbang oleh Iyan Mulyana.

Berdasarkan analisis visual, terkonfirmasi bahwa GAK yang tingginya semula 338 meter (pengukuran September 2018), sekarang tingginya tinggal 110 meter. Dari Pos PGA Pasauran, posisi puncak GAK lebih rendah di banding Pulau Sertung yang menjadi latar belakangnya. Sebagai catatan, Pulau Sertung tingginya 182 m sedangkan Pulau Panjang 132 m. Volume GAK yang hilang diperkirakan sekitar 150-180 juta m<sup>3</sup>. Sedangkan volume yang tersisa saat ini sekitar 40-80 juta m<sup>3</sup> (Gambar 16.17).

Berkurangnya volume tubuh GAK ini diperkirakan karena adanya proses rayapan/longsoran tubuh gunungapi yang disertai oleh laju letusan yang tinggi antara 24-27 Desember 2018. Bagian tubuh yang tersisa merupakan kawah lama atau kawah somma. Kawah ini terbentuk mulai dari awal munculnya titik letusan GAK pada 1927 sampai menjadi kawah berbentuk bulan sabit dengan danau kawah di dalamnya pada 1952 (Gambar 16.18-16.19).

*\*Kushendratno,  
bekerja di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.*

# **Sedimen Holosen dan Dinamika Pengendapannya di Pagelaran, Banten**

**Oleh:**

**Rio Alcanadre Tanjung M,  
R. Isnu Hajar Sulistyawan, dan Subiyanto**

*Proses pengendapan di wilayah pasang-surut dapat dijadikan sebagai indikator untuk merekonstruksi turun naiknya muka air laut dan perubahan garis pantai akibat efek tektonik. Selain itu, dampak berubahnya iklim yang mempengaruhi semua wilayah baik di daratan maupun di samudra dapat teramati.*

Kajian mengenai peristiwa gelombang pasang (tsunami) dan berubahnya iklim yang belum dilakukan secara rinci perlu mendapat perhatian karena kedua faktor tersebut memegang peranan penting untuk mengetahui dan menjawab berbagai macam fenomena alam yang terjadi di kawasan Selat Sunda. Padahal fenomena alam yang terjadi di kawasan Selat Sunda terkait dengan geodinamikanya merupakan aspek kebencanaan yang sewaktu waktu dapat terjadi seperti pada peristiwa pada 22 Desember 2018.

Williams dkk. (1993) mengemukakan bahwa perubahan lingkungan selama kurun waktu Kuartar terjadi di mana-mana baik secara regional atau lokal yang dari satu tempat ke tempat lainnya memiliki variasi tertentu dan berbeda. Moechtar (2011) mengemukakan bahwa di sepanjang perjalanan bumi berlangsung perubahan iklim secara berulang yang membentuk siklus yang berlangsung secara periodik dan kebenarannya terbukti di daerah tropis Indonesia khususnya saat Plistosen Akhir hingga kini. Perubahan lingkungan oleh kenaikan suhu dan deglasiasi, meningkatnya kekeringan, naik turunnya muka air laut, perubahan arah angin, benua, radiasi matahari dan kandungan debu dalam atmosfer sudah disepakati berbagai peneliti. Sirkulasi pendinginan dan pemanasan secara global terkait berubahnya iklim mengikuti siklus Milankovitch diulas oleh Perlmutter dan Matthews (1989).

Sehubungan dengan berubahnya iklim, para penulis menyatakan bahwa setidaknya telah terjadi masa pendinginan sebanyak empat kali yang diselingi tiga kali periode panas. Periode glasial dan antarglasial menyebabkan muka air laut turun secara eustasi tanpa mengubah bentuk permukaan bumi. Pada periode antarglasial, air yang berasal dari pencairan es kembali ke laut dan menyebabkan muka air laut kembali naik. Di daerah tropis, efek pengesan dan pencairannya berhubungan dengan berfluktuasinya muka laut sehingga dapat dipahami bahwa turun-naiknya muka laut dan berubahnya iklim saling berkaitan satu sama lain.

Walker dan James (1992) menyatakan kontrol dinamika pengendapan dalam bentuk turun-naiknya muka laut, tektonik, perubahan iklim dan *biotic* harus menjadi satu kesatuan dalam rangkaian fasies seumur. Alhasil, dari geodinamika Selat Sunda mengandung arti bahwa peristiwa bumi yang terkait rangkaian kejadian tektonik, berfluktuasinya muka laut, berubahnya iklim, atau letusan di masa lalu saling berhubungan. Oleh karena itu, yang harus dipertimbangkan secara ilmiah adalah kontribusi aspek kebumihan sehubungan dengan berbagai perencanaan dan pengembangan infrastruktur di Selat Sunda saat ini dan nanti.

Berubahnya iklim secara umum merupakan salah satu sumber informasi yang perlu diacu dalam menentukan kriteria pengambilan keputusan untuk pemanfaatan lahan mengingat setiap wilayah memiliki karakter pembentukan lahan yang berbeda dengan wilayah lainnya. Fenomena alam tersebut berhubungan erat dengan sejarah menyusut dan meluasnya lingkungan di bumi sehingga dengan mengetahui peristiwa berubahnya iklim maka penilaian layak tidaknya suatu wilayah dikembangkan menjadi lebih sempurna. Hal ini dikarenakan, mekanisme turun-naiknya muka laut secara



Gambar 17.1. Peta Lokasi Daerah Penelitian dan Titik Pemboran

global terkait dengan berubahnya iklim dan tektonik global, sedangkan turun-naiknya muka laut secara regional dan lokal merupakan efek dari aktivitas tektonik baik yang terjadi secara regional ataupun lokal. Selain itu, turun-naiknya muka laut dan berubahnya iklim merupakan suatu rangkaian kejadian yang mengontrol satu sama lainnya.

Adapun daerah penelitian terletak di selatan daratan pantai Labuhan yang merupakan tempat berkembangnya cekungan fluvial di sepanjang Sungai Cilemer-Cibungur yang termasuk Kecamatan Pagelaran, Kabupaten Pandeglang, Banten (Gambar 17.1)

## Fasies dan Lingkungan Pengendapan

Secara umum, fasies dan lingkungan pengendapan di daerah penelitian terbentuk pada cekungan pasang-surut di bawah kendali turun-naiknya muka laut, berubahnya iklim, dan pasokan material rombakan yang berasal dari Formasi Bojong (Fpb) sebagai sumber muatan yang masuk ke arah

cekungan. Hubungan antara ciri fasies dan lingkungan pengendapan berdasarkan data bor dangkal pada kedalaman antara 3,80-11,30 m dengan ketinggian 1 hingga 5 mdpl menunjukkan bahwa litologi tersebut terbentuk dari beberapa kelompok fasies yang dapat dibedakan menjadi fasies-fasies pengendapan cekungan banjir (*floodbasin deposits*), rawa (*swamp deposits*), sungai (*fluvial deposits*), dan klastika linier (*linear clastics deposits*).

### **Endapan Cekungan Banjir (ECb)**

Endapan ini terdiri dari pasir sangat halus-halus kadang-kadang lempung dan lanau berwarna coklat, kuning kecoklatan hingga coklat tua dengan ketebalan antara 1,40-3,10 m. Agak padat hingga padat, mudah patah, berwarna lebih gelap ke arah bawahnya, sedikit dicirikan oleh konkresi mangan  $\pm$  2-4 % dan akar tanaman halus di bagian atasnya dengan sisa-sisa tumbuhan. Litologi ini diinterpretasikan sebagai material rombakan yang berasal dari Fpb yang masuk ke cekungan banjir, dan selanjutnya disebut sebagai endapan cekungan banjir (ECb).

### **Endapan Rawa (Fr)**

Fasies ini tidak berkembang secara baik dan umumnya bercampur dengan fasies yang jenisnya berbeda, ditemukan pada beberapa lokasi dengan ketebalan kurang dari 1 m dan pada lokasi tertentu memiliki ketebalan lebih dari 1 m yang berkontaminasi dengan lingkungan lain. Fasies ini terdiri dari lempung hingga lempung gambutan berwarna coklat hingga kuning kelabu, dengan kekerasan semakin tinggi ke arah interval bawah, langka kandungan pasir yang diinterpretasikan sebagai endapan rawa (ER). Fasies Fr ini menempati periode atas dan tengah dari endapan Holosen. Lapisan periode

bagian tengah umumnya merupakan lempung, dan terkadang mengandung sedikit cangkang moluska, sedangkan periode atasnya terdiri dari gambut, lanau lempungan, kadang-kadang diketemukan sisa tumbuhan.

Warna yang terang dan cenderung tidak bewarna gelap memberi kesan bahwa lingkungan ketika itu bukanlah merupakan wilayah genangan permanen, sehingga endapan rawa yang berkembang terjadi pada waktu-waktu tertentu saja. Lingkungan ini juga dipengaruhi oleh turun-naiknya muka laut, terbukti dijumpainya lapisan tipis lempung berwarna abu-abu kehijauan setebal 5-8 cm yang merupakan hasil kerja energi aliran laut. Lingkungan rawa ini tidak berkembang di wilayah pesisir karena tidak ditemukannya jenis endapan rawa bakau yang tebal.

### **Endapan Sungai**

Fasies fluvial dapat dibedakan menjadi endapan alur sungai (EAs) dan endapan dataran banjir (EDb). EAs didominasi oleh klastika kasar, sedangkan EDb dibentuk oleh klastika halus hasil dari proses sedimentasi sungai. Fasies EAs terdiri dari pasir berukuran medium hingga halus dengan butiran seragam berwarna abu-abu coklat kehitaman hingga hitam kelabu, derajat pemilahan sedang hingga baik, bentuk butir membundar-membulat tanggung, lepas, terkadang mengandung sedikit sisa tumbuhan dengan ketebalan antara 80 cm hingga 3,20 m. Berkomposisikan mineral kuarsa, feldspar, pecahan batuan andesit-basal dan mineral hitam, terkadang mengandung sedikit pecahan moluska. Secara vertikal endapan tersebut tidak memperlihatkan kerja jejak-jejak aktivitas arus seperti pengerukan dan terbentuknya struktur sedimen dengan pemisahan butiran yang teratur.

Ciri sedimen fluvial demikian, kemungkinan disebabkan

oleh proses energi yang mendekati minimum atau di bawah pengaruh arus yang hampir-hampir tidak bekerja seperti proses yang terjadi di wilayah muara sungai. Kecepatan menurunnya energi tersebut dibuktikan oleh miskinnya sisa-sisa tumbuhan yang diendapkan, sedangkan pengaruh naiknya muka laut relatif besar dengan diendapkannya material dari proses energi laut pada waktu-waktu tertentu. Posisi atau letak FAs ini tidak jauh dari posisi alur sungai yang berkembang sekarang.

Berdasarkan posisi pembentukannya, FAs yang terbentuk pada periode bagian tengah relatif mencirikan perubahan butir yang mengasar ke arah atas sebagai pertanda bahwa energi aliran semakin melemah, sedangkan pelimpahan alur sungai tersebut relatif luas. Ciri FAs yang butirannya mengasar ke arah atas berupa pasir berukuran kasar, tetapi semakin ke arah atasnya ukuran butir kembali menghalus hingga berukuran lempung. Gejala ini bukan dikarenakan energi kembali meninggi, tetapi disebabkan karena energi aliran sungai yang semakin melemah, terbukti dari dominannya kantong-kantong pasir dan sisa-sisa tumbuhan yang dapat dijadikan sebagai pertanda bahwa energi aliran sungai semakin menurun.

Litologi yang menyusun periode atas FAs yang terakumulasi pada umumnya berukuran pasir halus hingga menengah dengan derajat kebundaran yang kurang sempurna dengan kandungan mineral hitam yang relatif besar meski kurang dari 5 % dengan kandungan pecahan batuan. Tidak memperlihatkan tanda-tanda kerja arus khususnya arus traksi terbukti dari pemisahan butiran yang tidak sempurna secara vertikal, dan diinterpretasikan sebagai endapan alur sungai dengan tingkat energi aliran yang rendah seperti halnya alur Sungai Cilemer-Cibungur sekarang.

Endapan dataran banjir (EDb) yang sumber pasokan materialnya berasal dari pelimpahan material sungai ke arah

dataran ini terdiri dari lempung dan lanau berwarna coklat, abu-abu hingga abu-abu tua kehijauan, mengandung sedikit sisa-sisa tumbuhan, teroksidasikan dan miskin unsur organik. Lanau dicirikan ke arah atas butirannya mengasar menjadi lanau pasiran, berwarna coklat kekuningan, kaku, bercak merah dan di beberapa tempat mengandung akar yang masih segar, padat dan mudah patah serta kaku.

Ketebalan fasies FDb bervariasi mulai dari 0,40 m hingga 2,40 m serta berasosiasi dengan fasies lainnya. Pada periode tengah hasil pemboran, fasies FDb ini berperiode-seling dengan fasies klastika linier dan endapan rawa.

### **Endapan Klastika Linier**

Endapan pantai (EP) relatif berkembang baik dan memiliki sebaran yang kompleks, terdiri dari pasir berukuran halus kadang-kadang medium, membulat tanggung hingga menyudut tanggung, mengandung pecahan moluska berlimpah dengan cangkang yang utuh jarang dijumpai, kadang-kadang mengandung sisa-sisa tumbuhan dan mineral hitam. Jenis endapan ini tidak mencirikan aktifitas gelombang yang tinggi seperti yang dihasilkan oleh proses akhir dari sirkulasi samudera. Fasies Ep ini berasosiasi dengan lingkungan lainnya, dan berubah secara cepat.

Pada periode proses pengendapan bagian bawah, fasies EP berjari-jemari dengan fasies klastika lainnya secara dominan. Sebaliknya pada periode tengah, fasies EP tersebut disamping berjari-jemari dengan fasies klastika linier lainnya juga berubah secara cepat dan berulang dengan fasies fluvial. Selain itu, fasies EP ini di samping merupakan endapan bagian bawah, juga menyusun periode atas yang memiliki karakter proses pembentukannya berulang. Dengan demikian, baik secara lokal ataupun regional fasies ini mempunyai korelasi

yang rumit karena ketidak teraturan sebarannya.

Litologi lanau, lanau lempungan dan kadang-kadang lempung pasiran berwarna coklat, abu-abu kecoklatan hingga kelabu tua dan berhumus diinterpretasikan sebagai endapan laut dekat pantai (ELdp). Ciri lainnya dari fasies ini mengandung pecahan moluska dan miskin foraminifera, terkadang bersisipan pasir halus setebal 2-5 cm dengan kandungan sisa-sisa tumbuhan dan lapisan tipis gambut. Jenis endapan ini berimplikasikan berbagai proses seperti dominannya efek gelombang, dipengaruhi atau diselingi oleh proses yang berasal dari alur sungai, dan mempengaruhi lingkungan rawa. Efek dari setiap proses ini dibuktikan dari susunan fasiesnya, seperti kandungan lapisan tipis yang berasal dari fasies fluvial dengan tebal antara 2-3 cm di dalam fasies laut. Oleh karena itu, pemisahan fasies tersebut sulit dilakukan dan cenderung diklasifikasikan sebagai endapan laut dekat pantai.

Fasies klastika linier lainnya yang menyusun endapan Holosen di daerah penelitian adalah endapan laut lepas pantai (ELlp), terdiri dari lempung berwarna abu-abu tua hingga hijau, lunak, berplastisitas tinggi, mengandung moluska dan sedikit foraminifera. Litologi lainnya yang termasuk jenis endapan ini adalah lanau dan pasir sangat halus, berwarna abu-abu kehitaman hingga kelabu dengan ciri dan kandungan fasies yang tidak jauh berbeda. Secara vertikal, proses terbentuknya endapan ini berlangsung secara cepat yang berasosiasi dengan lingkungan lainnya. Fasies ELlp tersebar secara dominan pada periode pengendapan bawah seperti yang dijumpai. Sedangkan jenis fasies tersebut tidak dijumpai pada periode pengendapan tengah dan atas.

Karakter sedimen tersebut di atas di antaranya:

1. Secara lateral, perubahan fasies khususnya sepanjang alur Sungai Cilemer-Cibungur mulai dari dataran pantai

hingga dataran aluvial tidaklah mencolok. Hal Ini berarti berubahnya lingkungan di wilayah tersebut tidaklah berlangsung secara signifikan karena dari waktu ke waktu hanya memperlihatkan perubahan lingkungan transisi antara fasies darat dan laut saja meski kelangsungannya secara vertikal berjalan cepat. Oleh karena itu, pembentukan lingkungan tidak terjadi secara dominan karena cenderung merupakan wilayah transisi yang dipengaruhi oleh berbagai lingkungan yang berkembang dari waktu ke waktu.

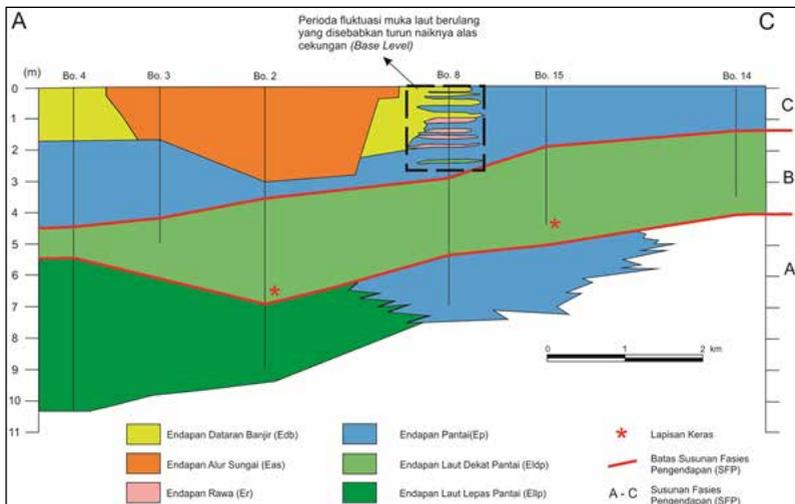
2. Secara vertikal, perubahan fasies pengendapan terbentuk secara tidak berangsur, sehingga memberi pemahaman bahwa segala sesuatu proses sedimentasi yang terjadi tidak dicirikan oleh energi yang beraturan mengikuti siklus turun-naiknya muka laut ataupun energi aliran dari sistem fluvial terkait tingginya volume air. Hal ini berarti bahwa menerusnya proses sedimentasi mengikuti berubahnya energi aliran secara beraturan tidaklah sempurna sehingga banyak dijumpai permukaan erosi akibat pola aliran yang berubah.
3. Munculnya morfologi perbukitan rendah di dataran aluvial yang berkomposisi material gunungapi dari Formasi Bojong (Fpb) merupakan alas endapan Holosen yang mungkin sebagai sumber pasokan material yang mengisi cekungan saat pembentukan periode atas pengendapan tersebut.
4. Periode bawah yang terdiri dari fasies fluvial dan klastika linier memiliki lapisan yang keras dan kompak, sehingga diperkirakan kejadian ini diakibatkan oleh proses pembebanan ketika berlangsungnya proses sedimentasi.

## Stratigrafi

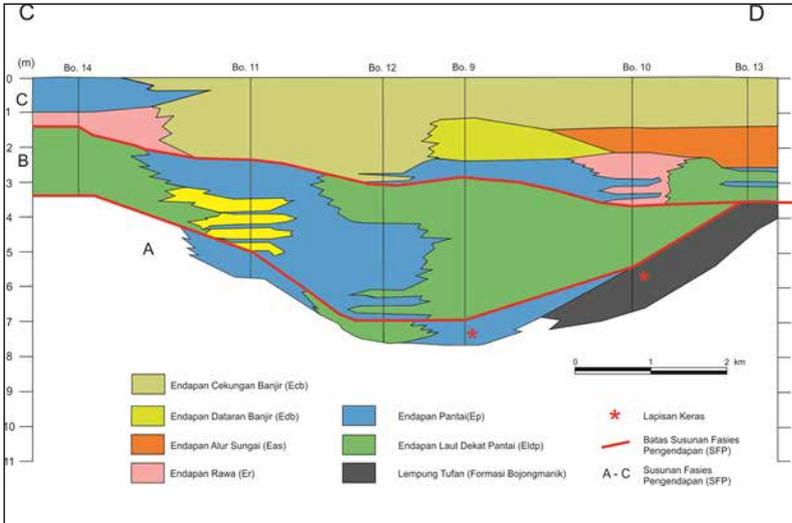
Kajian stratigrafi bangunan tubuh endapan di cekungan fluvial Cilemer-Cibungur didasari pada rangkaian stratigrafi utara-selatan yaitu searah pantai Pagelaran (Gambar 2), utara aliran Sungai Cilemer-Cibungur dengan penampang berarah barat laut-tenggara (Gambar 3), dan penampang berarah barat daya-timur laut di selatan alur Sungai Cilemer-Cibungur (Gambar 4). Berdasarkan tataan stratigrafinya, korelasi yang menyangkut waktu dan hubungan antarproses pembentukannya dapat dibedakan menjadi 3 (tiga) susunan fasies pengendapan (SFP) yaitu SFP A, B, dan C.

Kajian rangkaian stratigrafi daerah Pagelaran dan sekitarnya lebih lanjut dijelaskan sebagai berikut:

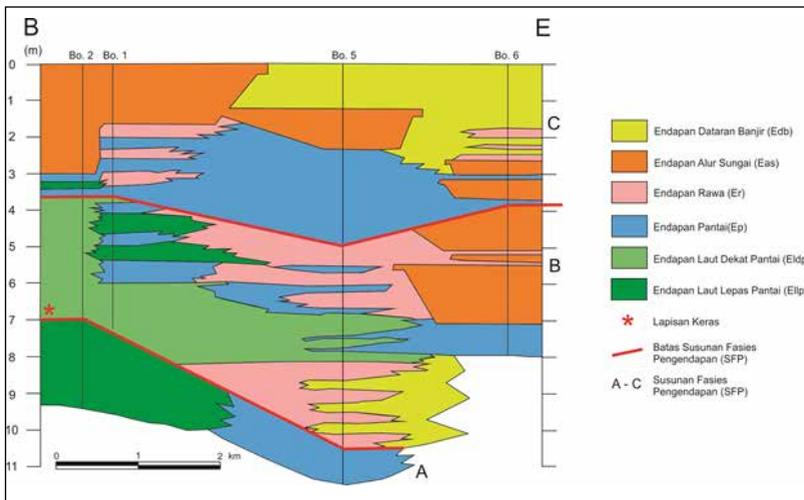
1. Lingkungan cekungan banjir yang diisi oleh material rombakan tanpa diikuti oleh berkembangnya lingkungan rawa dan pelimpahan alur sungai, membuktikan bahwa



Gambar 17.2. Sedimentologi dan Stratigrafi Sayatan Penampang A-C



Gambar 17.3. Sedimentologi dan Stratigrafi Sayatan Penampang C-D



Gambar 17.4. Sedimentologi dan Stratigrafi Sayatan Penampang B-E

daerah tersebut bukan dataran rendah aluvial. Hal ini memperkuat dugaan bahwa pasokan material yang masuk ke cekungan berasal dari rombakan Formasi Bojong (Qpb) sebagai batuan alas.

2. Lingkungan rawa tidak berkembang secara baik khususnya rawa bakau yang umum terbentuk di wilayah pesisir. Kejadian ini memberi indikasi bahwa daerah penelitian bukanlah termasuk wilayah genangan, dan berarti bahwa elevasi di tempat tersebut aktif mengalami perubahan dari waktu ke waktu sehingga wilayah genangan tidak terbentuk secara sempurna atau permanen.
3. Proses pembentukan fasies fluvial tidak memperlihatkan tanda-tanda perubahan yang signifikan seperti bergesernya alur sungai secara berulang termasuk komposisi litologinya yang secara vertikal tidak jelas. Komposisi litologi yang dimaksud yaitu berubahnya derajat kebundaran butiran serta ukurannya, termasuk kandungan organik di dalamnya. Salah satu penyebabnya adalah dikarenakan tingginya efek dan pengaruh turun-naiknya muka laut, sehingga energi aliran yang bekerja dari waktu ke waktu tidak mengikuti sirkulasi berubahnya iklim.
4. Turun naiknya muka laut tidak berlangsung secara berangsur sebagaimana mestinya. Kesimpulan ini didasari pada energi alirannya yang tidak tinggi dan seolah-olah terganggu dan tersendat. Banyak indikator yang menyebabkan hal tersebut di antaranya proses yang berhubungan dengan alas cekungan yang bergerak naik maupun turun.
5. Umumnya endapan yang belum terkonsolidasikan seperti halnya endapan berumur Holosen tidaklah jauh berbeda dengan yang terlihat pada endapan Resen kini. Namun, interval bawah dari periode SFP B membuktikan bahwa

endapan Holosen telah mengalami proses pengerasan (litifikasi) secara signifikan. Hal tersebut umum terjadi di cekungan yang dipengaruhi oleh gaya gerak vertikal naik yang diikuti oleh penurunan sehingga terjadilah pembebanan yang berakibat endapan yang telah terbentuk sebelumnya menjadi keras.

## **Geodinamika Sedimen Holosen**

Pemahaman peristiwa sepanjang Zaman Kuartar (Plistosen-Holosen), yang dimulai sejak  $\pm 2,5$  juta tahun lalu menjadi sangat penting untuk kehidupan manusia, terlebih di Kala Plistosen Akhir hingga Holosen atau antara 18.000-10.000 tahun yang lalu. Kurun tersebut didasari pada kejadian pembentukan siklus 20.000 tahun terakhir, sedangkan waktu Holosen itu sendiri diawali sejak 10.000 tahun lalu.

Berubahnya lingkungan yang disebabkan oleh tektonik, fluktuasi muka laut, perubahan iklim, dan letusan gunungapi di daerah penelitian dapat dijabarkan sebagai bagian dari geodinamika Selat Sunda. Konsep ini didasari pendekatan sistematis untuk mengidentifikasi, mengkaji, dan mengurangi risiko bencana serta menangani semua aspek lingkungan dan bahaya alam yang dapat timbul. Oleh karena itu, kajian risiko bencana dapat dijadikan sebagai data dasar untuk mengidentifikasi bahaya, kerentanan, dan potensi risiko. Hasil akhir informasi ini diharapkan dapat memberikan kontribusi untuk rekomendasi data dasar geologi untuk kepentingan analisis geodinamika Selat Sunda.

Perubahan lingkungan yang berhubungan dengan peristiwa alam telah terbukti meski cakupannya belum luas, sebagai geodinamika Holosen yang terekam di daerah sebagian dataran pantai dan dataran aluvial Pagelaran. Fenomena alam tersebut pada hakikatnya akan mengubah lingkungan secara

periodik dan bersifat dinamis. Geodinamika sedimen Holosen yang meliputi tektonik terkait turun-naiknya muka laut, dan perubahan iklim ini, dapat diuraikan sebagai berikut:

### **Tektonik Turun-naiknya Muka Laut**

Hubungan antara tektonik dan turun-naiknya muka laut, secara umum ditandai oleh pengangkatan regional membentuk periode SFP A, turunnya cekungan akibat gravitasi yang diikuti oleh tektonik lokal membentuk periode SFP B, dan tektonik lokal yang diikuti oleh proses pengangkatan regional tetapi intensitasnya relatif menjadi kecil.

Selama proses terbentuknya periode SFP A-C yang berhubungan dengan proses pengangkatan, muka laut saat itu berhubungan dengan intensitas tektonik yang menyebabkan alas cekungan berubah. Meski posisi muka laut selama pembentukan periode A tinggi, tetapi akibat adanya pengangkatan menyebabkan wilayah tersebut berada di sekitar pantai dan sebagian di lepas pantai pada posisi turunnya alas cekungan. Proses gravitasi yang seharusnya menjadikan wilayah tersebut turun dan kian tergenangi laut malah sebaliknya ditandai oleh muka laut susut membentuk periode SFP B. Hal tersebut berarti bahwa siklus muka laut ketika itu berada pada posisi turun, dan semakin turun membentuk periode SFP C.

Hubungan antara turun-naiknya muka laut dengan terbentuknya periode SFP tersebut berawal dari posisi muka laut tinggi yang selanjutnya kembali turun. Puncak muka laut tinggi diperkirakan berada pada periode atas SFP A yang memberi indikasi lapisan lempung lunak berwarna abu-abu tua kehijauan, yang ke arah bawahnya ditempati oleh fasies yang sama akan tetapi semakin mengandung pecahan moluska dengan warna semakin terang menjadi abu-abu

kehijauan. Hubungan fasies demikian dapat ditafsirkan bahwa semakin ke arah atas proses pembentukan SFP A, semakin dikendalikan oleh genang laut. Selain itu, aktivitas tektonik berlangsung kembali membentuk material rombakan yang mengisi cekungan, dan intensitas pengangkatan ketika itu relatif kecil di banding sebelumnya. Apabila dugaan ini benar maka proses penurunan akibat gravitasi, kemungkinan sedang berlangsung atau akan kembali terjadi ditempat tersebut. Untuk dapat membuktikannya, perlu dilakukan analisa gerak-gerak tektonik terhadap bentukan lahan kini (morfotektonik) secara rinci. Selain efek tektonik regional tersebut, gerak mendatar searah pantai kini turut mempengaruhi terbentuknya pola periode SFP B dan C bersamaan muka laut susut.

Efek pengangkatan yang teridentifikasi dari penelitian ini disebut regional didasari oleh karena ke arah utara ditempati oleh tinggian yang diperkirakan sebagai poros atau pusat dari gaya pengangkatan. Untuk interpretasi sejauh mana efek tektonik tersebut atau apakah proses itu mencakup daerah Pandeglang-Labuhan dan sekitarnya saja, atau semakin melebar hingga laut Jawa membentuk teluk dengan pulau-pulau Panjang, Kubur, dan Kambin perlu dilakukan penelitian dengan cakupan wilayah yang lebih besar lagi. Dengan catatan, tektonik regional di wilayah ini berawal di akhir Plistosen terdeteksi dengan aktifnya sesar naik yang selanjutnya membentuk cekungan turun meliputi Pantai Utara Jawa dan Cekungan Jakarta. Sehingga dapat dipastikan bahwa proses pengangkatan yang berlangsung di daerah penelitian akan memberi dampak terhadap Selat Sunda dan indikator penyebab proses tersebut tentunya memerlukan penelitian yang lebih komprehensif lagi.

Menurut berbagai sumber kajian tektonik untuk pemahaman geodinamika Selat Sunda, beberapa kemungkinan

proses pengangkatan dapat dijelaskan lebih lanjut:

1. Gaya dari suatu sesar naik. Meski karakter morfologi di utara sebagai wilayah pegunungan tetapi bukanlah merupakan zona tiggian yang dibentuk oleh gaya vertikal sesar naik, karena terbukti dengan tidak adanya indikasi terbentuknya zona turun (*subsidence*). Proses yang dimaksud berhubungan dengan pengaktifan kembali sesar yang telah terbentuk sebelumnya, sehingga kemungkinan aktifnya kembali sesar naik yang bersifat regional di daerah ini tidak terekam.
2. Efek tunjaman subduksi sebagai efek tektonik global ke arah pesisir barat Banten dapat saja memberi dampak terangkatnya wilayah tersebut. Bila hal ini terjadi maka perlu diteliti indikator lainnya, seperti proses pembentukan migrasi sesar-sesar naik dan terbentuknya wilayah turun yang luas. Untuk mengetahuinya perlu dilakukan pekerjaan dengan metode yang sama di tempat lain dan selanjutnya peristiwa tersebut dikorelasikan berdasarkan skala waktu kejadiannya.
3. Pergerakan lempeng yang melibatkan Dataran Sunda sehingga dapat menghasilkan gaya-gaya terangkatnya sebagian wilayah Banten. Memang terlalu dini untuk mengatakan hal tersebut berdasarkan kajian yang sangat minim dan lokal ini, tetapi pemikiran tersebut tidak salah. Paling tidak dapat dijadikan renungan karena telah terbukti bahwa tektonik Holosen di Dataran Sunda sebelumnya relatif gencar.
4. Sesar Sumatra yang sementara ini berujung di Teluk Semangko, Lampung. Wacana ini tidak salah bila dimunculkan tetapi sekali lagi perlu dilakukan kajian-kajian kembali karena kontribusi pengetahuan sehubungan

dengan pola-pola sesar yang berkembang di Selat Sunda belum terungkap secara rinci.

Dari keterbatasan pembahasan mekanisme tektonik terkait efek pengangkatan regional di daerah penelitian, tidak ada salahnya bila informasi ini disampaikan sebagai acuan dalam merangkum pengetahuan geodinamika Selat Sunda lebih lanjut. Dan tektonik lokal yang diekspresikan oleh gerak mendatar di sepanjang dataran pantai menunjukkan aktivitasnya yang cukup besar saat berlangsung proses pengendapan SFP B dan semakin menurun ketika membentuk periode bawah SFP C. Hal ini berarti tektonik lokal aktif. Secara umum, hubungan antara tektonik dan turun-naiknya muka laut dapat dikemukakan sebagai berikut:

1. Turun-naiknya muka laut secara global tidak terekam sepanjang pembentukan endapan Holosen dan siklus muka laut yang terbentuk terkait dengan efek tektonik regional dan lokal.
2. Fase tingginya muka laut secara global terjadi pada pembentukan periode SFP A, dan puncak muka laut naik terjadi selama terbentuknya periode atas SFP A. Selanjutnya, muka laut turun seiring diendapkannya periode SFP B dan C.
3. Turun-naiknya muka laut pada periode SFP A termasuk siklus muka laut yang dipengaruhi oleh tektonik regional dan sebagian siklus yang terbentuk dipengaruhi juga oleh tektonik yang sifatnya lokal. Sebaliknya, siklus muka laut pada periode SFP B merupakan siklus muka laut yang dikendalikan oleh efek tektonik regional dan lokal.
4. Periode SFP C merupakan puncak turunnya muka laut hingga ke posisi menuju ke garis pantai sekarang, dan ketika

itu efek tektonik lokal turut membentuk siklus muka laut secara lokal juga. Meski disebutkan gejala tektonik regional turut mempengaruhi terbentuknya periode pengendapan tersebut, tetapi pengaruhnya terhadap turun-naiknya muka laut kecil karena bila efek itu terasa akan menyebabkan alas cekungan naik dan muka laut akan semakin turun.

Proses periode SFP A-C pada dasarnya berhubungan dengan besaran volume air yang berasal dari laut dan turun-naiknya dasar cekungan. Berkurang dan susutnya volume air mengikuti kecepatan naiknya muka laut secara global dan pengaruh dari turun-naiknya alas cekungan. Selain itu, pergeseran lingkungan termasuk alur sungai terkait dengan tidak stabilnya alas cekungan di bawah kendali proses tektonik lokal. Proses pembentukan SFP C sebagai respon bahwa ketika itu faktor kontrol tektonik lokal terhadap turunnya muka laut global memegang peran besar membentuk variasi lingkungan. Permukaan erosi turun-naiknya muka laut tidak beraturan, dan gejala tersebut menjadi indikasi Bergeraknya alas cekungan akibat tektonik dan membuat cekungan fluvial yang berevolusi.

### **Perubahan Iklim**

Fasies sebagai aspek fisika, kimia, atau biologi dari suatu endapan dalam kesamaan waktu menjadi komponen penting dalam mengungkapkan berubahnya iklim, terutama fasies endapan benua seperti halnya fasies fluvial, rawa, dan danau karena energi alirannya sangat tergantung terhadap besaran volume air yang notabene berhubungan dengan tingkat kebasahan mengikuti sirkulasi iklim. Di masa lalu, penelitian aspek iklim dalam batuan sedimen belum dikaitkan dengan siklus pembentukan batuan sedimen, sehingga kondisi

iklim yang terdeteksi hanya sebagai dasar untuk mengetahui kondisi iklim secara sepiantas saja sehubungan dengan proses sedimentasi yang terjadi.

Terbentuknya siklus Milankovitch yang diakibatkan oleh berubahnya posisi bumi mengitari matahari yang dimulai dari kondisi iklim optimum atau basah menuju iklim minimum yaitu sangat kering (*arid*) di bawah kendali temperatur semakin mendingin (*cooling*), selanjutnya iklim kembali menuju optimum di bawah kontrol temperatur menuju panas (*warming*) menjadi aspek baru yang mengubah strategi penelitian stratigrafi akhir-akhir ini. Oleh karena itu, studi perubahan iklim mengikuti siklus Milankovitch berperan sangat besar untuk kajian stratigrafi di suatu cekungan.

Dalam stratigrafi global, awal Holosen menunjukkan bahwa kondisi iklim ketika itu berada pada posisi optimum yang puncaknya berada sekitar 9000 tahun yang lalu. Fenomena ini identik dengan waktu maksimum dari muka laut naik serta sebagai ciri dari puncak mencairnya es (*inter-glacial*). Studi berubahnya iklim di daerah penelitian mengalami kendala sehingga rangkaian siklus yang mencerminkan berubahnya iklim tidak dapat direkam secara baik, hal ini dikarenakan tidak menerusnya proses pengendapan sistem fluvial dan rawa akibat efek tektonik, cekungan fluvial sangat dipengaruhi oleh turun-naiknya muka laut, dan energi aliran yang bekerja tidak semestinya. Hal tersebut mungkin disebabkan oleh cekungan fluvial yang terbentuk relatif kecil sehingga pola proses pengendapan tidak berjalan sebagaimana mestinya. Namun, korelasi terhadap rangkaian pengendapan yang dikontrol oleh turun-naiknya muka laut dan tektonik dapat dilakukan.

Berubahnya iklim yang tercermin dari rangkaian stratigrafi dapat dijelaskan sebagai berikut:

1. Periode SFP A yang dikontrol oleh muka laut tinggi dapat dikorelasikan sebagai kondisi iklim saat itu adalah lembab dan periode atasnya dapat disebut sebagai iklim optimum yang setara dengan umur  $\pm 9000$  tahun yang lalu. Lingkungan fluvial dan rawa tidak berkembang karena muka laut menutupi cekungan. Dengan demikian, awal kurun waktu proses sedimentasi yang terjadi adalah sebagai awal Holosen di bawah kendali iklim agak basah (*sub-humid*) menuju basah (*humid*).
2. Komposisi butir endapan alur sungai yang relatif halus dan mengasar dengan warna yang gelap beralih terang ke arah periode atas selama proses pembentukan SFP B. Hal tersebut diduga disebabkan oleh faktor terkait dengan semakin berkurangnya volume air yang ditafsirkan di bawah pengaruh iklim agak basah menuju kering.
3. Kian besarnya ukuran klastik pada sistem fluvial yang membentuk periode SFP C dengan warna fasies semakin terang dapat dikatakan bahwa kondisi iklim saat itu adalah kian menuju kering.

Puncak berkembangnya lingkungan rawa berumur Holosen di daerah penelitian berlangsung pada periode SFP B dan saat itu ada pengaruh tektonik yang berakibat lingkungannya beralih. Fenomena tersebut ditandai kondisi iklim yang memadai untuk berkembangnya lingkungan rawa, sedangkan perubahan yang cepat pada periode SFP C cenderung diakibatkan oleh turun-naiknya muka laut yang terbukti dari perubahan lingkungan rawa yang cepat dan kondisi iklim saat itu adalah menuju kering.

Dari uraian geodinamika sedimen Holosen di atas, terbukti bahwa perubahan lingkungan di cekungan fluvial hingga dataran pantai dapat dikorelasikan berdasarkan dinamika

pembentukannya. Faktor berubahnya iklim secara universal dan turun-naiknya muka laut global dapat direkonstruksi meski wilayahnya tidak stabil. Di wilayah yang dipengaruhi tektonik akan dicirikan oleh bergesernya lingkungan fluvial dan rawa, sedangkan di daerah pesisir maju-mundurnya garis pantai akan menjadi kompleks sehingga berakibat siklus muka laut global tidak terekam.

Moechtar (2011), dalam konteks fluktuasi muka laut dan perubahan iklim Plistosen Akhir-Holosen di Indonesia, menyebutkan bahwa saat itu merupakan akhir dari pembentukan siklus 20.000 tahunan yang diakhiri pembentukannya, yakni muka laut naik menuju maksimum. Pada waktu bersamaan terbentuklah siklus 20.000 tahunan yang baru, yang diawali oleh kondisi iklim basah mencapai maksimum pada  $\pm 9000$  tahun lalu, dan selanjutnya menuju kering di bawah pengaruh pendinginan, sedangkan posisi muka lautnya tinggi dan secara perlahan kembali turun.

Hal ini berarti pada kurun waktu 2000 mendatang kondisi iklim akan kian kering di bawah kendali akhir pendinginan, sedangkan posisi muka laut berada pada posisi turun. Hasil penelitian yang dilakukan di daerah khatulistiwa memperlihatkan bahwa berubahnya iklim tidaklah mencolok dan secara berangsur memiliki variasi ke arah utara dan selatannya. Oleh karena itu, kajian perubahan iklim di daerah tropis harus dilakukan secara baik dan teratur sehingga aspek perubahan iklim di daerah tropis dapat diketahui secara optimal. Dan penelitian iklim dalam aspek sedimentologi serta stratigrafi bukanlah semata-mata untuk mengetahui dan merekonstruksi perubahan fenomena alam tetapi juga berkaitan terhadap turun-naiknya muka laut.

Dengan demikian, dari uraian di atas dapat disimpulkan hal-hal sebagai berikut:

*Pertama*, pada cekungan fluvial yang berbatasan dengan dataran rendah pantai, kontrol sirkulasi iklim menjadi rumit akibat efek dari tektonik dan fluktuasi muka laut yang mengendalikan proses pembentukan sedimen. Dan, siklus iklim universal serta siklus muka laut global tidak dapat direkonstruksi karena tidak terekam urutan-urutan stratigrafinya karena dipengaruhi oleh tektonik. Dengan jalan mengorelasikan kejadian berubahnya lingkungan akibat turun-naiknya muka laut, siklus tektonik dapat menjelaskan geodinamika cekungan yang mengacu pada hierarki perubahan global, regional, dan lokal. Tektonik regional merupakan kekuatan terbentuknya selang A dan B di bawah kondisi iklim basah-agak basah menuju pada posisi muka laut global tinggi menuju susut laut kembali, yang dipengaruhi oleh tektonik lokal dikala terbentuknya selang B. Terbentuknya selang C mengikuti proses turunnya muka laut hingga ke posisi sekarang di bawah pengaruh iklim kering. Akhir proses tersebut dipengaruhi pula oleh efek tektonik regional yang intensitasnya lebih rendah. Oleh karena itu, sedimen Holosen di daerah penelitian dapat dijadikan sebagai model studi stratigrafi manifestasi dari siklus tektonik Holosen pesisir Selat Sunda.

*Kedua*, berubahnya lingkungan seperti meluas dan menyusutnya rawa atau maju-mundurnya garis pantai termasuk bergesernya lingkungan fluvial selain disebabkan oleh energi aliran mengikuti sirkulasi iklim dan turun-naiknya muka laut juga diakibatkan oleh bergeraknya alas cekungan. Oleh karena itu, dinamika proses pengendapan di wilayah pesisir dikontrol oleh berubahnya iklim, turun-naiknya muka laut, dan tektonik. Hal ini berarti di wilayah tersebut arsitektur tubuh sedimen menjadi lebih rumit dibanding di wilayah laut atau daratan.

*Ketiga*, geodinamika sedimen Holosen di cekungan fluvial Cilemer-Cibungur dapat dikorelasikan terhadap siklus Milankovitch pada periode siklus *precession* 20.000 tahunan dan dapat dijadikan sebagai model berubahnya iklim di daerah tropis selatan katulistiwa khususnya Pulau Jawa, tapi siklus tersebut memiliki karakter berbeda karena dipengaruhi oleh tektonik regional di awal pembentukannya.

*Keempat*, roman susunan stratigrafi di sepanjang pantai selatan Labuhan masa lalu membuktikan bahwa wilayah tersebut sangat peka dipengaruhi oleh pasang surutnya muka laut secara global dan kekuatan tektonik regional, sehingga daerah tersebut tidak stabil dari ancaman fenomena alam. Peristiwa fenomena alam yang terjadi selama Kuartar khususnya Holosen akan berlangsung secara berulang.

*Kelima*, tektonik regional yang terekam di daerah penelitian seharusnya menjadi acuan untuk memahami geodinamika Selat Sunda yaitu terkait dengan proses pengangkatan yang terjadi  $\pm$  10.000 tahun lalu. Bila benar, maka tektonik maksimum yang berlangsung di Selat Sunda identik saat tingkat kelembaban yang tinggi dengan genangan laut maksimum yang selanjutnya diikuti oleh tektonik-tektonik lokal di sekitarnya. Dengan demikian, ada indikasi bahwa kegiatan letusan gunungapi yang dominan di sekitar Selat Sunda terjadi saat muka laut rendah yang setara dengan kondisi iklim minimum. Tentunya pemikiran tersebut sementara ini dapat dikatakan sebagai wacana, tetapi tektonik dan letusan gunungapi sulit terjadi secara bersamaan di suatu wilayah, dan merupakan peristiwa yang kejadiannya berselang mengikuti kaidah-kaidah geodinamika.

*\*Rio Alcanadre Tanjung M, R. Isnu Hajar Sulistyawan,  
dan Subiyanto bekerja di Pusat Survei Geologi.*

# **GEOLOGI TATA LINGKUNGAN**



# **Geologi Tata Lingkungan untuk Pengembangan Pesisir Banten dan Lampung**

**Oleh:**

**Andiani, Moch Wahyudi, Oki Oktariadi,  
Dita Arif Yuwana, Tantan Hidayat,  
Melia Susana, Visky Afrida,  
Deni Filanto, Eep R, Firdaus, Adrikni, Gingin**

*Bencana tsunami yang melanda pesisir Selat Sunda memerlukan penataan kembali dengan pendekatan geologi tata lingkungan. Peta Geologi Lingkungan wilayah Pesisir Selat Sunda yang terdiri dari Lampung, Banten, dan sekitarnya dapat dibagi menjadi empat keleluasaan yaitu relatif tidak leluasa, relatif kurang leluasa dan relatif leluasa.*

Geologi tata lingkungan merupakan media dalam penerapan informasi geologi melalui penataan ruang dalam rangka pengembangan wilayah dan pengelolaan lingkungan. Caranya adalah dengan memberikan informasi tentang karakteristik lingkungan geologi suatu lokasi/wilayah berdasarkan keterpaduan dari aspek sumber daya geologi sebagai faktor pendukung dan aspek bencana geologi sebagai faktor kendala. Selanjutnya hasil kajian geologi lingkungan dapat menggambarkan tingkat keleluasaan (*restraint*) pengembangan wilayah.

Pengembangan wilayah dan pengelolaan lingkungan ini juga perlu mempertimbangkan kesesuaian serta pemanfaatan lahan yang sudah ada saat ini. Kondisi geografis Selat Sunda yang strategis karena menjadi penghubung antara pulau Jawa dan Sumatra serta menjadi kawasan strategis nasional memungkinkan kawasan ini sebagai pusat pertumbuhan ekonomi yang sangat pesat. Penggunaan lahan di pesisir Selat Sunda mulai dari daerah wisata (Tanjung Lesung), kawasan industri di Cilegon, kawasan pelabuhan dan nelayan di Lampung, pemukiman penduduk dan pulau-pulau kecil sudah berkembang dan kian berkembang tetapi perlu perhatian khusus karena merupakan kawasan yang rentan terhadap bencana.

Tingkat keleluasaan wilayah untuk dikembangkan pada dasarnya menggambarkan tingkat kemudahan dalam organisasi ruang kegiatan maupun pemilihan jenis penggunaan lahan (Badri, 2005). Pengertian keleluasaan yaitu peringkat wilayah yang dapat dikembangkan sebagai kawasan budidaya dalam arti leluasa dalam pemilihan penggunaan lahan dan mudah dalam pengorganisasian ruang.

Adapun penyediaan data dan informasi geologi lingkungan dapat dijadikan bahan masukan dan sekaligus evaluasi terhadap Rencana Tata Ruang Wilayah (RTRW) kabupaten/kota yang sudah ada maupun yang akan disusun terutama untuk:

- Memberi gambaran secara garis besar rekomendasi dalam penggunaan lahan ditinjau dari geologi lingkungan dan sebagai bahan penyusunan RTRW kabupaten/kota maupun bagi RTRW kecamatan.
- Memberi gambaran mengenai faktor pendukung dan kendala geologi lingkungan bagi pembangunan wilayah dan pengelolaan lingkungan secara keseluruhan.

Penyusunan informasi geologi lingkungan dilakukan dengan menggabungkan informasi dari peta tematik geologi maupun non-geologi. Informasi geologi lingkungan dapat membantu mengatasi permasalahan lingkungan dan upaya pengelolannya melalui rekomendasi penggunaan lahan dan juga menyediakan alternatif pemecahan permasalahannya.

Kemudian tujuan perencanaan tata ruang sebelum bencana adalah untuk mewujudkan tata ruang pesisir berwawasan lingkungan yang berbasis pada jasa, perdagangan, dan industri, yang didasari kearifan dan keunggulan lokal bagi pembangunan berkelanjutan.



Gb. 18.1. Dasar hukum penyusunan peta kawasan rawan bencana geologi.

Sementara tujuan perencanaan setelah bencana adalah untuk menghindari membangun kembali fungsi hunian dan pusat kegiatan di beberapa lokasi rawan bencana antara lain zona sempadan pantai, hunian dan gedung di sekitar pantai harus dibangun dengan jarak 100 meter dari zona sempadan pantai dikarenakan bahaya dan risiko tsunami. Pembangunan baru di kawasan pesisir dibatasi pada bangunan tinggi yang mampu menahan landaan tsunami dan bisa menjadi tempat evakuasi.

Selanjutnya, penyusunan *Peta Geologi Tata Lingkungan untuk Penataan Ruang Pesisir Selat Sunda* merupakan penggabungan data-data hasil peninjauan lapangan dan referensi data sekunder dari penelitian terdahulu sehingga menghasilkan beberapa kriteria penilaian zonasi rawan bencana. Adapun kriteria penilaian tersebut adalah sebagai berikut:

1. Kerentanan gerakan tanah;
2. Potensi tsunami;
3. Landaan tsunami Desember 2018;
4. Kawasan rawan bencana Gunungapi;
5. Potensi likuefaksi berdasarkan sebaran endapan kuarter.

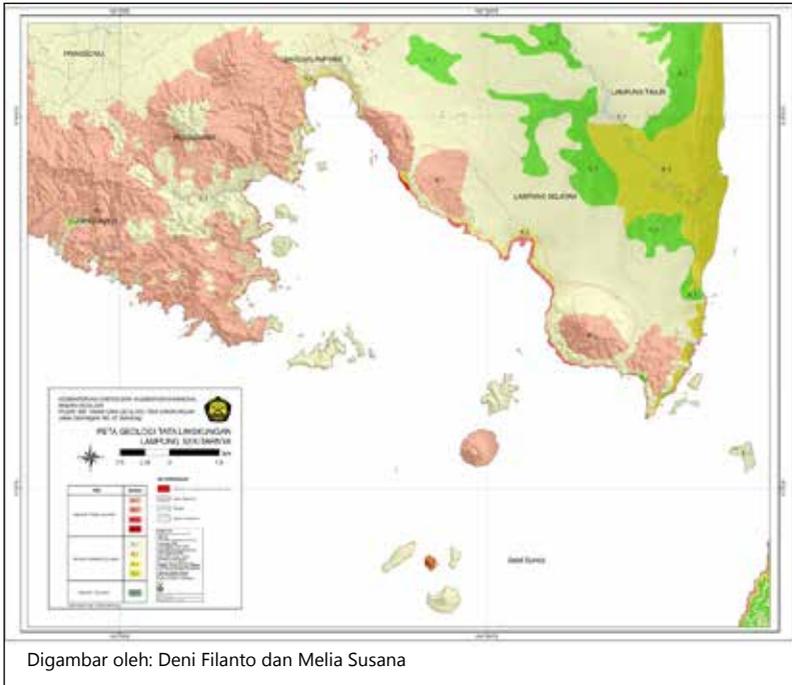
Daerah pesisir Selat Sunda mengalami banyak perubahan setelah terjadinya tsunami pada Desember 2018. Beberapa wilayah menjadi sulit dilalui karena tertutup sampah baik dari laut yang terseret ke darat maupun dari reruntuhan bangunan yang ada di daratan. Pulau-pulau kecil di beberapa tempat seperti Pulau Legundi mengalami perubahan air tawar menjadi air payau selama beberapa waktu hingga kembali menjadi tawar lagi. Ada pula beberapa daerah seperti Kota Cilegon dan Bandar Lampung yang tidak terkena dampak secara signifikan akibat tsunami tersebut.

## **1. Pesisir Lampung**

Berdasarkan peta tematik komponen lingkungan geologi dan non-geologi, daerah pesisir Lampung dapat dibagi menjadi tiga Zona geologi lingkungan (Zgl) sebagai berikut (Gambar 18.2):

### **Zona Geologi Lingkungan Relatif Tidak Leluasa**

Zona ini memiliki beberapa kriteria yaitu kerentanan gerakan tanah tinggi - sedang (*Peta KRB Gerakan Tanah*, 2009), potensi tsunami tinggi (*Peta KRB Tsunami*, 2009), landaan tsunami Desember 2018, kawasan rawan bencana gunung api III (2007) dan potensi likuefaksi berdasarkan sebaran endapan kuarter (*Peta Geologi*, 1993). Zona ini tersebar di pesisir Lampung yang meliputi empat kabupaten, yakni Kabupaten Tanggamus, Kabupaten Pesawaran, Kabupaten Bandar



Gb.18.2. Peta geologi tata lingkungan daerah pesisir lampung

Lampung dan Kabupaten Lampung selatan. Untuk lebih rinci lagi pengelolaan wilayah pada zona relatif tidak leluasa ini masih dibagi menjadi empat, yaitu:

a. **Kode M1**

Zona ini memerlukan perlakuan khusus bila akan dikembangkan. Untuk pemanfaatan kawasan yang dianjurkan yaitu sebagai hutan lindung, hutan produksi serta tidak melakukan alih fungsi lahan di bagian hulu, sebagai ruang terbuka hijau dan kawasan pemukiman yang sudah ada perlu adanya pengendalian.

Secara teknis dapat dilakukan beberapa upaya mulai dari







normalisasi aliran-aliran sungai jika terdapat penumpukan material yang dapat longsor serta terdapat pemukiman di bawahnya; jika diperlukan untuk membangun sabo penghalang *debris flow* untuk aliran yang menuju pemukiman padat; dan dilakukan monitoring terhadap lokasi yang rawan longsor dan terdapat pemukiman.

Zona ini tersebar di beberapa kecamatan yaitu Kemiling, Telukbetung Barat, Telukbetung Timur, Padangcermin, Sukarame, Tanjungbintang, Merbaumataram, Panjang, Katibung, Sidomulyo, Rajabasa, Kelumbayan, Punduhpedada, Margapunduh, Padangcermin, Kalianda, Penengahan, Bakauheni dan Ketapang.

#### **b. Kode M2**

Kawasan yang dianjurkan pada zona ini adalah memperbanyak ruang terbuka hijau (RTH) bagi daerah yang terlanda tsunami; pemukiman, pelabuhan maupun kegiatan pariwisata seperti perhotelan agar pengembangannya dikendalikan secara ketat. Sedangkan secara teknis dalam pengembangannya dapat dilakukan upaya seperti membangun bangunan tinggi (*shelter*) untuk evakuasi tsunami di lokasi-lokasi strategis, pada penduduk dan mudah dijangkau; serta membuat koridor-koridor jalur evakuasi yang cepat dari pantai ke arah darat yang tidak terhalang bangunan.

Penyebaran zona ini yaitu di Kecamatan Padangcermin, Telukbetung Timur, Telukbetung Selatan, Telukbetung Utara, Bumiwaras, Panjang, Katibung, Sidomulyo, Kalianda, Kelumbayan, Punduhpedada, Margapunduh, Padangcermin, Katibung, Rajabasa, Bakauheni dan Ketapang.

c. **Kode M3**

Kawasan yang dianjurkan untuk pengembangan wilayahnya dengan memperbanyak ruang terbuka hijau bagi daerah yang terlanda tsunami; pemukiman, pelabuhan maupun kegiatan pariwisata seperti perhotelan agar pengembangannya dikendalikan secara ketat dan memperhatikan kode keselamatan bangunan terhadap gempa. Sedangkan secara teknis dalam pengembangan wilayah diperlukan pembangunan bangunan tinggi (*shelter*) untuk evakuasi tsunami di lokasi-lokasi strategis, pada penduduk dan mudah dijangkau; membuat koridor-koridor jalur evakuasi yang cepat dari pantai ke arah darat yang tidak terhalang bangunan; dan perlu kajian geologi teknik lebih rinci untuk potensi likuefaksi terutama jika membangun infrastruktur vital. Penyebaran zona ini berada di kecamatan Katibung.

d. **Kode M4**

Kawasan ini disarankan untuk tidak dilakukan pengembangan pemukiman di kawasan KRB 3 dan KRB 2. Kegiatan pertanian dan perkebunan sangat dibatasi dan akan dilarang jika status gunungapi meningkat. Selain itu, agar disiapkan jalur dan pelabuhan untuk evakuasi. Zona ini terdapat di Kecamatan Rajabasa

### **Zona Geologi Lingkungan Relatif Kurang Leluasa**

Zona ini memiliki kriteria kerentanan gerakan tanah rendah (*Peta KRB Gerakan Tanah*, 2009), potensi tsunami sedang (*Peta KRB Tsunami*, 2009) dan potensi likuefaksi berdasarkan sebaran endapan kuarter (*Peta Geologi*, 1993). Sebaran zona ini di pesisir Lampung meliputi empat kabupaten, yaitu

Kabupaten Tanggamus, Kabupaten Pesawaran, Kabupaten Bandar Lampung dan Kabupaten Lampung Selatan. Pengelolaan wilayah pada zona relatif kurang leluasa ini dibagi menjadi empat, yaitu:

a. **Kode K1**

Pengembangan wilayah kawasan ini sebaiknya pemukiman dengan kepadatan sedang-rendah, pertanian dan perkebunan. Dengan memperhatikan dan melaksanakan monitoring terhadap lokasi yangrawan longsor di bagian hulu yang mengarah ke pemukiman.

Penyebaran kawasan ini yaitu di Kecamatan Padangcermin Telukbetung Timur, Telukbetung Selatan, Telukbetung Barat, Telukbetung Utara, Bumiwaras, Panjang, Kemiling, Tanjungkarang Barat, Langkapura, Kedaton, Tanjungkarang Pusat, Enggal, Kedamaian, Sukarame, Sukabumi, Tanjungbintang, Tanjungsar, Merbaumataram, Katibung, Waysulan, Candipuro, Sidomulyo, Kalianda, Rajabasa, Kelumbayan, Punduhpedada, Margapunduh, Waypanji, Palas, Sragi, Penengahan, Bakauheni dan Ketapang.

b. **Kode K2**

Pada kawasan ini disarankan untuk pemukiman dan pengembangan infrastruktur agar memperhatikan kode keselamatan bangunan. Secara teknis dengan membuat koridor-koridor jalur evakuasi dan titik kumpul lapangan yang tidak terhalang bangunan. Sebaran kawasan ini yaitu di Kecamatan Padangcermin, Telukbetung Timur, Telukbetung Barat, Telukbetung Selatan, Telukbetung Utara, Bumiwaras, Panjang, Katibung, Sidomulyo, Kalianda, Kelumbayan, Punduhpedada, Margapunduh, Rajabasa, Bakauheni dan Ketapang.

c. **Kode K3**

Pada kawasan ini untuk pemukiman dan pengembangan infrastruktur agar dibangun secara setempat sesuai kajian rinci geologi teknik. Secara teknis dengan dibuat koridor-koridor jalur evakuasi dan titik kumpul lapangan yang tidak terhalang bangunan. Selain itu perlu kajian geologi teknik lebih rinci untuk potensi likuefaksi terutama jika membangun infrastruktur vital. Sebaran kawasan ini terdapat di tiga kecamatan yaitu Katibung, Ketapang dan Bakauheni.

d. **Kode K4**

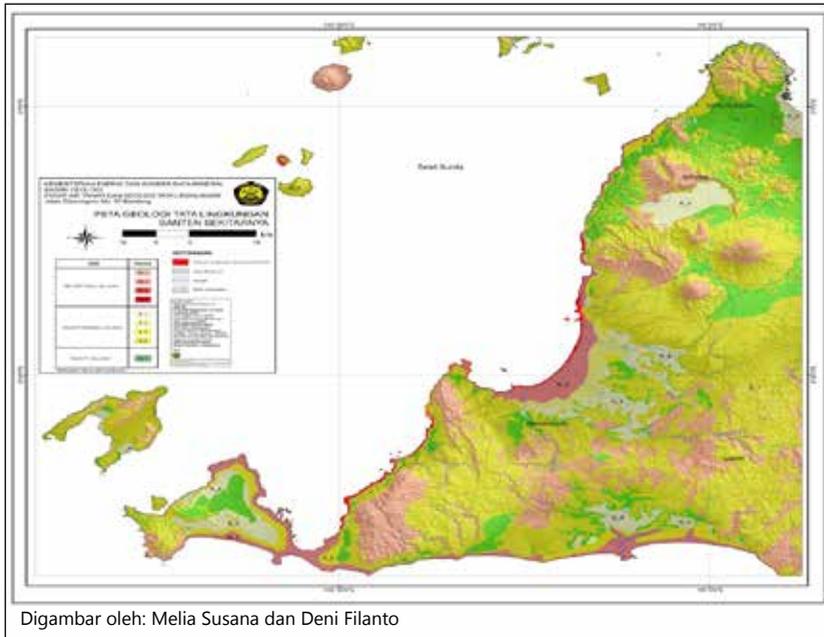
Pengembangan wilayah pada kawasan pemukiman dan pengembangan infrastruktur agar dibangun secara setempat sesuai kajian rinci geologi teknik. Untuk pelaksanaan teknis perlu adanya kajian geologi teknik lebih rinci untuk potensi likuefaksi terutama jika membangun infrastruktur vital. Penyebarannya di Kecamatan Katibung, Palas, Pasirsakti, Sragi, Ketapang dan Bakauheni.

### **Zona Geologi Lingkungan Relatif Leluasa**

Zona ini memiliki kriteria kerentanan gerakan tanah rendah (*Peta KRB Gerakan Tanah*, 2009) dan potensi tsunami rendah (*Peta KRB Tsunami*, 2009). Kawasan ini dapat dikembangkan sebagai Kawasan budidaya terbangun. Sebarannya terdapat di Kecamatan Tanjungbintang, Merbaumataram, Katibung, Palas, Sragi, Ketapang, Penengahan dan Bakauheni.

## **2. Pesisir Banten**

Berdasarkan peta tematik komponen lingkungan geologi dan non-geologi, daerah pesisir Lampung dapat dibagi

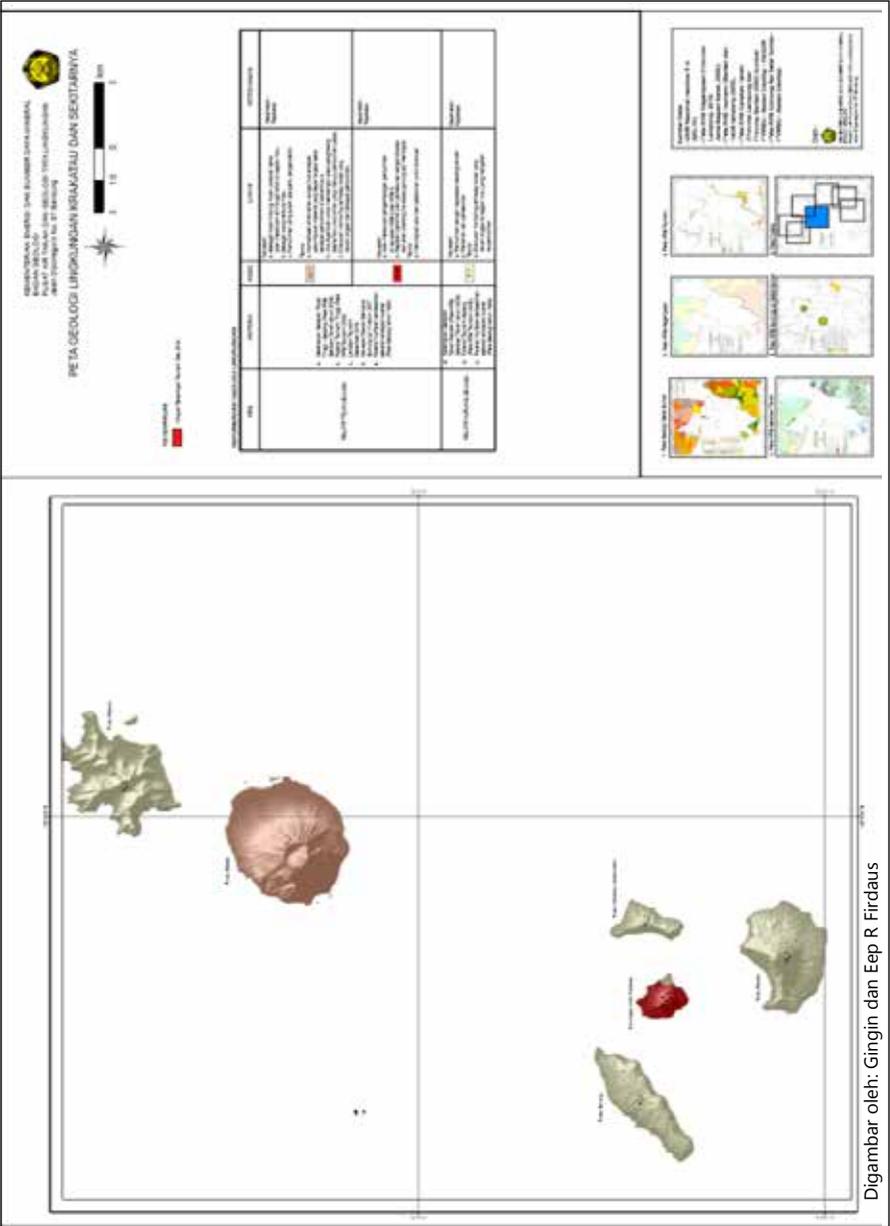


Gb.18.3. Peta geologi tata lingkungan daerah pesisir Banten

menjadi tiga Zona geologi lingkungan (Zgl) sebagai berikut (lihat gambar 18. 3):

### **Zona Geologi Lingkungan Relatif Tidak Leluasa**

Kriteria dalam menentukan zona ini yaitu antara lain kerentanan gerakan tanah tinggi-sedang (*Peta KRB Gerakan Tanah*, 2009), potensi tsunami tinggi (*Peta KRB Tsunami*, 2009), landaan tsunami Desember 2018, Kawasan Rawan Bencana Gunung Api III (2007) dan potensi likuefaksi berdasarkan sebaran endapan kuarter (*Peta Geologi*, 1993). Zona ini tersebar di pesisir Banten yang meliputi tiga kabupaten, yaitu Kabupaten Pandeglang, Kabupaten Serang dan Kabupaten Cilegon. Berikut pembagian zona relatif tidak leluasa ini

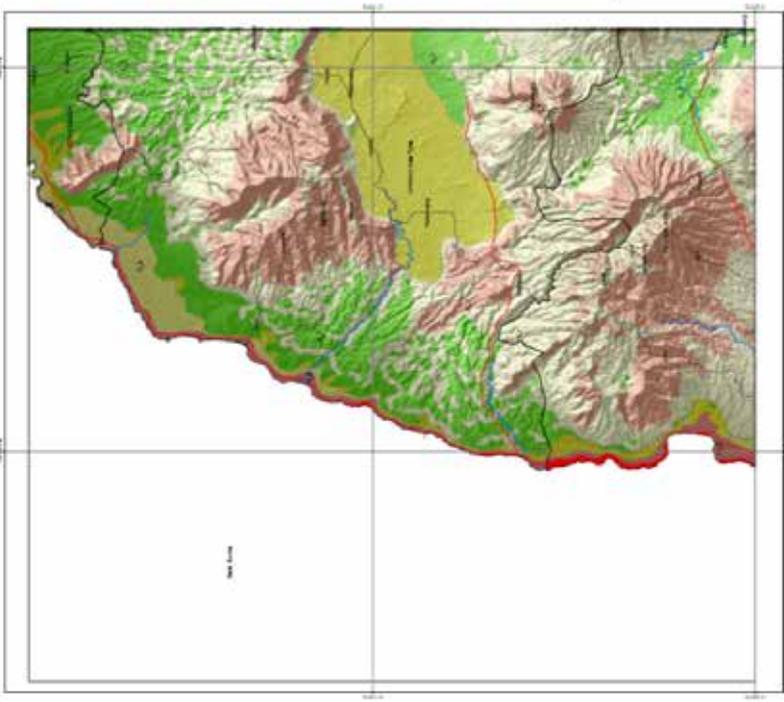


**PETA GEOLOGI LINGKUNGAN BERANGKAT DAN SEKITARNYA**



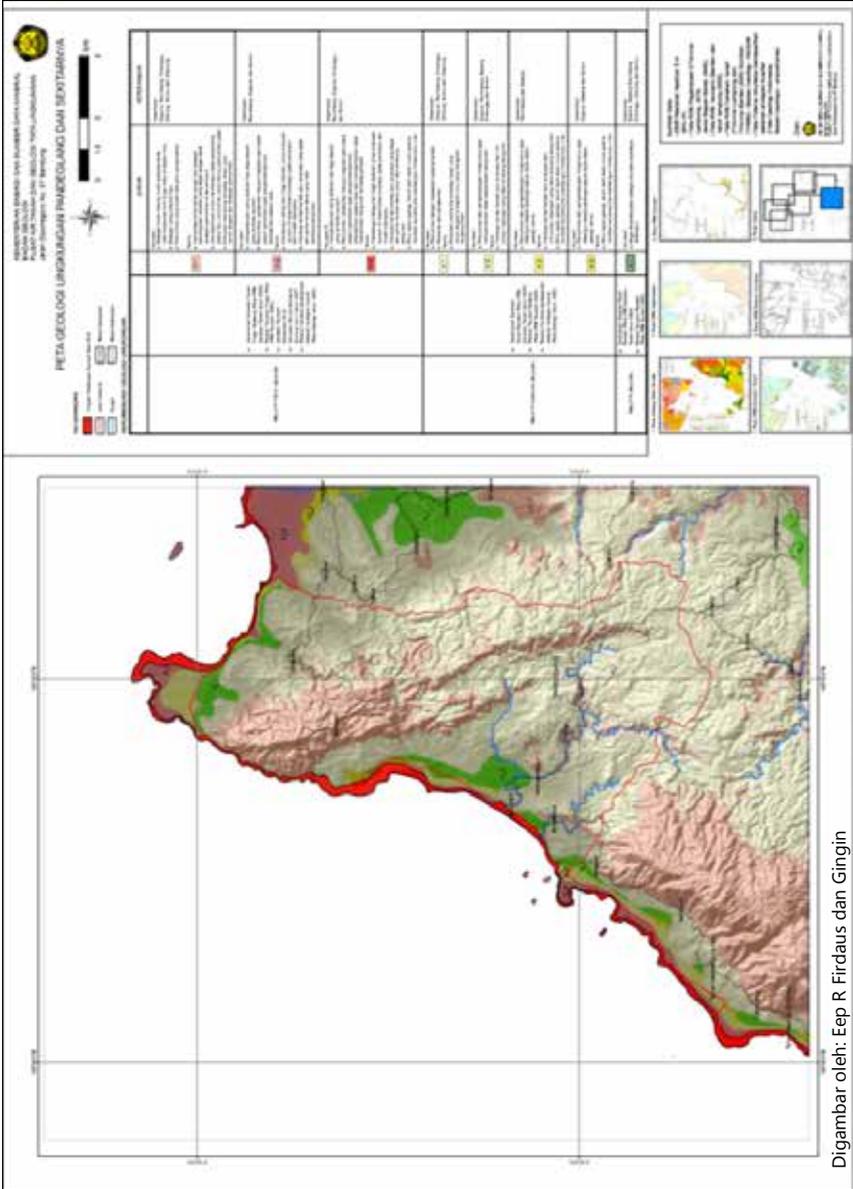
Legenda	Legenda	Legenda	Legenda
<p><b>Geologi</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>1. Batuan Sedimen</li> <li>2. Batuan Metasedimen</li> <li>3. Batuan Vulkanik</li> <li>4. Batuan Intrusif</li> <li>5. Batuan Metakonglomerat</li> <li>6. Batuan Metakonglomerat</li> <li>7. Batuan Metakonglomerat</li> <li>8. Batuan Metakonglomerat</li> <li>9. Batuan Metakonglomerat</li> <li>10. Batuan Metakonglomerat</li> <li>11. Batuan Metakonglomerat</li> <li>12. Batuan Metakonglomerat</li> <li>13. Batuan Metakonglomerat</li> <li>14. Batuan Metakonglomerat</li> <li>15. Batuan Metakonglomerat</li> <li>16. Batuan Metakonglomerat</li> <li>17. Batuan Metakonglomerat</li> <li>18. Batuan Metakonglomerat</li> <li>19. Batuan Metakonglomerat</li> <li>20. Batuan Metakonglomerat</li> <li>21. Batuan Metakonglomerat</li> <li>22. Batuan Metakonglomerat</li> <li>23. Batuan Metakonglomerat</li> <li>24. Batuan Metakonglomerat</li> <li>25. Batuan Metakonglomerat</li> <li>26. Batuan Metakonglomerat</li> <li>27. Batuan Metakonglomerat</li> <li>28. Batuan Metakonglomerat</li> <li>29. Batuan Metakonglomerat</li> <li>30. Batuan Metakonglomerat</li> <li>31. Batuan Metakonglomerat</li> <li>32. Batuan Metakonglomerat</li> <li>33. Batuan Metakonglomerat</li> <li>34. Batuan Metakonglomerat</li> <li>35. Batuan Metakonglomerat</li> <li>36. Batuan Metakonglomerat</li> <li>37. Batuan Metakonglomerat</li> <li>38. Batuan Metakonglomerat</li> <li>39. Batuan Metakonglomerat</li> <li>40. Batuan Metakonglomerat</li> <li>41. Batuan Metakonglomerat</li> <li>42. Batuan Metakonglomerat</li> <li>43. Batuan Metakonglomerat</li> <li>44. Batuan Metakonglomerat</li> <li>45. Batuan Metakonglomerat</li> <li>46. Batuan Metakonglomerat</li> <li>47. Batuan Metakonglomerat</li> <li>48. Batuan Metakonglomerat</li> <li>49. Batuan Metakonglomerat</li> <li>50. Batuan Metakonglomerat</li> </ul>	<p><b>Topografi</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>1. Perbukitan Rendah</li> <li>2. Perbukitan Tinggi</li> <li>3. Pegunungan Rendah</li> <li>4. Pegunungan Tinggi</li> <li>5. Gunung</li> <li>6. Lembah</li> <li>7. Dataran Rendah</li> <li>8. Dataran Tinggi</li> <li>9. Dataran Rendah</li> <li>10. Dataran Tinggi</li> <li>11. Dataran Rendah</li> <li>12. Dataran Tinggi</li> <li>13. Dataran Rendah</li> <li>14. Dataran Tinggi</li> <li>15. Dataran Rendah</li> <li>16. Dataran Tinggi</li> <li>17. Dataran Rendah</li> <li>18. Dataran Tinggi</li> <li>19. Dataran Rendah</li> <li>20. Dataran Tinggi</li> <li>21. Dataran Rendah</li> <li>22. Dataran Tinggi</li> <li>23. Dataran Rendah</li> <li>24. Dataran Tinggi</li> <li>25. Dataran Rendah</li> <li>26. Dataran Tinggi</li> <li>27. Dataran Rendah</li> <li>28. Dataran Tinggi</li> <li>29. Dataran Rendah</li> <li>30. Dataran Tinggi</li> <li>31. Dataran Rendah</li> <li>32. Dataran Tinggi</li> <li>33. Dataran Rendah</li> <li>34. Dataran Tinggi</li> <li>35. Dataran Rendah</li> <li>36. Dataran Tinggi</li> <li>37. Dataran Rendah</li> <li>38. Dataran Tinggi</li> <li>39. Dataran Rendah</li> <li>40. Dataran Tinggi</li> <li>41. Dataran Rendah</li> <li>42. Dataran Tinggi</li> <li>43. Dataran Rendah</li> <li>44. Dataran Tinggi</li> <li>45. Dataran Rendah</li> <li>46. Dataran Tinggi</li> <li>47. Dataran Rendah</li> <li>48. Dataran Tinggi</li> <li>49. Dataran Rendah</li> <li>50. Dataran Tinggi</li> </ul>	<p><b>Geografi</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>1. Sungai</li> <li>2. Danau</li> <li>3. Perairan</li> <li>4. Perairan</li> <li>5. Perairan</li> <li>6. Perairan</li> <li>7. Perairan</li> <li>8. Perairan</li> <li>9. Perairan</li> <li>10. Perairan</li> <li>11. Perairan</li> <li>12. Perairan</li> <li>13. Perairan</li> <li>14. Perairan</li> <li>15. Perairan</li> <li>16. Perairan</li> <li>17. Perairan</li> <li>18. Perairan</li> <li>19. Perairan</li> <li>20. Perairan</li> <li>21. Perairan</li> <li>22. Perairan</li> <li>23. Perairan</li> <li>24. Perairan</li> <li>25. Perairan</li> <li>26. Perairan</li> <li>27. Perairan</li> <li>28. Perairan</li> <li>29. Perairan</li> <li>30. Perairan</li> <li>31. Perairan</li> <li>32. Perairan</li> <li>33. Perairan</li> <li>34. Perairan</li> <li>35. Perairan</li> <li>36. Perairan</li> <li>37. Perairan</li> <li>38. Perairan</li> <li>39. Perairan</li> <li>40. Perairan</li> <li>41. Perairan</li> <li>42. Perairan</li> <li>43. Perairan</li> <li>44. Perairan</li> <li>45. Perairan</li> <li>46. Perairan</li> <li>47. Perairan</li> <li>48. Perairan</li> <li>49. Perairan</li> <li>50. Perairan</li> </ul>	<p><b>Administrasi</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>1. Desa</li> <li>2. Desa</li> <li>3. Desa</li> <li>4. Desa</li> <li>5. Desa</li> <li>6. Desa</li> <li>7. Desa</li> <li>8. Desa</li> <li>9. Desa</li> <li>10. Desa</li> <li>11. Desa</li> <li>12. Desa</li> <li>13. Desa</li> <li>14. Desa</li> <li>15. Desa</li> <li>16. Desa</li> <li>17. Desa</li> <li>18. Desa</li> <li>19. Desa</li> <li>20. Desa</li> <li>21. Desa</li> <li>22. Desa</li> <li>23. Desa</li> <li>24. Desa</li> <li>25. Desa</li> <li>26. Desa</li> <li>27. Desa</li> <li>28. Desa</li> <li>29. Desa</li> <li>30. Desa</li> <li>31. Desa</li> <li>32. Desa</li> <li>33. Desa</li> <li>34. Desa</li> <li>35. Desa</li> <li>36. Desa</li> <li>37. Desa</li> <li>38. Desa</li> <li>39. Desa</li> <li>40. Desa</li> <li>41. Desa</li> <li>42. Desa</li> <li>43. Desa</li> <li>44. Desa</li> <li>45. Desa</li> <li>46. Desa</li> <li>47. Desa</li> <li>48. Desa</li> <li>49. Desa</li> <li>50. Desa</li> </ul>

1. Lokasi Penelitian  
 2. Lokasi Penelitian  
 3. Lokasi Penelitian  
 4. Lokasi Penelitian  
 5. Lokasi Penelitian  
 6. Lokasi Penelitian  
 7. Lokasi Penelitian  
 8. Lokasi Penelitian  
 9. Lokasi Penelitian  
 10. Lokasi Penelitian  
 11. Lokasi Penelitian  
 12. Lokasi Penelitian  
 13. Lokasi Penelitian  
 14. Lokasi Penelitian  
 15. Lokasi Penelitian  
 16. Lokasi Penelitian  
 17. Lokasi Penelitian  
 18. Lokasi Penelitian  
 19. Lokasi Penelitian  
 20. Lokasi Penelitian  
 21. Lokasi Penelitian  
 22. Lokasi Penelitian  
 23. Lokasi Penelitian  
 24. Lokasi Penelitian  
 25. Lokasi Penelitian  
 26. Lokasi Penelitian  
 27. Lokasi Penelitian  
 28. Lokasi Penelitian  
 29. Lokasi Penelitian  
 30. Lokasi Penelitian  
 31. Lokasi Penelitian  
 32. Lokasi Penelitian  
 33. Lokasi Penelitian  
 34. Lokasi Penelitian  
 35. Lokasi Penelitian  
 36. Lokasi Penelitian  
 37. Lokasi Penelitian  
 38. Lokasi Penelitian  
 39. Lokasi Penelitian  
 40. Lokasi Penelitian  
 41. Lokasi Penelitian  
 42. Lokasi Penelitian  
 43. Lokasi Penelitian  
 44. Lokasi Penelitian  
 45. Lokasi Penelitian  
 46. Lokasi Penelitian  
 47. Lokasi Penelitian  
 48. Lokasi Penelitian  
 49. Lokasi Penelitian  
 50. Lokasi Penelitian



Digambar oleh: Gingsin dan Eep R. Firdaus





dengan pengelolaan wilayah yang lebih rinci:

a. **Kode M1**

Zona ini disarankan untuk dikembangkan sebagai hutan lindung, hutan produksi serta tidak melakukan alih fungsi lahan di bagian hulu, sebagai ruang terbuka hijau dan kawasan pemukiman yang sudah ada perlu adanya pengendalian.

Secara teknis dapat dilakukan beberapa upaya mulai dari normalisasi aliran-aliran sungai jika terdapat penumpukan material yang dapat longsor serta terdapat pemukiman di bawahnya. Jika diperlukan untuk membangun sabo penghalang *debris flow* untuk aliran yang menuju pemukiman padat; dan dilakukan monitoring terhadap lokasi yang rawan longsor dan terdapat pemukiman.

Zona ini tersebar di beberapa kecamatan yaitu Pulosari, Jiput, Carita, Cisata, Picung, Sindangresmi, Banjarsari, Munjul, Angsana, Sobang, Cigeulis, Panimbang, Cimanggu, Cibitung, Sumur, Cibaliung, Ciwandan, Anyar, Mancak, Gunungsari, Cinangka, Padarincang, Ciomas, Mandalawangi.

b. **Kode M2**

Pemanfaatan kawasan ini sebaiknya dengan memperbanyak RTH bagi daerah yang terlanda tsunami; pemukiman, pelabuhan maupun kegiatan pariwisata seperti perhotelan agar pengembangannya dikendalikan secara ketat. Sedangkan secara teknis dalam pengembangannya dapat dilakukan upaya seperti membangun bangunan tinggi (*shelter*) untuk evakuasi tsunami di lokasi-lokasi strategis, pada penduduk dan mudah dijangkau serta membuat

koridor-koridor jalur evakuasi yang cepat dari pantai ke arah darat yang tidak terhalang bangunan.

Penyebaran zona ini yaitu di Kecamatan Carita, Labuan, Pagelaran, Sukaresmi, Panimbang, Sobang, Panimbang, Cigeulis, Sumur, Ciwandan, Anyar dan Cinangka.

c. **Kode M3**

Dalam pengembangan wilayah kawasan yang disarankan untuk memperbanyak ruang terbuka hijau bagi daerah yang terlanda tsunami; pemukiman, pelabuhan maupun kegiatan pariwisata seperti perhotelan agar pengembangannya dikendalikan secara ketat dan memperhatikan kode keselamatan bangunan terhadap gempa.

Sedangkan secara teknis dalam pengembangan wilayah diperlukan pembangunan bangunan tinggi (*shelter*) untuk evakuasi tsunami di lokasi-lokasi strategis, pada penduduk dan mudah dijangkau; membuat koridor-koridor jalur evakuasi yang cepat dari pantai ke arah darat yang tidak terhalang bangunan; dan perlu kajian geologi teknik lebih rinci untuk potensi likuefaksi terutama jika membangun infrastruktur vital. Penyebaran zona ini berada di Kecamatan Carita, Labuan, Pagelaran, Sukaresmi, Panimbang, Cigeulis, Cimanggu, Sumur dan Cinangka.

### **Zona Geologi Lingkungan Relatif Kurang Leluasa**

Zona ini memiliki kriteria kerentanan gerakan tanah rendah (*Peta KRB Gerakan Tanah*, 2009), potensi tsunami sedang (*Peta KRB Tsunami*, 2009) dan potensi likuefaksi berdasarkan sebaran endapan Kuartar (*Peta Geologi*, 1993). Sebaran zona ini di pesisir Banten meliputi tiga kabupaten, yakni Kabupaten Pandeglang, Kabupaten Serang dan Kabupaten Cilegon.

Pengelolaan wilayah pada zona relatif kurang leluasa ini dibagi menjadi empat, yaitu:

a. **Kode K1**

Pengembangan wilayah kawasan ini sebaiknya berupa pemukiman dengan kepadatan sedang-rendah, pertanian dan perkebunan. Dengan memperhatikan dan melaksanakan monitoring terhadap lokasi yang rawan longsor di bagian hulu yang mengarah ke pemukiman.

Penyebaran kawasan ini yaitu di Kecamatan Pulosari, Jiput, Carita, Cisata, Cipeucang, Bojong, Picung, Menes, Cikedal, Labuan, Pagelaran, Sukaresmi, Patia, Sindangresmi, Banjarsari, Munjul, Angsana, Sobang, Cigeulis, Panimbang, Cimanggu, Cibitung, Sumur, Cibaliung, Ciwandan, Anyar, Mancak, Gunungsari, Cinangka, Padarincang, Ciomas, Mandalawangi.

b. **Kode K2**

Pada kawasan ini disarankan untuk pemukiman dan pengembangan infrastruktur agar mem perhatikan kode keselamatan bangunan. Secara teknis dengan membuat koridor-koridor jalur evakuasi dan titik kumpul lapangan yang tidak terhalang bangunan. Sebaran kawasan ini yaitu di Kecamatan Carita, Labuan, Pagelaran, Sukaresmi, Patia, Sobang, Panimbang, Cigeulis, Sobang, Cimanggu, Sumur, Ciwandan, Anyar dan Cinangka.

c. **Kode K3**

Pada kawasan ini untuk pemukiman dan pengembangan infrastruktur agar dibangun secara setempat sesuai kajian rinci geologi teknik. secara teknis dengan dibuat koridor-

koridor jalur evakuasi dan titik kumpul lapangan yang tidak terhalang bangunan. Selain itu, perlu kajian geologi teknik lebih rinci untuk potensi likuefaksi terutama jika membangun infrastruktur vital. Sebaran kawasan ini terdapat di Kecamatan Carita, Labuan, Pagelaran, Sukaresmi, Patia, Sobang, Angsana, Panimbang, Sobang dan Cinangka.

d. **Kode K4**

Pengembangan wilayah pada kawasan pemukiman dan pengembangan infrastruktur agar dibangun secara setempat sesuai kajian rinci geologi teknik. Untuk pelaksanaan teknis perlu adanya kajian geologi teknik lebih rinci untuk potensi likuefaksi terutama jika membangun infrastruktur vital. Penyebarannya berada di Kecamatan Carita, Labuan, Cisata, Cipeucang, Bojong, Picung, Labuan, Pagelaran, Sukaresmi, Patia, Sindangresmi, Munjul, Angsana, Sobang, Panimbang, Cigeulis, Sobang, Sumur, Ciwandan, Anyar, Mancak, Gunungsari, Cinangka dan Padarincang.

### **Zona Geologi Lingkungan Relatif Leluasa**

Zona ini memiliki kriteria kerentanan gerakan tanah rendah (*Peta KRB Gerakan Tanah*, 2009) dan potensi tsunami rendah (*Peta KRB Tsunami*, 2009). Kawasan ini dapat dikembangkan sebagai kawasan budidaya terbangun. Sebarannya terdapat di Kecamatan Carita, Labuan, Cisata, Cipeucang, Cikendal, Picung, Labuan, Pagelaran, Sukaresmi, Cigeulis, Sobang, Panimbang, Cimanggu, Cibitung, Sumuri, Patia, Sindangresmi, Munjul, Angsana, Sobang, Cigeulig., Ciwandan, Citangkil, Anyar, Mancak, Gunungsari, Cinangka, Padarincang, Ciomas dan Mandalawangi.

## **Saran Pengembangan Wilayah**

Untuk pengembangan pascabencana, maka pembangunan infrastruktur, pemukiman di daerah pesisir, dan pulau-pulau sekitar Krakatau perlu lebih memperhatikan rekomendasi pada *Peta Geologi Tata Lingkungan*. Rekomendasi tersebut disarankan untuk digunakan di dalam penataan ruang agar dapat mengurangi resiko bencana di masa datang.

Selain itu, zona pengembangan industri, pariwisata dan pusat ekonomi baru perlu mempertimbangkan penyiapan mitigasi baik secara manajemen, infrastruktur fisik maupun sosial bencana seperti penyiapan jalur evakuasi dan penyiapan masyarakat untuk secara rutin melakukan simulasi bencana.

*\*Andiani, Moch Wahyudi, Oki Oktariadi, Dita Arif Yuwana, Tantan Hidayat, Melia Susana, Visky Afrida, Deni Filanto, Eep R Firdaus, Adrikni, dan Gingin bekerja di Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan*



# EPILOG

Oleh:

**Moch. Wachyudi Memed**

*Selat Sunda yang merupakan Kawasan Strategis Nasional memiliki kendala geologi yang sangat signifikan berkaitan gempa bumi dan aktivitas Gunungapi Anak Krakatau, sehingga dibutuhkan informasi kegeologian yang mumpuni.*

**K**awasan Selat Sunda termasuk koridor Sumatra dan Koridor Jawa termasuk ke dalam salah satu Kawasan Strategis Nasional (KSN). Menurut PP No. 26 Tahun 2008 tentang RTRWN Pasal 1, KSN adalah wilayah yang penataan ruangnya diprioritaskan karena mempunyai pengaruh sangat penting secara nasional terhadap

kedaulatan negara, pertahanan dan keamanan negara, ekonomi, sosial, budaya, dan/atau lingkungan, termasuk wilayah yang ditetapkan sebagai warisan dunia.

Lebih jauh, PP No. 26 Tahun 2008 tentang RTRWN Pasal 9 menerangkan kebijakan pengembangan KSN yang meliputi: Pelestarian dan peningkatan fungsi dan daya dukung lingkungan hidup untuk mempertahankan dan meningkatkan keseimbangan ekosistem, melestarikan keanekaragaman hayati, mempertahankan dan meningkatkan fungsi perlindungan kawasan, melestarikan keunikan bentang alam, dan melestarikan warisan budaya nasional; Peningkatan fungsi kawasan untuk pertahanan dan keamanan negara; Pengembangan dan peningkatan fungsi kawasan dalam pengembangan perekonomian nasional yang produktif, efisien, dan mampu bersaing dalam perekonomian internasional; Pemanfaatan sumber daya alam dan/ atau teknologi tinggi secara optimal untuk meningkatkan kesejahteraan masyarakat;

    Pelestarian dan peningkatan sosial dan budaya bangsa;

Pelestarian dan peningkatan nilai kawasan lindung yang ditetapkan sebagai warisan dunia, cagar biosfer, dan Ramsar; dan pengembangan kawasan tertinggal untuk mengurangi kesenjangan tingkat perkembangan antarkawasan.

Kawasan Selat Sunda ditetapkan sebagai KSN melalui Perpres No. 86 Tahun 2011 tentang Pengembangan Kawasan Strategis dan Infrastruktur Selat Sunda. Di situ (Pasal 1 ayat 2), antara lain disebutkan bahwa “Kawasan Strategis Selat Sunda sebagaimana dimaksud pada ayat (1), meliputi kawasan darat, pulau dan laut yang terletak di dalam Provinsi Lampung, Provinsi Banten, dan kawasan lain yang ditetapkan berdasarkan suatu rencana pengembangan”.

Pada 22 Desember 2018, tsunami di Selat Sunda yang notabene sebagai KSN menghantam daerah pesisir Banten dan Lampung. Akibatnya banyak jiwa yang meninggal dunia, begitupun yang menderita akibat bencana alam tersebut termasuk menimbulkan korban yang banyak. Apalagi kerugian harta dan benda tentu sangat besar. Badan Nasional Penanggulangan Bencana (BNPB) per 31 Desember 2018 mencatat, terdapat 437 korban meninggal dunia, 14.059 orang mengalami luka-luka, dan 33.721 masyarakat telah mengungsi. Jumlah itu juga termasuk dengan korban di Kabupaten Lampung Selatan yang mencapai 118 orang dan 490 unit rumah rusak berat. Banyaknya korban jiwa ini disebabkan karena rumah-rumah warga tepat berada tepat di bibir pantai.

Tentu saja, bencana tsunami yang melanda Selat Sunda pada penghujung tahun 2018 itu menjadi pembelajaran sangat berharga bagi semua pihak. Dari sisi kegeologian, amanatnya sangat jelas, bahwa pengembangan suatu kawasan, termasuk KSN Selat Sunda, seharusnya memperhatikan aspek geologinya, baik faktor sumber daya geologi yang mendukung keberlanjutan manusia untuk mempertahankan hidup serta

faktor pembatas/kendala geologi yang dapat menimbulkan kerentanan bagi keberlangsungan hidup manusia.

Secara khusus pasca peristiwa tsunami tanggal 22 Desember 2018, untuk mengantisipasi kejadian serupa di masa yang akan datang, yang seyogyanya dikedepankan adalah langkah-langkah sebagai berikut. *Pertama*, wajib melakukan pemasangan peralatan sistem peringatan dini tsunami yang bersumber selain dari aktivitas gempabumi tektonik, yaitu aktivitas gunungapi, longsoran tubuh gunungapi dan sumber pembangkit tsunami lainnya. *Kedua*, data landaan tsunami dan peta kawasan rawan bencana tsunami daerah Banten dan Lampung yang dikeluarkan oleh Badan Geologi agar digunakan pada tahap berikutnya, yaitu rehabilitasi dan rekonstruksi.

*Ketiga*, pemerintah Provinsi Banten dan Lampung meningkatkan upaya mitigasi tsunami secara struktural dan nonstruktural guna meningkatkan pemahaman masyarakat tentang tsunami sehingga dapat mengurangi risiko bencana tsunami. *Keempat*, bangunan yang terletak pada kawasan rawan bencana tsunami agar dipindahkan ke tempat yang lebih aman sesuai dengan data dari Badan Geologi.

*Kelima*, agar pemerintah Provinsi Banten dan Lampung segera merevisi RTRW (Rencana Tata Ruang Wilayah) kawasan pesisir Selat Sunda berdasarkan peta kawasan rawan bencana geologi yang dikeluarkan oleh Badan Geologi yang mencakup bencana gempabumi, tsunami, letusan Gunungapi dan gerakan tanah. *Keenam*, agar Pemerintah Provinsi Banten dan Lampung memasukkan materi kebencanaan geologi berupa gempabumi, tsunami, letusan gunungapi dan gerakan tanah ke dalam kurikulum pendidikan agar para guru dan pelajar dapat meningkatkan pengetahuan tentang mitigasi bencana geologi.

Hasil dari langkah-langkah tersebut adalah sebagai upaya mengurangi risiko bencana geologi dan sebagai rujukan

dalam mengatasi permasalahan akibat eksploitasi sumber daya geologi dan pembangunan konstruksi oleh manusia, ataupun sebaliknya, untuk mengatasi dampak fenomena geologi terhadap kepentingan manusia. Bila langkah-langkah tersebut bisa direalisasikan, maka bisa menjamin terwujudnya ketahanan kawasan KSN Selat Sunda terhadap kendala geologi dapat tercapai, karena informasi kegeologian diintegrasikan dalam rencana tata ruang wilayah dan dijadikan acuan penyusunan tata ruang serta dijadikan alat pengendali pembangunan fisik di kawasan tersebut.

Sebagai alat pengendali pembangunan fisik, informasi kegeologian tidak saja bisa digunakan untuk mengendalikan pembangunan KSN Selat Sunda saat ini saja, tetapi juga digunakan juga sebagai alat untuk mengendalikan pembangunan di masa mendatang. Dengan demikian, informasi kegeologian bisa digunakan untuk menentukan tingkat keleluasaan penggunaan lahan dengan harapan dapat memperkecil dampak kendala geologi yang senantiasa membayang di sekitar KSN Selat Sunda. Maksud tersebut semoga bisa terwujud melalui buku ini, karena di dalamnya terhimpun informasi kegeologian yang diperlukan dalam rencana tata ruang.

# Daftar Pustaka

- Abdurrachman, M. 2015. *Explainer: why volcanoes erupt*. The Conversation.
- Abdurrachman, M., Widiyantoro, S., Priadi, B. & Ismail, T. 2018. Geochemistry and Structure of Krakatoa Volcano in the Sunda Strait, Indonesia. *Geosciences*, 8, 111.
- Abrahamson, N., Gregor, N., Addo, K., 2016. BC Hydro Ground Motion Prediction Equations for Subduction Earthquakes. *Earthquake Spectra* 2016 32:1, 23-44. DOI: 10.1193/051712EQS188MR.
- Aditya dan Hamzah Latif, 2002. Modeling penjaralan gelombang tsunami letusan Gunungapi Krakatau, 1883.
- Agustan, Kimata, F., Pamitro, Y.E., Abidin, H.Z., 2011. Understanding the 2007-2008 eruption of Anak Krakatau by combining remote sensing technique and seismic data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 14 (2011) 73-82.
- Agustan, 2009. Anak Krakatau, penerus dinasti Krakatau yang kian dewasa. Agustan.wordpress.com.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. Volume I: 557 pp.
- Allen, T.I., Wald, D.J., 2008. Short Note: On the Use of High-Resolution Topographic Data as a Proxy for Seismic Site Conditions (VS30). *BSSA* 99(2A), 935-943. DOI: 10.1785/0120080255.
- American Society of Civil Engineers, 2010. ASCE STANDARD ASCE/SEI 7 - 10 Minimum Design Loads for Building and Other Structure. American Society of Civil Engineers Virginia.
- Amin, T.C., Sidarto, Santosa. S., dan Gunawan, W., 1993. *Peta Geologi Lembar Kotaagung, skala 1:250.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung, terbit.
- Andi Mangga, S., Amirudin, Suwanti, S., Gafoer, S., dan Sidarto, 1993. *Peta Geologi Lembar Tanjungkarang skala 1:250.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung, terbit.
- Anonim, 2011. *Peraturan Daerah Kota Bandar Lampung Nomor 10 Tahun*

- 2011 Tentang Rencana Tata Ruang Wilayah 2011 – 2030.
- Anonim, 2012. *Peraturan Pemerintah RI Nomor 26 Tahun 2012 Tentang Kawasan Ekonomi Khusus Tanjung Lesung*.
- Anonim, 2017, Laporan Status Lingkungan Hidup Daerah Provinsi Banten, Dinas Lingkungan Hidup dan Kehutanan, Provinsi Banten.
- Anonim, 2017. *Peraturan Daerah Provinsi Banten Nomor 5 Tahun 2017 Tentang Perubahan atas Peraturan Daerah Provinsi Banten Nomor 2 Tahun 2011 Tentang Rencana Tata Ruang Wilayah Provinsi Banten Tahun 2010 – 2030*.
- Anonim, 2018. *Peta Potensi Likuifaksi Provinsi Banten dan Lampung*. Badan Geologi, Bandung.
- Anonim. *Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah Pulau Jawa*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Anonim. *Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah Pulau Sumatera*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Anonim, 2018. *Statistik Daerah Banten 2018*. BPS Provinsi Banten.
- Anonim, 2018. *Provinsi Lampung dalam Angka*. BPS Provinsi Lampung.
- Atkinson, G.M., Boore, D.M., 2003. Empirical ground-motion relationships for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 93, pp. 1703-1729.
- Atmawinata, S., dan Abidin, Z., 1991. *Peta Geologi Lembar Ujungkulon, skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung, terbit.
- Badan Standardisasi Nasional, 2012. *Tata cara perencanaan ketahanan gempa untuk struktur bangunan gedung dan non gedung (SNI 1726:2012)*.
- Badan Geologi dan Batan, 2012. *Penilaian Potensi Bencana Gempa bumi Wilayah Tapak RDNK Serpong, Tangerang, Laporan Internal Badan Geologi – Batan*.
- Barberi, F., Cassano, E., Torre, P.L. and Sbrana, A., 1991. Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48.
- Basuki A., dkk., 2018. *Laporan Peringatan Dini G. Anak Krakatau September 2018*. PVMBG, Bandung.

- BMKG, 2015. *Peta Seismotektonik Indonesia, Skala 1 : 5.000.000.*
- BPPT, 2018. *Citra satelit Gunungapi Anak Krakatau 11 Desember 2018, pukul 05.33 WIB dan 23 Desember 2018, pukul 05.33 WIB.*
- BPPT, 2018. *Citra satelit Satelit Radar Sentinel-1 A Gunungapi Anak Krakatau 29/11/2018 hingga 11/12/2018 dan 11/12/2018 hingga 23/12/2018.*
- Carey, S., Sigurdsson, H., Mandeville, C. & Bronto, 2000. Volcanic hazards from pyroclastic flow discharge into the sea: example from the 1883 Krakatau eruption, Indonesia. In: McCoy R.W. Heiken G (eds), *Volcanic Hazards and Disasters in Human Antiquity*, Geol Soc Amer Spec Pap, 345.
- Cipta, A., Robiana, R., Griffin, J., Horspool, N., Hidayati, S., & Cummins, P.R., 2016. A probabilistic seismic hazard assessment for Sulawesi, Indonesia. Geological Society, London, *Special Publications*, 441, 133-152.
- Cipta A, dkk. *Peta Kawasan Rawan Bencana Gempabumi Provinsi Lampung*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Cipta A, dkk. *Peta Kawasan Rawan Bencana Tsunami Kawasan Teluk Lampung*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Cipta, A., Cummins, P., Irsyam, M. dan Hidayati, S., 2018. Basin resonance and seismic hazard in Jakarta, Indonesia. *Geosciences*, 8(4).
- Cruz-Atienza, V.M., Tago, J., Sanabria-Gómez, J.D., Chaljub, E., Etienne, V., Virieux, J., Quintanar, L., 2016. Long duration of ground motion in the Paradigmatic Valley of Mexico. *Nature - Scientific Reports*, 6, 38807; DOI: 10.1038/srep38807.
- Dahrén, B., Troll, V., Andersson, U., Chadwick, J., Gardner, M. et al., 2012. Magma plumbing beneath Anak Krakatau volcano, Indonesia: evidence for multiple magma storage regions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(4): 631-651.
- Dahrin, 1994. Geodynamics and Volcanological Implications of the Sunda Strait from Gravity Study. *Proc. 19th Ann. Conv. HAGI*. 512 – 522.
- De Coster, G.L., 1974. The Geology of the South and Central Sumatera Basin. *Proc. 3rd, Ann. Conv. Indonesian Petroleum Association*. Jakarta, 77-110.

- De Neve, G.A., 1981. Historical notes on Krakatau's eruption of 1883, and activities in previous times. *Nat. Inst. Oceanology (LON-LIPI)*, Jakarta
- De Neve, G.A., 1984. Worldwide ash fallout and distribution of the great eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), Agung (1963), and Galunggung (1982-1983). *Acara dan Kumpulan Sari Makalah, PIT ke-XIII, IAGI*, Bandung 18-20 Desember 1984.
- Deplus, C., 1987. *Comportement mécanique de la lithosphere océanique: Cas d'une subduction complexe*. Ph.D. thesis, Université de Paris Sud, Orsay.
- Deplus, C., Bonvalot, S., Dahrin, D., Diament, M., Harjonoc, H., Dubois, J., 1995. Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 64, 23–52.
- Deplus, 1996. *Morfologi komplek Gunungapi Krakatau*.
- Djatikoesoemo, 1953. *Laporan peninjauan Anak Krakatau Pada Bulan Maret 1953*. Direktorat Vulkanologi, Bandung.
- Dogliani C., Carminati E., Petricca P., Riguzzi F., 2015. Normal fault earthquakes or graviquakes. *Scientific Reports*, 5, 12110. Doi:10.1038/srep12110.
- Douglas, John., 2011. PEER 2011/120, BRGM/RP-59356-FR Ground-motion prediction equations 1964–2010. Pacific Earthquake Engineering Research Center. California, Berkeley.
- Effendi, A.C., Bronto, S. and Sukhyar, R., 1986. *Geological map of Krakatau Volcanic Complex*. Volcanological Survey of Indonesia, Bandung.
- Effendi, A.C, Kusanama dan Hermanto, B, 1998. *Peta geologi lembar Bogor skala 1 : 100.000*. Puslitbang Geologi, Bandung.
- Endo, E.T., dan Murray, T., 1991. Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin Volcanology* 53:533 - 545.
- Gafoer.S., Amin. T.C dan Pardede. R. 2010. *Geologi Lembar Baturaja Skala 1 : 250.000*. Puslitbang Geologi, Bandung.
- Gardner, M.F, Troll, V.T., Gamble, J.A., Gertisser, R., Hart, G.L., Ellam, R.M., Harris, C. & Wolff., 2012. Crustal Differentiation Processes at Krakatau Volcano, Indonesia. *Journal of Petrology*, 54, 149-182.
- GFZ, 2018. *Citra satelit TerraSAR-X tanggal 29 Desember 2018 pukul 05.47*

WIB.

- GFZ, 2018. *Gempa bumi dan mekanisme fokal gempa bumi tektonik Gunung-gapi Anak Krakatau 23 Desember 2018*.
- Global CMT, 2013. *Earthquakes Data Catalog. Global Centroid-Moment-Tensor*. <http://www.globalcmt.org>.
- Gutenberg B. and Richter C.F., 1949. *Earthquake Magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration (2nd Paper)*. Geological Science Division, California Institute of Technology, California, Pasadena.
- Hakim, A., 1981. *100 Tahun Meletusnya Krakatau (1883-1983)*. Penerbit Pustaka Antar Kota, Jakarta, 107 hal.
- Hall, R., 1997. Cenozoic Tectonic of SE Asia and Australia. *Proc. XXVth Ann. Con. Indonesian Petroleum Association*, Jakarta.
- Hamilton, W., 1979. Tectonics of the Indonesian Region. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, vol. 1078. 345 pp.
- Hanifa, N.R., Sagiya, T., Kimata, F., Efendi, J., Abidin, H.Z., Meilano, I., 2014. Interplate coupling model off the southwestern coast of Java, Indonesia, based on continuous GPS data in 2008–2010. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 159–171. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.06.010.
- Harjono, H., Diament, M., Dubois, J., Larue, M., Zen, M.T., 1991. Seismicity of the Sunda Strait: evidence for crustal extension and volcanological implication. *Tectonics* 10 (1), 17–30.
- Harsa, A.E., 1978. Some of the factors which influence oil occurrence in the South and Central Sumatera basins. *Proc. Reg. Conf. Min. Res. S.E. Asia*. Jakarta, 151-163.
- Hayes, G.P., Moore, G.L., Portner, D.E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., Smoczyk, G.M., 2018. Slab2, a Comprehensive Subduction Zone Geometry Model. *Science*. DOI: 10.1126/science.aat4723.
- <https://magma.vsi.esdm.go.id/>
- <https://www.bmkg.go.id/berita/?p=peristiwa-tsunami-di-pantai-barat-banten-tidak-dipicu-oleh-gempabumi&lang=ID&tag=press-release>
- <https://www.esdm.go.id/id/media-center/arsip-berita/pers-rilis-aktivitas-gunung-anak-krakatau-minggu-23-desember-2018->
- <https://www.esdm.go.id/id/media-center/arsip-berita/perkembangan-terkini-aktivitas-gunung-anak-krakatau-pvmbg-tinggi-gunung->

tinggal-110-meter.

<https://www.gokrakatau.com/2017/09/sejarah-gunung-krakatau.html>.

Huchon, P., and LePichon, X., 1991. Sunda Strait and Central Sumatra fault. *Geojournal*, v.28, n.2, hal.87-98.

Irsyam, M., Widyantoro, S., Natawidjaja, D.H., Meilano, I., Rudyanto, A., Hidayati, S., Triyoso, W., Hanifa, N.H., Djarwadi, D., Faizal, L., Sunarjito, 2017. *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman, Badan Penelitian dan Pengembangan Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat.

Jaxybulatov, ., Koulakov, I., Seht, M.I., Klinge, K., Reichert, C., Dahren, B. & Troll, V.R., 2011. Evidence for high fluid/melt content beneath Krakatau volcano (Indonesia) from local earthquake tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 96-105.

Kaswanda, 1986. *Laporan penyelidikan seismic G. Krakatau Oktober 1986*. Direktorat Vulkanologi, Bandung.

Kemenkomar, 2018. *Citra satelit Gunungapi Anak Krakatau 29 Desember 2018*.

Kementrian PUPR, 2017. *Peta Sumber dan Bahaya Gempa bumi Tahun 2017*.

Kristianto, 1999. *Laporan kursus Volcanology and Volcanic Sabo Engineering di Jepang*. Dir. Vulkanologi, Bandung.

Kriswati, E., 2006. *Laporan instalasi peralatan pemantauan Gunungapi G. Krakatau*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.

Kriswati, E., 2009. Deformasi praerupsi Gunung Anak Krakatau Oktober 2007. *Majalah Geologi Indonesia*, Vol. 24 No.2 Agustus 2009, 75-83.

Kushendratno, U., 2018. *Laporan Peringatan Dini Bahaya Gunungapi Anak Krakatau, Lampung*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.

Kusumadinata, K., 1979. *Data Dasar Gunung api Indonesia*. Dit. Vulk., Bandung.

Larsen, L., Vinther, B.M., Briffa, K.R., Melvin, T.M Clausen, H.B., Jones, P.D., Siggaard-Andersen, M.L., Hammer, C.C., Eronen, M., Grudd, H., Gunnarson, B.E., Hantemirov, R.M., Naurzbaev, M.M. & Ni-

- colussi, K. 2008. New ice core evidence for a volcanic cause of the A.D. 536 dust veil. *Geophysical Research Letters*, 35, L04708
- Maemunah, Imun, dkk., 2009. *Peta Kawasan Rawan Bencana Tsunami Provinsi Banten*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- McCaffrey R., 2009. The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2009. 37:345–66.
- Mandeville, C.W., Carey, S., Sigurdsson, H., 1996a. Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 243–274
- Matahelemual, J., 1982. Gunungapi dan Bahayanya di Indonesia. *Buletin of the Volcanological Survey of Indonesia* No. 105, Bandung.
- Matsuoka, M., Wakamatsu, K., Fujimoto, K., Midorikawa, S., 2006. Average shear-wave velocity mapping using Japan engineering geomorphologic classification map. *Journal of Structural Mechanics and Earthquake Engineering*, JSCE, 23, 57–68.
- Newhall, C.G., Decker, R.W., Sudradjat, A., Tilling, R.I., and Peterson, D.W., 1983. A comparison of eruptions and magma reservoirs at Krakatau, Mount St. Helens, and Galunggung. *Proceeding of the Symposium of 100 Years Development of Krakatau and its Surroundings*. Indonesia Institute of Sciences, Jakarta.
- Nguyen, N., Griffin, J., Cipta, A., Cummins, P.R., 2015. Indonesia's Historical Earthquakes: Modelled examples for improving the national hazard map. Record 2015/23. *Geoscience Australia*, Canberra. DOI: 10.11636/Record.2015.023
- Nishimura, S., Harjono, H., dan Suparka, S., 1997. Krakatau Island : The geotectonic setting. *Tectonic*, v 21, n 5, 1047, doi:10.1029/2001TC901048,2002.
- Oktariadi, O., 2011. Super Volcano Krakatau 535 M & Perubahan Peradaban Dunia. *Geomagz* Vol. 1 No. 3 –13 December 2011, Badan Geologi – KESDM
- Oktariadi, O., 2018. *Geowisata Ujungkulon*. ISBN 978-602-73388-07. Badan Geologi, Bandung.
- Pamitro, Y., 2009. Application of Insar technology to detect ground deformation of volcanoes in Indonesia (case study: Kelud Volcano and

- Krakatau Volcano). CVGHM, Bandung.
- Postdam University, 2008. Seismicity map of Sunda Arc.
- Pusat Survei Geologi, 2012. *Peta Seismotektonik Selat Sunda dan Sekitarnya*.
- Puslitbang Geologi, 1998. *Peta Seismotektonik Indonesia, Skala 1 : 5.000.000*.
- PVMBG, 2011. *Data dasar Gununggapi Indonesia (Edisi Kedua)*. Badan Geologi, Bandung.
- Ratman N., dan Gafoer, S., 1998. *Peta geologi lembar Jawa Bagian barat (edisi kedua), skala 1 : 500.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Rogers, J.A., dan Stephens, C.D., 1995. SSAM: Real-time seismic spectral amplitude measurement on a PC and its application to volcano Monitoring. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, No.2, pp.632 - 639.
- Rohadi, S. dan Masturyono, 2015. Lineasi Patahan Geologi Berdasarkan Distribusi Hiposenter Relokasi di Wilayah Jawa. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, v.16 no.3.
- Rosadi, U., 2016. *Laporan Peringatan Dini Bahaya Gununggapi Anak Krakatau, Lampung*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Rusmana, E., Suwitodirjo, K., dan Suharsono, 1991. *Peta Geologi Lembar Serang, skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Santosa, S., 1991. *Peta Geologi Lembar Anyer, skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Semblat, J.F., A.-M. Duval, P. Dangla, 2000. Numerical Analysis of Seismic Wave Amplification in Nice (France) and comparisons with experiments. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19(5), pages 347.
- Sidarto, Sandjaya, I., Margono, U., dan Novita, D., 2017. *Peta Geologi Lembar Panengahan, skala 1:50.000*. Pusat Survei Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Simkin, T. and Fiske, R.S., 1983. *Krakatau 1883: The Volcanic Eruption and its Effects*. Smithsonian Inst. Press, Washington, D.C.
- Situmorang, B. dan Yulihanto, B., 1985. The Role of Strike Slip faulting in Structural Development of north Sumatera Basin. *Proc. XIVth. Ann. Con. Indonesian Petroleum. Association*, Jakarta, 21-38.

- Soloviev, S.L., Go, Ch.N., 1974. *A Catalogue of Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean*. Moscow, "Nauka" Publishing House, 308h.
- Stehn, Ch. E., 1929. The Geology and Volcanism of the Krakatau Group. *Proceedings of the Fourth Pacific Science Congress*, Batavia, p. 1 – 55.
- Stehn, E., 1939. *Penjagaan G. Krakatau*. Diterjemahkan oleh Kusumadinata, 1979. Direktorat Vulkanologi, Bandung.
- Sudana, D., dan Santosa, S., 1992. *Peta Geologi Lembar Cikarang, skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Suharyo, 1984. *Laporan pengamatan dan penelitian seismic serta pengamatan visual kegiatan G. Anak Krakatau dari pos pengamatan G. Krakatau di pasauran April – Mei 1984*. Direktorat Vulkanologi, Bandung.
- Suharyo, 1984. *Laporan pengamatan seismic Gunung Anak Krakatau Juli – September 1984*. Direktorat Vulkanologi, Bandung.
- Sujatmiko dan Santosa, S., 1992. *Peta Geologi Lembar Leuwidamar, skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Suparman, Y., dkk., 2013. *Krakatau 1883: Pembelajaran di balik Letusan Katastropik*. Badan Geologi Bandung.
- Surono, 2007. *Aktivitas Gunungapi Anak Krakatau; masa lalu, saat ini dan yang akan datang*. PVMBG Bandung.
- Susilohadi S., Gaedicke C., Ehrhardta A., 200. Neogene structures and sedimentation history along the Sunda forearc basins off southwest Sumatra and southwest Java. *Marine Geology* 219 (2005) 133– 154
- Susilohadi, Christoph Gaedicke, Yusuf Djajadihardja, 2009. Structures and sedimentary deposition in the Sunda Strait, Indonesia. *Tectonophysics* 467 (2009) 55–71.
- Sutawidjaja, I.S., 1997. The activities of Anak Krakatau volcano during the years of 1992-1996. *The Disaster Prevention Research Institute Annuals*, No. 40IDNDR S, I, Kyoto University, Japan.
- Sutawidjaja, 2006. Pertumbuhan Gunung Api Anak Krakatau setelah letusan katastrofis 1883. *Jurnal Geologi Indonesia*, Vol. 1 No. 3 September 2006: 143-153
- Syahbani, Devy K., dkk. *Peta Kawasan Rawan Bencana Gempabumi Jawa Bagian Barat*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.
- Thornton, I., 1996. *Krakatau, the destruction and reassembly of an island*

- ecosystem*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts and London.
- Tjia, H.D., 1983. Earthquake stress directions in the Indonesia archipelago, Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region. *Geodyn. Ser.*, Vol. 11, AGU, Washington, D.C.
- Tukandi, T, Sidarto, Agustiyanto, D.A, Purbo Hadiwidjoyo, M.M, 1992. *Peta geologi lembar Jakarta dan Kepulauan Seribu, skala 1 : 100.000*. Puslitbang Geologi, Bandung.
- USGS, 2014. *PDE-USGS Earthquakes Data Catalog*. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>.
- Van Bemmelen, R.W., 1949. *The geology of Indonesia*. Govt. Printing Office, The Hague, 732 hal.
- Valentine, G. and Fisher, R.V., 2000. Pyroclastic surges and blasts. Dalam: *Encyclopedia of Volcanoes* (Ed. H. Sigurdsson). Academic Press, San Diego, CA.
- Verbeek, R.D.M., 1885. Krakatau. Dalam: T. Simkin and R.S. Fiske (Editors), *Krakatau 1883 : the volcanic eruption and its effects*. Smithsonian Inst. Press, Washington, D.C.
- Wald, D.J., Allen, T.I., 2007. Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site-Conditions (VS30) and Amplification Around the Globe. *USGS Open-File Report 2007-1357*.
- Widiyantoro S., J. D. Pesicek, H. Thurber , 2011. Subducting slab structure below the eastern Sunda arc inferred from non-linear seismic tomographic imaging. Dalam: Hall, R., Cottam, M. A. & Wilson, M. E. J. (eds), *The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia-Asia Collision*. Geological Society, London, Special Publications, 355, 139-155.
- Wikipedia, 2009. Tsunami. <https://id.wikipedia.org/wiki/Tsunami>.
- Williams, H., 1941. Calderas and their origin. *Bull. Dept. Geol. Sci., Univ. Calif.*, 25: 239-346.
- Willumsen, P., 1997. *Krakatau, events and geology: A practical guide to Karakatau and surroundings*. Jakarta.
- Wittner A, 2007. *Merapi – Merbabu Expedition (MERAMEX,2007)*.
- Wohletz, 2000. Were the Dark Ages Triggered by Volcano-related Climate Changes in the 6th Century? *EOS Trans Amer Geophys Union* 48(81), F1305

- Yokoyama, I., 1987. A scenario of the 1883 Krakatau Tsunami. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 34: 123-132
- Youngs R.R., S.J. Chiou, 1997. Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes. *Seismological Research Letters* Volume 68, Number 1 January/February 1997.
- Yudhicara dan Budiono, K., 2008. Tsunamigenik di Selat Sunda : Kajian terhadap katalog Tsunami Soloviev. *Jurnal Geologi Indonesia*, Vol. 3 No. 4 Desember 2008: 241-251. Badan Geologi, Bandung.
- Zen, M.T. and Sudradjat, A., 1983. History of the Krakatau Volcanic Complex in Sunda Strait and the mitigation of its future hazards. *Buletin Jurusan Geologi ITB*, Vol.10.
- Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, J., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P.G., Fukushima, Y., Fukushima, Y., 2006. Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, pp. 898-913.

# EDITOR



## **OKI OKTARIADI**

E-mail: [okigt@gmail.com](mailto:okigt@gmail.com)

Ahli geologi, penulis, Ketua Dewan Redaksi *Buletin Geologi Tata Lingkungan* (BGTL), dan *Jurnal lingkungan dan Bencana Geologi* (JLBG). Lahir di Bandung, 19 Oktober 1961. Lulusan S-1 UNPAD tahun 1986 dan S-2 Geologi UNPAD tahun 2004. Sejak 1987 bekerja di PATGTL, sebagai pejabat fungsional penyelidik bumi.



### **DITA ARIF YUWANA**

e-mail: ditaarifyuwana@gmail.com

ahli geologi, penulis. lahir di Yogyakarta, 25 November 1979. Pendidikan jurusan Teknik geologi, UGM Yogyakarta (1998), Magister perencanaan Wilayah dan kota ITB Bandung dan Policy Science Ritsumeikan University, Kyoto (2010). Sejak 2006 bergabung di PATGTL Badan Geologi, kini kepala Sub Bidang Konservasi Geologi di Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan (PATGTL).



### **ATEP KURNIA**

E-mail: atep.kurnia1979@gmail.com

Penulis, penerjemah, dan editor. Lahir di Bandung, 10 Mei 1979. Lulusan Bahasa dan Sastra Inggris, Fakultas Adab dan Humaniora, Universitas Islam Negeri (UIN) Sunan Gunung Djati, Bandung. Bekerja di Badan Geologi sejak tahun 2012.