

BAB II TEORI DASAR

2.1. Metode *Couple Velocity-Hipocenter*

Metode *Coupled Velocity Hypocenter* digunakan untuk merelokasi hiposenter gempa bumi serta untuk mendapatkan model kecepatan dan koreksi stasiun dari data gempa daerah penelitian. Data yang dibutuhkan terdiri dari parameter data gempa bumi (*latitude, longitude, kedalaman, magnitudo, origin time*), *travel time*, koordinat stasiun pencatat gempa dan model awal kecepatan bawah permukaan daerah penelitian.

Model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan yang digunakan adalah model 1D, hal ini dilakukan sebagai bentuk penyederhanaan masalah terhadap model bawah permukaan sebenarnya. Model kecepatan gelombang seismik 1D biasa digunakan sebagai prosedur dalam penentuan lokasi gempa dan sebagai inisial model untuk seismik tomografi [5,6] Salah satu metode penentuan model kecepatan gelombang seismik 1D, adalah metode *Coupled Velocity-Hypocenter* menggunakan program Velest versi 3.1 (10.4.95). Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* merupakan metode relokasi gempa, penentuan model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan 1D, dan koreksi stasiun secara bersamaan menggunakan prinsip metode Geiger yang telah dimodifikasi [7].

Metode Geiger ini menggunakan data waktu tiba gelombang P dan atau gelombang S. Anggapan yang digunakan adalah bahwa bumi terdiri dari lapisan datar yang homogen isotropik, sehingga waktu tiba gelombang gempa yang terjadi karena pemantulan dan pembiasan untuk setiap lapisan dapat dihitung. Cara yang digunakan dengan memberikan tebakan awal hiposenter, kemudian dilakukan perhitungan waktu rambat gelombang untuk setiap stasiun yang digunakan. Dari perhitungan tersebut, didapatkan residu, yaitu perbedaan antara waktu rambat gelombang yang terukur (*observed*) dengan waktu rambat gelombang yang dihitung (*calculated*) untuk setiap stasiun.

Selain itu, terdapat pembaruan model kecepatan menggunakan persamaan Kissling (1995) [3]. Perolehan model kecepatan yang telah diperbaharui menggunakan persamaan:

$$r = t_{obs} - t_{cal} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (1)$$

Keterangan:

r : Residual waktu tempuh observasi dan waktu tempuh kalkulasi.

t_{obs} : Waktu tempuh observasi.

t_{cal} : Waktu tempuh kalkulasi.

f : Fungsi terhadap lokasi stasiun (s), lokasi hiposenter dan waktu tiba / *origin time* (h), dan model kecepatan (m).

e : Koreksi stasiun.

k : Jumlah hiposenter.

i : Jumlah stasiun

Pada tahap selanjutnya, nilai-nilai tersebut digunakan dalam *forward modeling* untuk memperoleh nilai t_{cal} baru yang akan dibandingkan *misfitnya* dengan t_{cal} sebelumnya. Tahapan tersebut merupakan tahapan dalam Velest untuk satu iterasi. Dalam setiap iterasinya, tercantum nilai RMS antara data waktu tempuh observasi dan waktu tempuh perhitungan, sehingga jumlah iterasi dapat diatur hingga memenuhi kriteria RMS yang diharapkan.

Pada tahap *Inverse modeling* dilakukan dengan menyelesaikan Matriks *Damped Least Square*, dengan persamaan berikut:

$$\Delta m = [A^T A + L] \quad (2)$$

(A = Matriks Jacobi, A^T = Transpose Matriks Jacobi; L = Matriks *damping*). Penggunaan nilai *damping* akan mempengaruhi nilai perturbasi parameter model (Δm), dengan hubungan antara besarnya *damping* dan nilai Δm adalah berkebalikan. Hasil dari *inverse modeling* adalah vektor perbaikan parameter

model (Δm) yang selanjutnya diperoleh nilai parameter hiposenter, model kecepatan gelombang seismik 1D, dan koreksi stasiun.

2.2. Relasi Gutenberg-Richter

Metode yang digunakan untuk mengetahui parameter seismik dan tektonik suatu wilayah adalah dengan menggunakan relasi Gutenberg-Richter atau *Magnitude Frequenct Relation* (MFR) yang ditulis sebagai:

$$\log n(M) = a - bM \quad (3)$$

Dimana $n(M)$ adalah jumlah gempa bumi dengan magnitudo M . Nilai a merupakan parameter seismik yang besarnya bergantung banyaknya gempa. Nilai b merupakan parameter tektonik yang biasanya mendekati 1 dan menunjukkan jumlah relatif dari getaran yang kecil dan besar. Nilai b dapat ditentukan dengan menggunakan metode *least square* atau maksimum Likelihood.

2.2.1. Arti Fisis Konstanta a

Nilai a pada persamaan 3 dapat menunjukkan keaktifan seismik yang dapat dipengaruhi oleh tingkat kerapuhan batuan. Nilai a yang diamati pada suatu daerah tergantung pada beberapa hal, yaitu:

- a. Periode pengamatan;
- b. Luas daerah penelitian;
- c. Seismisitas di daerah tersebut.

Semakin besar nilai a suatu daerah menandakan daerah tersebut memiliki aktivitas seismik yang tinggi. Begitupun sebaliknya, semakin kecil nilai a menandakan aktivitas seismik yang rendah pada daerah tersebut [8].

2.2.2. Arti Fisis konstanta b

Nilai b pada persamaan 3 dapat menunjukkan tingkat kerapuhan suatu batuan, semakin tinggi nilai b maka semakin tua dan rapuh batuan di wilayah tersebut. Nilai b juga dapat menggambarkan kondisi *stress* batuan suatu wilayah. Nilai b yang rendah berkorelasi dengan

tingkat *stress* yang tinggi, namun bila nilai b yang tinggi berkorelasi dengan tingkat *stress* yang rendah [4].

2.2.3. Metode Maksimum Likelihood

Metode maksimum likelihood merupakan metode statistika yang sesuai untuk memecahkan salah satu masalah mengenai seismologi. Jika suatu fungsi probabilitas bergantung pada parameter θ didefinisikan sebagai: $f(x_i, \theta) = f(x_1, \theta), f(x_2, \theta), \dots, f(x_n, \theta)$ bersesuaian dengan fungsi likelihood yang didefinisikan sebagai:

$$\begin{aligned} P(x_i, \theta) &= f(x_1, \theta) \cdot f(x_2, \theta) \dots f(x_n, \theta) \\ &= \prod_{i=1}^n f(x_i, \theta) \end{aligned} \quad (4)$$

Dimana P adalah fungsi likelihood.

Bahwa estimasi maksimum likelihood dari θ adalah nilai fungsi maksimum $P(x_i, \theta)$, untuk perhitungan yang bersesuaian. Penurunan dari $\log P(x_i, \theta)$ yang umumnya untuk mendapatkan nilai maksimum dari $P(\theta)$, yaitu:

$$\frac{\partial \ln P(\theta)}{\partial \theta} = 0 \quad (5)$$

Jika ada satu atau lebih penyelesaian dari persamaan 5 maka persamaan tersebut menjadi benar. Dengan catatan bahwa ada nilai θ yang maksimum yang akan juga memaksimumkan log-likelihood, $\ln \theta$, sehingga untuk mempermudah penaksiran selalu digunakan bentuk persamaan maksimul likelihood: $\frac{\partial \ln P(\theta)}{\partial \theta}$

Metode likelihood dapat digunakan untuk masalah hubungan antara frekuensi gempa dan magnitudo [9]. Suatu fungsi probabilitas dari M dapat ditulis ke dalam bentuk:

$$f(M, b') = b' e^{-b'(M-M_0)}; M \geq M_0 \quad (6)$$

Dimana $b' = b \cdot \ln 10$

Bersesuaian dengan fungsi likelihood yang ditunjukkan sebagai berikut:

$$P = (b')^N e^{-b'(\sum_{i=1}^n M_i - NM_o)} \quad (7)$$

Dari hubungan ini diperoleh bahwa estimasi maksimum likelihood dari b ditunjukkan menggunakan persamaan yang diberikan Utsu (1965), yaitu [10]:

$$\hat{b} = \frac{\log e}{\bar{M} - M_o} \quad (8)$$

$$\bar{M} = \frac{\sum_{i=1}^n M_i}{n} \quad (9)$$

Dimana :

$\bar{M}$: Magnitudo rata-rata dari gempa

M_o : Magnitudo minimum dari data gempa

$\log e$: 0.4343

Standar deviasi yang digunakan merupakan formula dari Shi dan Bold (1982), yaitu [11]:

$$\delta b = 2.30b^2 \sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2 / n(n-1)} \quad (10)$$

Dimana n adalah jumlah gempa pada sampling perhitungan. Nilai a ditentukan dengan menggunakan persamaan Wekner (1965), yaitu [12]:

$$\hat{a} = \log N(M \geq M_o) + \log (\hat{b} \ln 10) + M_o \hat{b} \quad (11)$$

Dengan:

$N(M \geq M_o)$: Indeks seismisitas untuk gempa bumi dengan magnitudo $M \geq M_o$.

Atau untuk distribusi kumulatif

$$a' = a - \log(b \ln 10) \quad (12)$$

BAB III GEOLOGI REGIONAL

3.1. Mekanisme Pembentukan Geologi Selat Sunda

Selat Sunda merupakan Zona peralihan penunjaman asimetri miring (*oblique*) lempeng tektonik aktif Indo-Australia terhadap Lempeng Eurasia dengan penunjaman asimetri tegak di sebelah selatan Pulau Jawa, dan adanya kemenerusan Zona Sesar Sumatera sampai ke batas palung Sunda dalam bentuk graben (cekungan). Penunjaman miring lempeng Indo-Australia terhadap lempeng Eurasia mengakibatkan terbentuknya Sesar Sumatera dengan arah pergerakan sesar geser menganan (*srike slip dextral*) yang membentang dari ujung utara pulau sumatera yaitu Laut Andaman hingga ujung selatan Pulau Sumatera yaitu Selat Sunda. *Strike slip dextral* Sesar Sumatera mengakomodasi signifikan dalam perubahan *trench pararel* dari subduksi miring lempeng Indo-Australia. Perubahan tingkat dan arah subduksi miring lempeng Indo-Australia menyebabkan tarikan yang cukup besar sehingga menyebabkan segmentasi di sepanjang Sesar Sumatera. Pergerakan di setiap segmen sesar tersebut bervariasi dari 6 cm/tahun di selatan Sumatera hingga relatif meningkat ke arah utara Sumatera ± 37 mm/tahun [13,14,15]

Selain Sesar Sumatera terbentuk juga Sesar Mentawai yang terletak di antara palung dan Pulau Sumatera, terbentang sepanjang deretan pulau-pulau kecil di busur muka Pulau Sumatera hingga terputus di Selat Sunda, dengan arah pergerakan sesar geser menganan [16]. Berbeda dengan Sumatera, di sepanjang lepas pantai selatan Pulau Jawa, penunjaman Lempeng Indo-Australia terhadap lempeng Eurasia memiliki arah normal, sehingga tidak terbentuk suatu zona sesar seperti yang ada di Sumatera. Pada daerah Selat Sunda terdapat Segmen Selat Sunda merupakan bagian dari subsegmen Sesar Sumatera yang memiliki panjang 150 km [13]. Sesar Sumatera terputus di Selat Sunda. Menurut Jarrard (1986) [17], zona Sesar Sumatera dengan orientasi arah sesar barat laut-tenggara menghubungkan Selat Sunda dengan sistem sesar mendatar *transform* di Laut Andaman. Sesar Sumatera yang

berarah geser menganan (*dextral*) tersebut juga memisahkan potongan lempeng (*sliver plate*) busur muka dari induk paparan Sunda. Potongan lempeng tersebut bergerak ke arah barat laut sepanjang Sesar Sumatera relatif terhadap Lempeng Eurasia.

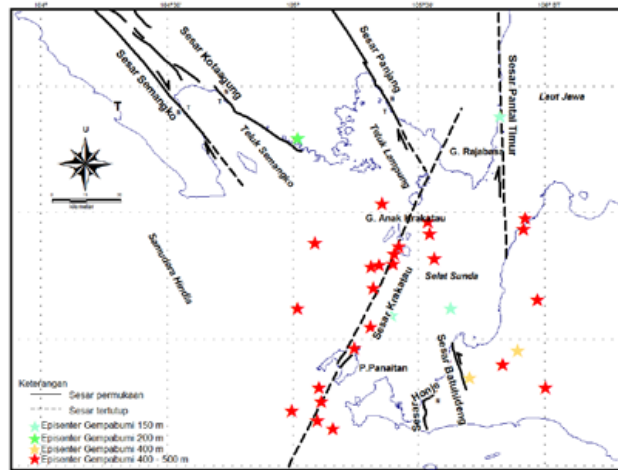
Huchon and Le Pichon (1984) [2] memberikan pendapat bahwa Sesar Sumatera berakhir di Selat Sunda. Selat kemudian terbentuk oleh adanya tarikan karena pergeseran ke arah barat laut dari blok barat Pulau Sumatera, yang lebih dikenal dengan *forearc sliver plate* sepanjang zona Sesar Sumatera. Bentuk cembung ke arah utara dari prisma akresi yang diamati di selatan Selat Sunda kemungkinan diakibatkan oleh pelebaran ke arah selatan dari selat tersebut, dan dicerminkan oleh suatu deformasi kompleks yang tersusun dari sesar-sesar geser dan normal.

Pendapat tersebut diperkuat dengan adanya bukti-bukti bahwa dua dari tiga zona kegempaan di kerak bagian atas mengelompok di bawah kompleks Krakatau dan Graben Semangko [18]. Zona tersebut bersifat tektonik dan berhubungan dengan tarikan di Selat Sunda. Analisa *stress tensor* menunjukkan tarikan N130°E, searah dengan zona Sesar Sumatera. Sedangkan di sekitar palung Sunda. Sementara di sekitar palung Sunda, Lempeng Indo-Australia bergerak kurang lebih ke arah utara (N3°E) dengan kecepatan relatif berkisar 6-7 cm/tahun [19]. Dari bentuk geometri Sumatera dan Jawa, menunjukkan penunjaman berarah normal terhadap Pulau Jawa dan berarah miring terhadap Pulau Sumatera. Fenomena geologi yang terjadi akibat perbedaan pola penunjaman ini berkembang menjadi sistem Sesar Sumatera (Sesar Semangko dan Sesar Mentawai), membujur pada sumbu Sumatera yang akhirnya menghilang di Selat Sunda membentuk sesar normal atau graben, *volcanic line* sekitar Selat Sunda yang bersamaan dengan magmatisme Jawa.

Pada daerah Selat Sunda juga terdapat busur muka (*fore arc*) Selat Sunda yang dipengaruhi oleh kondisi pergerakan lempeng kedua daerah tersebut. Daerah *fore arc* ini mengalami kompresi akibat penunjaman lempeng dan juga dipengaruhi ekstensi karena pergerakan sebagian Sumatera 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 Sumatera berupa Zona Sesar Sumatera sampai ke atas palung Sunda dalam bentuk suatu sistem graben.

Model ilustrasi perkembangan tektonik daerah busur muka Selat Sunda juga dijelaskan seperti **Gambar 3.1**.



Gambar 3.1 Tatanan tektonik daerah sekitar Selat Sunda [1].

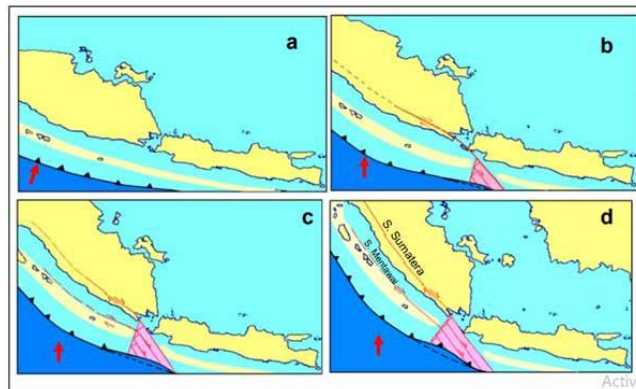
Pada **Gambar 3.2.a** Menunjukkan keadaan sebelum adanya ekstensi, dengan asumsi struktur busur muka di sepanjang Sumatera dan Jawa seragam, terdapat cekungan dan juga punggungan akresi yang menerus, dengan penunjaman Lempeng Indo-Australia terhadap Lempeng Eurasia tegak lurus terhadap palung.

Pada **Gambar 3.2.b** menunjukkan terbentuknya zona lemah pada Pulau Sumatera terbagi menjadi dua akibat pertumbukan lempeng Indo-Australia terhadap Lempeng Eurasia membentuk Bukit Barisan dan Sesar Sumatera. Terjadinya pergerakan sesar Sumatera *Strike slip dextral* berpengaruh dalam terjadinya perubahan subduksi menjadi miring (*oblique*). Pergerakan sesar geser di dekat palung membentuk cekungan (*pull-apart basin*). Pembentukan cekungan ini terjadi terus menerus sehingga terbentuk zona ekstensi di daerah Selat Sunda.

Pada **Gambar 3.2.c** menunjukkan bukaan akibat ekstensi tersebut juga menyebabkan pecahnya punggungan akresi di sebelah barat tergeser seiring pergeseran Sumatera ke arah barat laut. Beberapa lama kemudian, besarnya

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

Pada **Gambar 3.2.d** menunjukkan struktur cekungan (*pull apart basin*) akibat ekstensi terjadi terus menerus hingga sekarang. Daerah ekstensi ini terus melebar seiring dengan melengkungnya garis palung.



Gambar 3.2 Perkembangan tektonik Zona transisi antara Sumatera dan Jawa [1].

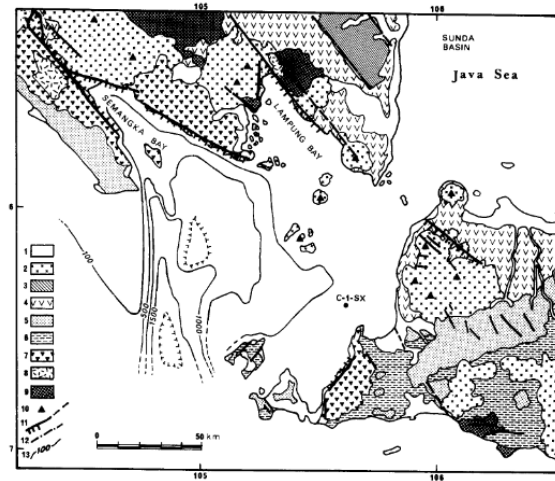
Kegiatan tektonik yang telah berlangsung merupakan pemicu awal terbentuknya Selat Sunda dan proses tersebut terus berlangsung dengan sering terjadinya gempa bumi. Kedudukan Busur Selat Sunda sebagai zona peralihan tersebut di atas menyebabkan kawasan ini memiliki kondisi geodinamika yang sangat aktif 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 [20] dan aktivitas vulkanik di sekitar Krakatau serta sesar-sesar lokal di area tersebut.

3.2. Geologi Regional Selat Sunda

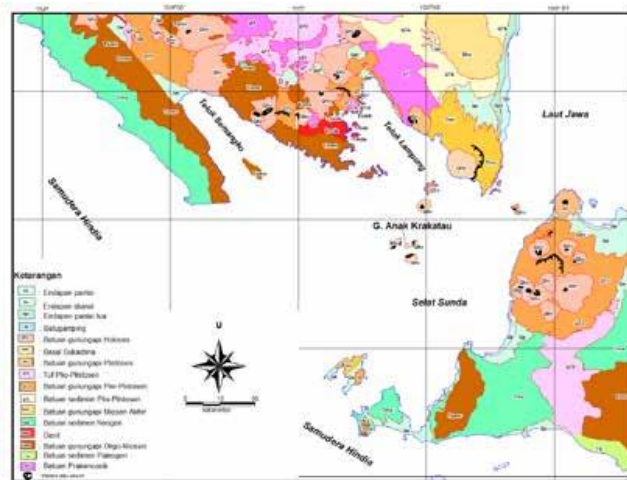
Geologi Selat Sunda tidak terpisahkan oleh geologi Sumatera di bagian selatan dan Jawa bagian barat. Berdasarkan interpretasi geologi, sebaran batuan di daerah penelitian ini berumur Prakenozoikum sampai berumur Kuartar sebagai berikut (**Gambar 3.3**).

- Batuan tertua berumur, Prakenozoikum terdiri atas satuan batuan sekis atau granit, formasi Menanga yang tersusun atas marmer (tersingkap di Lampung). Batuan sedimen Paleogen (tersingkap di Jawa), yang diendapkan dalam cekungan sedimen yang mungkin dialasi oleh satuan granit dan sekis.
- Batuan Gunung api, berumur Oligosen-Miosen yang terendapkan secara tidak selaras diatas batuan Prakenozoikum (Sumatera) dan Batuan Sedimen Paleosen (Jawa), batuan gunung api tuf diterobos oleh Dasit dan di beberapa tempat Granit, oleh batuan sedimen Miosen atas di formasi Lampung.
- Batuan sedimen, berumur Plio-Plistosen merupakan batuan termuda dalam Cekungan Sumatera Selatan, tersusun atas batuan konglomerat, kuarsa, batupasir kuarsa, dan batulanau. Tuf Plio-Pliotosen diduga merupakan produk atau hasil erosi gunung api Plio-Plistosen.
- Batuan Gunung api, berumur Plistosen pada umumnya membentuk kerucut, kawahnya dapat diidentifikasi, dan telah tererosi kuat. Basal Sukada tersingkap di Sumatera, membentuk morfologi bergelombang, sebagian menunjukkan kerucut tumpul, tersusun oleh lava basal.
- Batuan Gunung api, berumur Holosen umumnya masih membentuk morfologi kerucut, dan muncul dalam kaldera gunung api Plio-Plistosen, tetapi ada juga yang muncul berbeda. Batuan-batuan tersebut ditindih secara tidak selaras oleh endapan-endapan Resan, seperti Batugamping membentuk pulau kecil (Pulau Panjang) di sebelah timur Gunung Karang, dan timur laut Cilegon, tersusun oleh koloni koral, pecahan cangkang moluska. Endapan pantai tua tersingkap di pantai timur Sumatera, yang merupakan hasil erosi Formasi Kasai dan tersusun oleh pasir kuarsa. Endapan alluvial merupakan endapan sungai atau rawa, dan

hasil rombakan batuan yang lebih tua. Endapan pantai merupakan hasil rombakan batuan lebih tua, dan diendapkan oleh angin dan air di sepanjang pantai [21].



Gambar 3.3 Peta geologi daerah penelitian [21].



Gambar 3.4 Peta sebaran batuan di daerah Selat Sunda [1].

3.3. Tektonika

Batuan tertua di Selat Sunda dan sekitarnya ialah 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 didisi oleh batuan sedimen Paleogen. Pada masa Oligo-Miosen, di daerah ini terjadi

aktivitas gunung api yang menghaikan batuan gunung api Oligo-Miosen. Sedangkan pada cekungan busur muka (di Sumatera) dan Cekungan Bogor (di Jawa) diendapkan batuan Miosen. Pada Miosen Akhir, Pulau Jawa dan Pulau Sumatera mulai terpisah, membentuk Selat Sunda dan Sesar Krakatau yang bersifat bukaan.

Pada awalya sesar ini mengontrol munculnya Gunung api Rajabasa Purba dan Gunung api Panaitan (Miosen Atas), kemudian Gunung api Sebuku (Pliosen). Pada Plio-plistosen terjadi aktivitas tektonik besar pada Pulau Sumatera Seperti sekarang ini, membentuk Sesar Sumatera (Sesar Semangko dan Sesar Kotaagung), Sesar panjang, serta diikuti munculnya gunung api Plio-Plistosen. Gunung api Plistosen dan Resen banyak muncul dalam kaldera gunung api Plio-Plistosen, dan dikontrol oleh sesar-sesar yang ada. Sementara Sesar Krakatau pada Plistosen mengontrol munculnya Gunung api Pandan, Sedangkan pada masa Resen sesar tersebut mengontrol terbentuknya Gunung api Rajabasa dan Gunung api Sebesi, serta Gunung api Krakatau (masih aktif). Hasil rombakan batuan yang ada membentuk endapan alluvial dan endapan pantai. Pada laut yang jernih tumbuh batugamping koral.

Di sepanjang pantai Selat Sunda di Sumatera di kontrol oleh Sesar besar dan aktif, yaitu pertama terdapat Sesar Semangko dan Sesar Kotaagung membentuk graben, yang sangat memungkinkan terbentuknya gunung api baru, dan sangat berpotensi sumber gempa bumi bawah laut. Kedua, Sesar Panjang yang merupakan sesar normal mendatar menganan, juga potensi sebagai sumber gempa bumi bawah laut. Ketiga, Sesar Krakatau yang bersifat bukaan telah mengontrol pemunculan deratan gunung api, yang berumur Miosen Atas sampai sekarang masih aktif. Sesar ini sangat mungkin muncul Gunung api baru, sangat berpotensi sebagai sumber gempa bumi bawah laut. Selain sesar-sesar tersebut, di sebelah barat Selat Sunda terdapat tunjaman, si mana Lempeng Indo-Australia bertumbukan dengan Lempeng Eurasia.