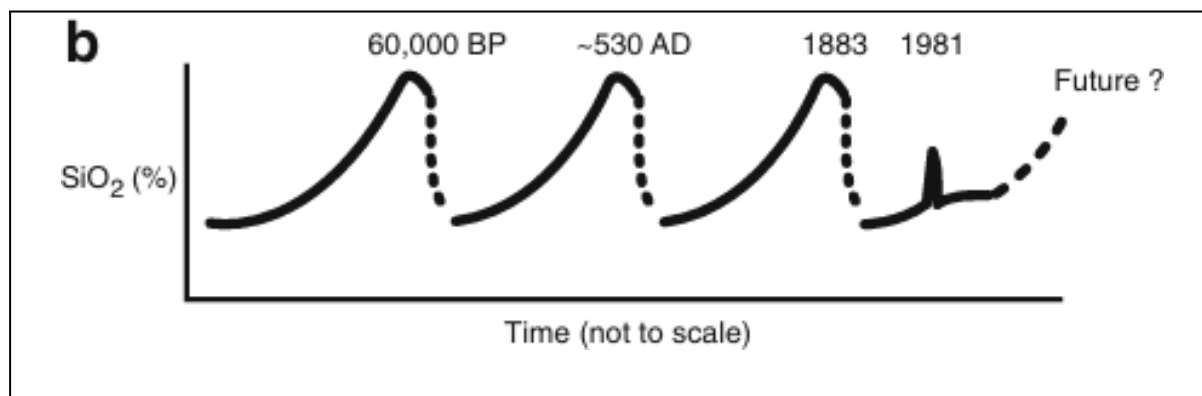


Siklus Erupsi Gn. Krakatau dan Bagaimana Mitigasi Bencana Menyikapi Hal Tersebut

Artikel ini ditulis oleh: **Muhamad Naufal Farnaaz** – Pusat Perubahan Iklim ITB

Dikurasi oleh: **Prof. Hery Harjono** - Ex researcher Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI

PPI ITB - 21 September 2026



Gambar Siklus Erupsi Gn. Krakatau, digambar ulang dan dimodifikasi dari van Bemmelen (1949)

Sumber: *Dahren et al., 2011*

Sejarah singkat, pada 27 Agustus 1883, sebagian besar Pulau Krakatau di Selat Sunda lenyap dalam rangkaian erupsi yang dapat terdengar hingga ribuan kilometer jauhnya [4]. Gelombang tsunami yang menyusul menewaskan lebih dari 36.000 orang di pesisir Jawa dan Sumatra [3,4]. Empat puluh empat tahun setelah letusan, dari dasar kaldera yang runtuh itu, Anak Krakatau muncul dari permukaan laut dan memiliki pertumbuhan tinggi rata-rata $\pm 7,5$ cm/minggu hingga mencapai ketinggian ± 315 m [1,3,5]. Muncul pertanyaan, dari mana magma yang membuat gunung ini begitu aktif berasal? Apakah sejarah 1883 dapat terulang?

Gn. Krakatau berada di Selat Sunda, tepat di zona transisi antara dua gaya subduksi yang berbeda: di lepas pantai selatan Jawa, lempeng Indo-Australia menunjam relatif tegak lurus ke bawah lempeng Eurasia dan di lepas pantai barat Sumatra, penunjaman itu berubah miring [2,4]. Perbedaan sudut ini memicu Sesar Semangko, nama lain dari Sesar Sumatra yang membelah Sumatra dari utara ke selatan dan sesar ini tidak menyeberang ke Jawa, tetapi berakhir di Selat Sunda dalam bentuk sebuah graben atau lembah yang ambles akibat peregangan kerak [2].

Dari 174 gempa-mikro dangkal terpilih yang berhasil ditentukan lokasinya secara akurat dari lebih 300 gempa-mikro yang berhasil diidentifikasi [2], menunjukkan bahwa Selat Sunda meregang, dalam rezim tektonik eksistensi, sebagai konsekuensi

pergerakan lempeng busur depan Sumatra yang bergerak ke arah barat laut sepanjang Sesar Semangko. Gn. Krakatau berada di titik potong antara jalur vulkanik yang membentang dari Panaitan ke Sukadana dengan sebuah sesar berarah timur laut-barat daya, yang tampak dari kelurusan gempa yang terekam dan menerus hingga graben [1,2]. Hal inilah yang diduga sebagai penjelasan mengapa dari sederet gunung api di jalur itu (Sebesi, Sebuku, Rajabasa), hanya Krakatau yang aktif [2].

Mengetahui bahwa kawasan ini aktif secara tektonik dan dalam rezim ekstensional menimbulkan pertanyaan bagaimana implikasinya terhadap keberadaan Gn. Krakatau, khususnya keberadaan reservoir magma. Selama penelitian, terekam gelombang gempa yang melalui kompleks Gn. Krakatau menunjukkan anomali dimana gelombang S sering kali tak muncul atau amplitudonya mengecil [1]. Seperti diketahui gelombang gempa terdiri dari dua jenis gelombang utama: gelombang P (*compressional wave*) yang bisa merambat lewat material padat maupun cair, dan gelombang S (*shear wave*) yang nyaris tidak bisa merambat melalui material cair. Ketika gelombang S dari sebuah gempa melintasi kantong magma, amplitudonya akan melemah drastis sementara gelombang P dari gempa yang sama relatif tidak terganggu [1].

Dengan memeriksa rekaman dari 14 gempa lokal secara seksama dan menyingkirkan kemungkinan bahwa peredaman itu hanya efek posisi stasiun atau mekanisme sumber gempa, ditemukan pola bahwa lintasan-lintasan yang melewati bawah kompleks Krakatau nyaris selalu menunjukkan gelombang S yang lemah sedangkan lintasan di luar kompleks tetap normal [1]. Dari observasi ini maka terpetakan dua zona atenuasi: satu relatif dangkal (sekitar 9 km) dan satu lagi jauh lebih dalam (minimal 22 km mendekati batas kerak-mantel atau Moho bahkan mungkin meluas hingga sekitar 32 km) [1]. Penelitian [1] belum dapat memastikan apakah dua zona ini tersambung menjadi satu sistem raksasa atau justru terpisah oleh lapisan batuan yang kaku (rigid). Namun, kehadiran sebuah gempa yang justru merambat normal pada kedalaman 20 km mengindikasikan adanya sebuah “pembatas” di antara keduanya [1].

Temuan ini selain berhasil mengidentifikasi kantung magma, juga dapat mengidentifikasi reservoir dalam yang tampak jauh lebih besar ketimbang volume yang dibutuhkan untuk letusan 1883 saja. Pun hal ini menjadikan sebuah peringatan dini tentang skala potensi bahaya jangka panjang di kawasan ini [1].

Penelitian [1] memiliki keterbatasan antara lain letak stasiun seismik analog yang berjauhan hanya dapat mengkonfirmasi ada atau tidaknya peredaman pada lintasan tertentu sehingga belum dapat membangun visual tiga dimensi secara utuh [1]. Dua

dekade kemudian, penelitian [4] memasang 14 stasiun seismik di sekitar kompleks Krakatau dan merekam lebih dari 700 gempa lokal dan menghasilkan lebih dari 5000 data waktu tempuh gelombang P dan S. Data sebesar ini memungkinkan untuk melakukan tomografi seismik penuh atau dalam kata lain adalah sebuah teknik inversi numerik yang membangun citra kecepatan gelombang di bawah permukaan, mirip seperti CT scan di dunia medis [4].

Indikator utama yang [4] gunakan adalah rasio V_p/V_s , perbandingan kecepatan gelombang P terhadap S. Batuan padat biasa memiliki rasio ini di kisaran 1,7–1,8; kehadiran lelehan atau fluida bertekanan tinggi dapat mendorongnya jauh lebih tinggi [4]. Di bawah Krakatau, pada kedalaman kurang dari 4 km, [4] menemukan rasio yang relatif naik hingga 2,1–2,2 dan menjadi salah satu nilai tertinggi yang pernah tercatat di gunung api mana pun [4]. Hal yang menarik, kenaikan tinggi ini tidak menyatu sebagai satu blok, tetapi terbagi menjadi dua bagian pada kedalaman sekitar 5–7 km. Temuan ini menguatkan temuan [1].

Terdapat satu sumber informasi lagi yang tidak bergantung pada gelombang gempa sama sekali yakni dari batuan hasil erupsi. Setiap kristal mineral dalam lava tumbuh pada tekanan dan suhu tertentu; komposisi kimianya menyimpan suatu jejak dari kondisi tersebut [5]. Menggunakan metode *thermobarometry* (perhitungan tekanan dan suhu berdasarkan kesetimbangan kimia antara mineral dan lelehan di sekitarnya), penelitian [5] menganalisis kristal klinopiroksen, plagioklas, dan olivin dari lava hasil erupsi Anak Krakatau.

Hasilnya memperkuat penelitian [5], di mana klinopiroksen ternyata mengkristal pada kedalaman 7–12 km, relatif sesuai dengan zona dangkal yang dideteksi [1] di sekitar 9 km [5,1]. Plagioklas, di sisi lain, terbagi menjadi dua kelas berbeda. Sebagian besar (sekitar 68% dari seluruh titik data) mengkristal dangkal pada 3–7 km. Namun, sebagian kecil (sekitar 11%) justru mengkristal sangat dalam di kisaran 23–28 km. Nyaris serupa pada penelitian [1] di zona atenuasi dalam di kedalaman 22 km ke bawah [5,1]. Tiga metode identifikasi: atenuasi gelombang S, tomografi V_p/V_s , dan kimia kristal; secara independen dapat mengidentifikasi sebuah sistem kantung magma [1,4,5].

Mengapa magma berhenti justru di kedalaman-kedalaman tertentu dan tidak naik langsung ke permukaan? Jawabannya ada pada susunan batuan kerak di bawah Krakatau. Studi [1,5] menunjukkan tiga batas litologi: pada 4 km, transisi dari lapisan sedimen ke batuan granit; pada 9 km, transisi dari granit ke batuan yang lebih padat seperti diorit atau gabro; dan pada 22 km, batas kerak-mantel atau Moho. Setiap batas

ini menandai lompatan densitas batuan dan magma yang naik dari mantel cenderung tidak dapat keluar tepat di titik-titik tersebut karena magma hanya bisa terus naik selama densitasnya lebih ringan dari batuan di atasnya [5].

Studi [3] memperkuat temuan sebelumnya. Pemodelan gravitasi tiga dimensi mengungkap adanya substratum padat berbentuk silinder (sisa pondasi gunung api purba proto-Krakatau) yang terkubur di bawah kaldera, dikelilingi material pengisi kaldera berdensitas rendah, campuran endapan piroklastik segar dan puing batuan lama sisa keruntuhan 1883. Studi ini juga menemukan sebuah zona lemah struktural berarah N150° yang melintasi kawah-kawah lama Danan dan Perbuatan hingga tepat menuju posisi Anak Krakatau sekarang [3]. Garis inilah yang diduga bukan hanya mengarahkan jalur magma dari masa ke masa, melainkan menjadi bidang utama yang mengontrol bagaimana kaldera 1883 runtuh [3].

Mensintesis seluruh temuan ini menghasilkan sebuah pola berulang dalam sejarah letusan Krakatau [5]. Pola ini pertama kali dicatat oleh geolog Belanda van Bemmelen pada 1949 dan data-data geologi yang lebih baru menguatkannya [5,4]. Krakatau tampak bergerak dalam siklus panjang: periode letusan basaltik hingga basaltik-andesitik yang relatif tenang, membangun tubuh gunung sedikit demi sedikit selama ribuan tahun, sebelum akhirnya memuncak dalam letusan eksplosif raksasa berkomposisi lebih kaya silika (dasit hingga riolit) yang menghancurkan sebagian besar edifice dan membentuk kaldera baru [5]. Setelah itu, siklus dimulai lagi dari awal [5].

Sekitar 60.000 tahun lalu, gunung berapi perisai proto-Krakatau setinggi sekitar 2.000 meter dengan diameter 10–12 km runtuh membentuk kaldera pertama berdiameter sekitar 7 km; sisa tepi kaldera inilah yang kini menjadi pulau Sertung, Panjang, dan dasar Rakata [3]. Ada pula indikasi letusan besar lain di sekitar abad ke-4 hingga ke-6 Masehi yang disebut dalam catatan Jawa kuno seperti kitab Pararaton sebagai “hujan batu” meski masih diperdebatkan tanggal pastinya [3,5]. Lalu pada 1883, total material yang dirupsikan diperkirakan mencapai 17–25 km³, dua pertiga pulau lenyap, dan kaldera baru terbentuk dengan dasar datar sedalam 240 meter di bawah permukaan laut serta dinding curam yang kini terpetakan dalam [3].

Sejak Anak Krakatau muncul pada 1927/1928, hampir seluruh produk letusannya berkomposisi basalt hingga basaltik-andesit, persis pola “fase tenang membangun” yang menjadi awal dari setiap siklus Krakatau [3,5]. Satu-satunya penyimpangan tercatat adalah letusan andesit-asam pada 1981 yang menarik perhatian para peneliti [5].

Yang lebih menarik adalah perbandingan antara kristal klinopiroksen tua (dari letusan 1883–1981) dengan kristal muda (dari letusan 1990–2002) [5]. Rata-rata, kristal tua tercatat mengkristal pada tekanan yang lebih tinggi. Artinya, pada kedalaman yang lebih besar dibandingkan kristal muda [5]. Dengan kata lain, ada indikasi bahwa sistem magma di bawah Anak Krakatau perlahan mendangkal selama beberapa dekade terakhir [5]. Penelitian [5] menekankan ini masih bersifat indikatif. Namun, jika siklus letusan Krakatau memang berulang, pendangkalan semacam ini dapat menjadi tahap awal dari proses panjang menuju pembentukan sistem magma yang lebih besar dan lebih kaya silika di masa depan [5].

Anak Krakatau tumbuh tepat di persimpangan dua struktur lemah yang dipetakan penelitian [2,3] pada zona N150° dan sesar N50–60°E sekaligus berada persis di tepi curam dinding timur laut kaldera 1883. Posisi ini membuat lereng barat dayanya sangat curam dan berpotensi longsor; tsunami kecil akibat longsor memang pernah tercatat terjadi pada 1981[3]. Dengan kata lain, Anak Krakatau bukan sekadar tumbuh di lokasi acak, melainkan ia tumbuh persis di titik yang secara struktural selalu menjadi “katup pelepas” magma Krakatau sepanjang sejarahnya [2,3]. Apa yang dikhawatirkan [3] terjadi. Pada tanggal 22 Desember 2018 lereng barat daya Anak Krakatau runtuh dan memicu tsunami.

Atenuasi gelombang S [1] berhasil menangkap keberadaan reservoir dalam yang mungkin tak pernah terkonfirmasi melalui kristal batuan saja karena kristal yang terbentuk sedalam itu kemungkinan besar akan mengalami perubahan dalam perjalanannya naik ke permukaan [1,4]. Sebaliknya, petrologi dan tomografi modern mampu memetakan sistem dangkal dengan lebih akurat dibandingkan seismogram di era 1980-an [4,5].

Justru karena saling melengkapi inilah gambaran kantung magma Krakatau dapat tersusun secara bertahap selama lebih dari tiga dekade [1,2]. Seperti penelitian [1] sejak 1984, keberadaan reservoir dalam yang besar semestinya diperhitungkan dalam mitigasi bencana jangka panjang, bukan hanya memantau kerucut Anak Krakatau yang terlihat dari permukaan. Selain itu, keberadaan multi-level magma storage [1,4,5] perlu dipadukan dengan studi petrografi/*thermobarometry* dan sejarah erupsi dengan seksama mengingat untuk mengetahui waktu tinggal magma dalam kantung-kantung magma yang terus memasok magma dalam sebuah gunung api yang sejarahnya menunjukkan pola diam panjang yang berakhir dengan ledakan dahsyat [1].

Daftar Pustaka

- [1] Harjono, H., Diament, M., Nouaili, L., & Dubois, J. (1989). Detection of magma bodies beneath Krakatau volcano (Indonesia) from anomalous shear waves. *JVGR*, 39, 335–348.
- [2] Harjono, H., Diament, M., Dubois, J., & Larue, M. (1991). Seismicity of the Sunda Strait: Evidence for crustal extension and volcanological implications. *Tectonics*, 10(1), 17–30.
- [3] Deplus, C., Bonvalot, S., Dahrin, D., Diament, M., Harjono, H., & Dubois, J. (1995). Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data. *JVGR*, 64, 23–52.
- [4] Jaxybulatov, K., Koulakov, I., Ibs-von Seht, M., Klinge, K., Reichert, C., Dahren, B., & Troll, V. R. (2011). Evidence for high fluid/melt content beneath Krakatau volcano (Indonesia) from local earthquake tomography. *JVGR*, 206, 96–105.
- [5] Dahren, B., Troll, V. R., Andersson, U. B., Chadwick, J. P., Gardner, M. F., Jaxybulatov, K., & Koulakov, I. (2011). Magma plumbing beneath Anak Krakatau volcano, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.