BMKG

KATALOG GEMPABUMI INDONESIA: RELOKASI HIPOSENTER DAN IMPLIKASI TEKTONIK

SUB KOMITE KATALOG GEMPABUMI

BIDANG INFORMASI GEMPABUMI DAN PERINGATAN DINI TSUNAMI
PUSAT GEMPABUMI DAN TSUNAMI
KEDEPUTIAN BIDANG GEOFISIKA
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA

TAHUN 2021

KATALOG GEMPABUMI INDONESIA: RELOKASI HIPOSENTER DAN IMPLIKASI TEKTONIK

SUB KOMITE KATALOG GEMPABUMI

BIDANG INFORMASI GEMPABUMI DAN PERINGATAN DINI TSUNAMI
KEDEPUTIAN BIDANG GEOFISIKA
PUSAT GEMPABUMI DAN TSUNAMI
BADAN METEOROLOGI, KLIMATOLOGI, DAN GEOFISIKA

KATALOG GEMPABUMI INDONESIA: RELOKASI HIPOSENTER DAN IMPLIKASI TEKTONIK

SUB KOMITE KATALOG GEMPABUMI

Kajian	: Relokasi Hiposenter, Penentuan Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang Mw ≥ 6,5 dan Magnitudo *Completeness* di Seluruh Wilayah Indonesia Periode Katalog Gempabumi April 2009–Desember 2020
Ketua	: Prof. Dwikorita Karnawati, M.Sc, Ph.D.
Pengarah	: Dr. Muhamad Sadly, M.Sc.
Penanggung Jawab	: Bambang Setiyo Prayitno, M.Si.
Narasumber	: Prof. Sri Widiyantoro M.Sc, Ph.D. Prof. Dr. Andri Dian Nugraha, M.Si.
Tim Penyusun	: Dr. Mohamad Ramdhan Priyobudi, M.Si. Rudy Teguh Imananta, M.Si. Dr. rer.nat Muzli Dr. Pepen Supendi Yusuf Hadi Perdana, S.Tr. Jimmi Nugraha, M.T. Jajat Jatnika, M.Si. Yusuf Haidar Ali, M.Si. Andersen Lasbayakin Panjaitan, M.Si. Muhammad Fahmi Nugraha, S.Tr. Said Kristyawan, M.Si. Andry Syaly Sembiring, M.Si. Akbar Rian Setyahagi, S.Tr. Debi Safari Yogaswara, M.Si.
Editor	: Dr. Daryono, S.Si., M.Si.

ISBN : 978-623-98986-0-1

Penerbit :
Bidang Informasi Gempabumi dan Peringatan Dini Tsunami
Pusat Gempabumi dan Tsunami
Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika
Gedung C Lantai 2, BMKG Pusat, Jl. Angkasa I No.2, Kemayoran, Jakarta Pusat
Telp./ Fax 021 6546316

Cetakan Pertama, Desember 2021

Hak Cipta dilindungi undang-undang
Dilarang keras menerjemahkan, memfotocopy, atau memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini tanpa izin tertulis dari penerbit

KATA SAMBUTAN
KEPALA PUSAT GEMPABUMI DAN TSUNAMI

Puji syukur kita ucapkan kepada Allah SWT, karena dengan RahmatNya tim kelompok kerja katalog gempabumi menghasilkan sebuah buku yang berjudul ”Katalog Gempabumi Indonesia: Relokasi Hiposenter dan Implikasi Tektonik”. Buku ini diharapkan dapat menjadi rujukan kajian mitigasi dan pengurangan risiko bencana gempabumi di Indonesia dan sangat tepat menjadi sumber referensi nasional dalam melakukan riset gempabumi. Buku ini secara lengkap memuat peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di seluruh wilayah Indonesia.

Wilayah Indonesia merupakan bagian dari jalur gempabumi dunia, dengan kondisi fisiografi yang sangat dipengaruhi oleh aktivitas tumbukan tiga lempeng tektonik utama dunia, yaitu Lempeng Indo-Australia, Lempeng Eurasia, dan Lempeng Pasifik. Kondisi tektonik Indonesia yang sedemikian kompleks ini menjadikan wilayah Indonesia sebagai salah satu kawasan paling aktif dan rawan gempabumi di dunia.

Hasil monitoring aktivitas gempabumi yang dilakukan BMKG selama periode 2009–2020 menunjukkan adanya tren peningkatan aktivitas gempabumi secara signifikan sejak tahun 2013. Implikasi meningkatnya aktivitas gempabumi ini tentu akan berampak meningkatnya potensi bencana kebumian. Data katalog gempa merusak BMKG telah menunjukkan adanya tren peningkatan aktivitas gempabumi merusak yang terjadi di Indonesia.

Melihat tingginya aktivitas gempabumi di Indonesia, dan dalam rangka mendukung ketersediaan data parameter gempabumi dan peta seismisitas terkini di Indonesia, maka BMKG telah melakukan Kajian Relokasi Hiposenter, Penentuan Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang Mw ≥ 6,5 dan Magnitudo *Completeness* di Seluruh Wilayah Indonesia berdasarkan Katalog Gempabumi Periode April 2009–Desember 2020.

Akhirnya, kepada tim pokja katalog gempabumi dan semua pihak yang terlibat dalam penerbitan buku ini, saya ucapkan terimakasih. Semoga buku ini dapat memberi manfaat bagi kita semua.

Jakarta, 15 Desember 2021

Kepala Pusat Gempabumi dan Tsunami BMKG

Bambang Setiyo Prayitno

KATA PENGANTAR

Segala puji bagi Allah Tuhan semesta alam yang telah memberikan kesehatan dan kemampuan kepada kami untuk menyelesaikan buku Katalog Gempabumi Indonesia: Relokasi Hiposenter dan Implikasi Tektonik. Sub komite ini merupakan bagian dari sub komite dari Komite Kajian Gempabumi dan Tsunami. Salah satu tujuan dibentuknya komite tersebut agar BMKG di masa yang akan datang bisa menjadi *Center of Excellence* (CoE) untuk kajian gempabumi dan tsunami baik di tingkat nasional maupun global. BMKG bisa menjadi CoE pada kajian tersebut karena didukung oleh sumber data yang melimpah dan sumber daya manusia yang berkualitas.

Hasil kajian pada sub komite ini berupa parameter hiposenter yang terelokasi periode April 2009–Desember 2020, Parameter nilai a, b, estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5, dan magnitudo *completeness* di seluruh wilayah Indonesia. Hasil kajian ini sangat bermanfaat untuk studi tektonik tingkat lanjut di Indonesia seperti *updating* sesar aktif, model *slab*, *seismic hazard assessment*, tomografi seismik dan studi-studi lainnya. Studi-studi tersebut sangat bermanfaat untuk mengungkap fenomena-fenomena alam bawah permukaan di Indonesia yang sangat berguna untuk mitigasi bencana gempabumi.

Kajian pada sub komite ini menghasilkan empat topik yang berhasil dipublikasikan pada jurnal dan prosiding internasional bereputasi tinggi serta jurnal nasional terakreditasi SINTA 2. Makalah yang dipublikasikan di jurnal internasional bereputasi tinggi dipublikasikan di jurnal *Earth, Planets and Space* dengan judul: *"Foreshock–mainshock–aftershock sequence analysis of the 14 January 2021 (Mw 6.2) Mamuju–Majene (West Sulawesi, Indonesia) earthquake"*. Adapun makalah yang dipublikasikan di prosiding internasional berjudul: "*Analysis of M 5.3 Sumbawa, Indonesia earthquake 2020 and its aftershocks based on hypocenter relocation from BMKG seismic stations"* dan *"Seismicity around Cirata Dam, West Java, Indonesia based on BMKG local seismic network"*. Keduanya diterbitkan di IOP *Conference Series: Earth and Environmental Science*. Makalah yang diterbitkan di jurnal nasional (Eksplorium)

berjudul: “Indikasi Sesar Naik di Plampang, Pulau Sumbawa Berdasarkan Analisis Gempabumi 13 Juni 2020”.

Kami mengucapkan terima kasih tak terhingga kepada semua pihak yang terlibat dalam kegiatan ini terutama kepada para pimpinan BMKG Ibu Prof. Dwikorita Karnawati, M.Sc, Ph.D. selaku Kepala BMKG dan Bapak Dr. Muhamad Sadly, M.Sc. selaku Deputi Bidang Geofisika serta Bapak Bambang Setiyo Prayitno, M.Si. selaku Kepala Pusat Gempabumi dan Tsunami yang telah memberikan kesempatan kepada kami untuk melakukan kajian ini. Rasa terima kasih juga kami sampaikan kepada Koordinator dan para Sub Koordinator Informasi Gempabumi dan Peringatan Dini Tsunami yang telah mendukung kegiatan ini. Ucapan terima kasih yang tulus juga kami sampaikan kepada kedua narasumber Bapak Prof. Sri Widiyantoro, Ph.D. dan Bapak Prof. Dr. Andri Dian Nugraha, M.Si. yang telah memberikan masukan, saran dan kritik yang sangat berguna dalam seluruh kegiatan kajian ini.

Kami sangat berharap agar buku ini bermanfaat bagi siapapun yang membacanya dan dapat berkontribusi dalam pengembangan ilmu kebumian di Indonesia. Tidak ada karya yang sempurna, seluruh masukan, saran dan kritik para pembaca akan kami terima dengan senang hati untuk perbaikan karya kami di masa yang akan datang.

Jakarta, 15 Desember 2021

Sub Komite Katalog Gempabumi

DAFTAR ISI

KATA SAMBUTAN …… iii
KATA PENGANTAR ……. v
DAFTAR ISI……..... vii
DAFTAR GAMBAR …… ix
DAFTAR TABEL ……..... xvi

BAB I PENDAHULUAN 1
1.1 Latar Belakang 1
1.2 Perumusan Masalah ……... 2
1.3 Tujuan Penulisan Buku ……. 2
1.4 Metodologi Penulisan Buku …….. 3
1.5 Sistematika Penulisan Buku …….. 6

BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA ……... 7
2.1 Tatanan Tektonik di Wilayah Indonesia dan sekitarnya ……... 7
2.2 Metode Penentuan Hiposenter …….. 10
2.3 Metode Relokasi Hiposenter *Double-Difference* …….. 13
2.4 Metode *Ray Tracing*…….. 15
2.5 Nilai a, b, dan Estimasi Periode Ulang 17
2.6 Dekluster Katalog 20

BAB 3 HASIL PENGOLAHAN DATA PARAMETER GEMPABUMI....… 22
3.1 Hasil Relokasi Hiposenter 22
3.2 Hasil Penghitungan Hubungan Linier Magnitudo 25
3.3 Hasil Penghitungan Parameter a, b, dan Estimasi Periode Ulang 28

BAB 4 SUNDA BARAT …….. 34
4.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Sunda Barat …….. 34
4.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Sunda Barat …… 37
4.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sunda Barat ……. 42

BAB 5 SUNDA TIMUR …….. 49
5.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Sunda Timur …… 49
5.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Sunda Timur ……. 52
5.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sunda Timur …… 56

BAB 6 NUSA TENGGARA DAN SEKITARNYA …….....….. 61
6.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Nusa Tenggara dan Sekitarnya 61
6.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Nusa Tenggara dan Sekitarnya ……..... 63
6.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Nusa tenggara dan Sekitarnya …….....… 67

BAB 7 LAUT BANDA DAN SEKITARNYA …… 72
7.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Laut Banda dan Sekitarnya ….. 72
7.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Laut Banda dan Sekitarnya …….. 73
7.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completen*ess di Wilayah Laut Banda dan Sekitarnya …….. 76

BAB 8 MALUKU UTARA DAN SEKITARNYA ……. 81
8.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Maluku Utara dan Sekitarnya .. 81
8.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Maluku Utara dan Sekitarnya …….. 84
8.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Maluku Utara dan Sekitarnya …….. 86

BAB 9 SULAWESI DAN SEKITARNYA ……. 93
9.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Sulawesi dan Sekitarnya …….. 93
9.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Sulawesi dan Sekitarnya 96
9.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sulawesi dan Sekitarnya …….. 99

BAB 10 PAPUA DAN SEKITARNYA …….....……...……. 106
10.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Papua dan Sekitarnya ……... 106
10.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Papua dan Sekitarnya …. 108
10.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Papua dan Sekitarnya …….. 113

DAFTAR PUSTAKA 118

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1 Distribusi stasiun di wilayah Indonesia dan sekitarnya (segitiga hijau terbalik) yang digunakan untuk merelokasi hiposenter dengan metode *teleseismic double-difference* (Pesicek dkk., 2010). Area penelitian berada dalam wilayah kotak hitam.……..……. 5

Gambar 2.1 Ilustrasi perambatan gelombang seismik dari sumber gempabumi menuju stasiun seismik yang direkam oleh sejumlah stasiun …….....……. 10

Gambar 2.2 Algoritma *general inversion* untuk penentuan hiposenter menggunakan metode Geiger..... 13

Gambar 2.3 Ilustrasi relokasi hiposenter menggunakan metode *double-difference* (dimodifikasi dari Waldhauser dan Ellsworth, 2000)……..... 14

Gambar 2.4 Ilustrasi sketsa *three point perturbation* dalam tiga dimensi (Um dan Thurber, 1987)……..... 15

Gambar 2.5 Pola umum hubungan antara magnitudo dengan jumlah kejadian gempabumi (Kanamori, 1981)..... 17

Gambar 2.6 FMD kejadian gempabumi di wilayah Papua tahun 2009–2019. Kurva biru menunjukkan jumlah kumulatif kejadian gempabumi, garis hitam menunjukkan $log_{10}N(M) = A - bM$ dan Mc menunjukkan posisi magnitudo c*ompleteness*..... 20

Gambar 3.1 Seismisitas di Wilayah Indonesia dan sekitarnya hasil relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020..... 22

Gambar 3.2 Distribusi besarnya pergeseran episenter dari posisi sebelum ke sesudah relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020……. 23

Gambar 3.3 Distribusi besarnya pergeseran kedalaman dari posisi sebelum ke sesudah relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020. Nilai perubahan kedalaman berasal dari selisih antara kedalaman setelah dan sebelum relokasi hiposenter……..... 24

Gambar 3.4 Distribusi magnitudo hasil relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020..... 24

Gambar 3.5 Plot data dan regresi linier magnitudo katalog BMKG..... 27

Gambar 3.6 Sebaran nilai b di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020…….....……... 29

Gambar 3.7 Sebaran standar deviasi nilai b di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020..... 30

Gambar 3.8 Sebaran nilai a di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009-Desember 2020..... 31

Gambar 3.9 Sebaran magnitudo *completeness* di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020..... 32
Gambar 3.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020..... 33
Gambar 4.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Sunda Barat (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,7 (c)…….....…….. 35
Gambar 4.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Sunda Barat. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5…….. 36
Gambar 4.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di Wilayah Sunda Barat. Segitiga biru merupakan posisi gunung api ….....… 38
Gambar 4.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan A-A' yang melintasi wilayah Aceh dan sekitarnya. Garis hijau merupakan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018)……... 39
Gambar 4.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan B-B' yang melintasi wilayah Sumatera Utara dan sekitarnya. Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018)…..... 40
Gambar 4.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan C-C' yang melintasi wilayah Sumatera Barat dan sekitarnya. Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018)…..... 41
Gambar 4.7 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan D-D' yang melintasi wilayah Bengkulu, Sumatera Selatan, Lampung dan sekitarnya. Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018)…….....….... 42
Gambar 4.8 Sebaran nilai b di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 44
Gambar 4.9 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 45
Gambar 4.10 Sebaran nilai a di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 46
Gambar 4.11 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 47
Gambar 4.12 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 48
Gambar 5.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Sunda Timur (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,1 (c).... 50
Gambar 5.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Sunda Timur. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan

gempabumi dengan M ≥ 6,5..... 51
Gambar 5.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di Wilayah Sunda Timur ……...……. 52
Gambar 5.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan E-E'. Garis hijau merupakan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi slab dari hasil studi ini …..... 53
Gambar 5.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan F-F'. Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi slab dari hasil studi ini …..... 54
Gambar 5.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan G-G'. Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi slab dari hasil studi ini. Garis hitam adalah perkiraan bidang sesar di sekitar Gunung Muria…..... 55
Gambar 5.7 Sebaran nilai b di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020…..... 58
Gambar 5.8 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 58
Gambar 5.9 Sebaran nilai a di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 59
Gambar 5.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 59
Gambar 5.11 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 60
Gambar 6.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,3 (c)…….....….... 62
Gambar 6.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5……... 63
Gambar 6.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut …….....…… 64
Gambar 6.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan H-H' yang melintasi wilayah Pulau Bali dan sekitarnya. Garis hijau merupakan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018)……....…... 65
Gambar 6.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan I-I' yang melintasi wilayah Pulau Sumba dan sekitarnya …… 66
Gambar 6.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan J-J' yang melintasi wilayah Pulau Timor dan sekitarnya ……..... 67
Gambar 6.7 Sebaran nilai b di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode

April 2009–Desember 2020…….....……... 69
Gambar 6.8 Sebaran standar deviasi nilai b di di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020…. 69
Gambar 6.9 Sebaran nilai a di Wilayah di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020……..... 70
Gambar 6.10 Gambar 6.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020….....…. 70
Gambar 6.11 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020...…. 71
Gambar 7.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Laut Banda dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,1 (c)…….....……. 72
Gambar 7.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5……... 73
Gambar 7.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut…..... 74
Gambar 7.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan K-K' yang melintasi wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Segitiga biru menunjukkan gunung api. Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018…….....…….. 75
Gambar 7.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan L-L' yang melintasi wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Segitiga biru menunjukkan gunung api. Garis hijau merupakan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018)…..... 76
Gambar 7.6 Sebaran nilai b di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020……...…….....… 78
Gambar 7.7 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020…..... 78
Gambar 7.8 Sebaran nilai a di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020…….……. 79
Gambar 7.9 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020…… 79
Gambar 7.10 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020…….....….... 80
Gambar 8.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog

	BMKG di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,2 (c)…….....……..	82
Gambar 8.2	Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5…….....…	83
Gambar 8.3	Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut …….....……	84
Gambar 8.4	Penampang seismisitas vertikal pada lintasan P-P' (kiri) dan lintasan Q-Q' (kanan) yang melintasi wilayah Laut Maluku dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan gunung api. Garis hijau merupakan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018).....	85
Gambar 8.5	Sebaran nilai b di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.....	88
Gambar 8.6	Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.....	89
Gambar 8.7	Sebaran nilai a di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.....	90
Gambar 8.8	Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.....	91
Gambar 8.9	Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.....	92
Gambar 9.1	Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Sulawesi dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,0 (c)…….....……	94
Gambar 9.2	Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Sulawesi dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5…….....…..	95
Gambar 9.3	Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Sulawesi dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut …….....…	96
Gambar 9.4	Penampang seismisitas vertikal pada lintasan M-M' yang melintasi wilayah Laut Sulawesi, Gorontalo, Teluk Tomini hingga Luwuk (Sulawesi Tengah). Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018), sementara garis biru adalah perkiraan lempeng berdasarkan seismisitas.....	97
Gambar 9.5	Penampang seismisitas vertikal pada lintasan N-N' yang melintasi wilayah Sulawesi Tengah dan sekitarnya. Garis kuning menunjukkan perkiraan bidang Sesar Palu .....…	98

Gambar 9.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan O-O' yang melintasi wilayah Sulawesi Barat (Mamuju dan Mamasa) dan Sulawesi Tenggara (Matano). Kluster seismisitas di bawah Mamasa akibat aktivitas gempa swarm 2018. Area biru adalah seismisitas akibat Sesar Matano……..... 99
Gambar 9.7 Sebaran nilai b di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020……..……..... 101
Gambar 9.8 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 102
Gambar 9.9 Sebaran nilai a di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 103
Gambar 9.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 104
Gambar 9.11 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 105
Gambar 10.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Papua dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,2 (c)……..... 107
Gambar 10.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Papua dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5…….....….. 108
Gambar 10.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Papua dan sekitarnya …….....… 109
Gambar 10.4 Penampang seismisitas vertikal lintasan R-R' di sekitar Sesar Sorong. Garis biru tebal merupakan perkiraan bidang sesar Sorong, sementara garis biru tipis adalah sesar-sesar sekundernya..... 110
Gambar 10.5 Penampang seismisitas vertikal lintasan S-S' di sekitar Aru through .....… 111
Gambar 10.6 Penampang seismisitas vertikal lintasan T-T' di sekitar Waipoga Through. Garis hijau merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru adalah perkiraan bidang sesar ……..... 112
Gambar 10.7 Penampang seismisitas vertical lintasan U-U' di sekitar Memberamo Thrust Fold Belt (garis kuning) dan subduksi utara Papua (garis hijau) yang merupkan model slab 2.0 (Hayes dkk., 2018)……..... 113
Gambar 10.8 Sebaran nilai b di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 115
Gambar 10.9 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode

April 2009–Desember 2020..... 116
Gambar 10.10 Sebaran nilai a di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 116
Gambar 10.11 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 117
Gambar 10.12 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020..... 117

DAFTAR TABEL

Tabel 3.1 Hasil penghitungan hubungan linier magnitudo katalog BMKG…….....……. 27

BAB 1
PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Hampir seluruh wilayah Indonesia memiliki tingkat aktivitas kegempaan yang sangat tinggi. Hal ini dapat dilihat dari seismisitas yang sangat rapat di hampir semua kepulauan di Indonesia. Posisi wilayah Indonesia yang ditumbuk oleh sejumlah lempeng oseanik menjadi penyebab wilayah Indonesia rentan terhadap kejadian gempabumi. Lempeng oseanik yang menunjam wilayah Indonesia tidak hanya membentuk sistem sesar aktif di zona subduksi tetapi juga sistem sesar aktif di sejumlah pulau di Indonesia seperti sistem sesar Sumatera, sesar aktif di Pulau Jawa dan di pulau-pulau lainnya. Busur vulkanik yang terdiri dari gunung api aktif di Indonesia juga terbentuk akibat penunjaman lempeng oseanik terhadap lempeng benua sehingga akibat proses tersebut Indonesia tidak hanya rawan kejadian gempabumi tetapi juga rawan terhadap aktivitas erupsi gunung api yang berpotensi menimbulkan bencana alam.

Gempabumi dan erupsi gunung api merupakan jenis fenomena alam yang terjadi sebagai respon dari dinamika yang terjadi di dalam bumi. Fenomena tersebut akan menjadi bencana alam jika manusia tidak mampu beradaptasi dengan keduanya. Ilmu dan teknologi merupakan dua hal yang digunakan manusia agar dapat beradaptasi dengan fenomena-fenomena alam yang terjadi sehingga dengan keduanya korban jiwa ataupun kerugian material bisa ditekan seminimal mungkin bahkan dihilangkan sama sekali.

Katalog gempabumi yang dimiliki BMKG merupakan salah satu sumber ilmu pengetahuan yang sangat berguna untuk mitigasi bencana gempabumi di Indonesia. Katalog gempabumi BMKG memiliki kelebihan dibandingkan dengan katalog gempabumi lainnya karena sejumlah gempabumi lokal dapat tercatat dengan baik. Havskov dan Ottemöller (2010) mengklasifikasikan jenis gempabumi dari posisi sumbernya ke posisi stasiun penerimanya yang terdiri dari: gempabumi lokal (jarak ke stasiun seismik < 1000 km), regional (jarak ke stasiun seismik 1000-2000 km) dan global (jarak ke stasiun seismik > 2000 km). Dengan adanya katalog gempabumi BMKG yang terelokasi diharapkan katalog tersebut

dijadikan rujukan ilmuwan kebumian dalam melakukan riset kegempaan di Indonesia.

Katalog gempabumi global yang telah terelokasi (Engdahl dkk., 1998, 2007) sudah digunakan untuk studi tomografi seismik, *b-value*, *a-value*, magnitudo *compeletness*, *seismic hazard assessment*, model *slab* dan sejumlah studi tektonik lanjut lainnya di Indonesia (Hayes dkk., 2012; Natawidjaja dan Triyoso, 2007; Widiyantoro dkk., 2011; Widiyantoro dan van der Hilst, 1996). Semua studi tersebut sangat berguna untuk mitigasi gempabumi di Indonesia. Katalog gempabumi BMKG yang sudah terelokasi sangat berguna untuk memperbaharui sejumlah studi tersebut dengan resolusi spasial yang lebih tinggi karena memasukkan gempabumi lokal hasil rekaman dari penambahan jaringan sensor seismik yang signifikan. Hasil relokasi katalog gempabumi BMKG juga diharapkan bisa digunakan untuk merekonstruksi *slab* dan sesar aktif di seluruh wilayah Indonesia.

1.2 Perumusan Masalah

Buku ini berisi laporan Sub Komite Katalog Gempabumi BMKG tahun 2020 yang berkaitan dengan studi relokasi katalog gempabumi BMKG periode April 2009 sampai Desember 2019 dengan metode relokasi hiposenter *teleseismic double-difference* (Pesicek dkk., 2010) di wilayah Indonesia dan sekitarnya. Data gempabumi yang digunakan berada pada koordinat 90^0–160^0BT dan 15^0LS–15^0LU. Studi terkait dengan nilai a, b, dan estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,0 berdasarkan hasil relokasi juga diuraikan dalam buku ini. Data katalog yang digunakan setelah *Indonesia Tsunami Early Warning System* (Ina–TEWS) diresmikan oleh Bapak Presiden Susilo Bambang Yudhoyono Pada Bulan November tahun 2008. Pada tahun 2009 data gempabumi BMKG sudah tersimpan dengan sangat baik dalam bentuk katalog lengkap maupun dalam bentuk data mentahnya (*waveform*).

1.3 Tujuan Penulisan Buku

Berdasarkan perumusan masalah, buku ini dibuat untuk menyajikan data gempabumi (parameter hiposenter) yang presisi sebagai *database* untuk studi

tektonik tingkat lanjut di Indonesia. Pada buku ini juga ditunjukkan seismisitas, nilai parameter a, b, dan estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 di seluruh wilayah Indonesia berdasarkan periode waktu tersebut. Seismisitas, nilai parameter a, b, dan estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 di wilayah Indonesia pada buku ini dibagi ke dalam tujuh wilayah yaitu: Sunda Barat, Sunda Timur, Nusa Tenggara, Banda, Maluku Utara, Sulawesi dan Papua. Ketujuh wilayah tersebut akan dibahas kondisi tektoniknya berdasarkan parameter-parameter tersebut.

1.4 Metodologi Penulisan Buku

Jumlah data gempabumi yang terdapat pada katalog gempabumi BMKG untuk wilayah Indonesia dan sekitarnya selama periode April 2009 sampai Desember 2020 sebanyak 81816. Para *seismologist* di Pusat Gempabumi Nasional (PGN) mengontrol dan menilai kualitas bacaan gelombang P dan S (QC) terlebih dahulu pada masing-masing stasiun seismiknya sebelum dimasukkan ke dalam katalog sehingga kualitas bacaan waktu tiba gelombang P dan S pada katalog tersebut sudah sangat baik. Adapun relokasi hiposenter dilakukan pada tahap berikutnya agar mendapatkan parameter hiposenter yang lebih presisi.

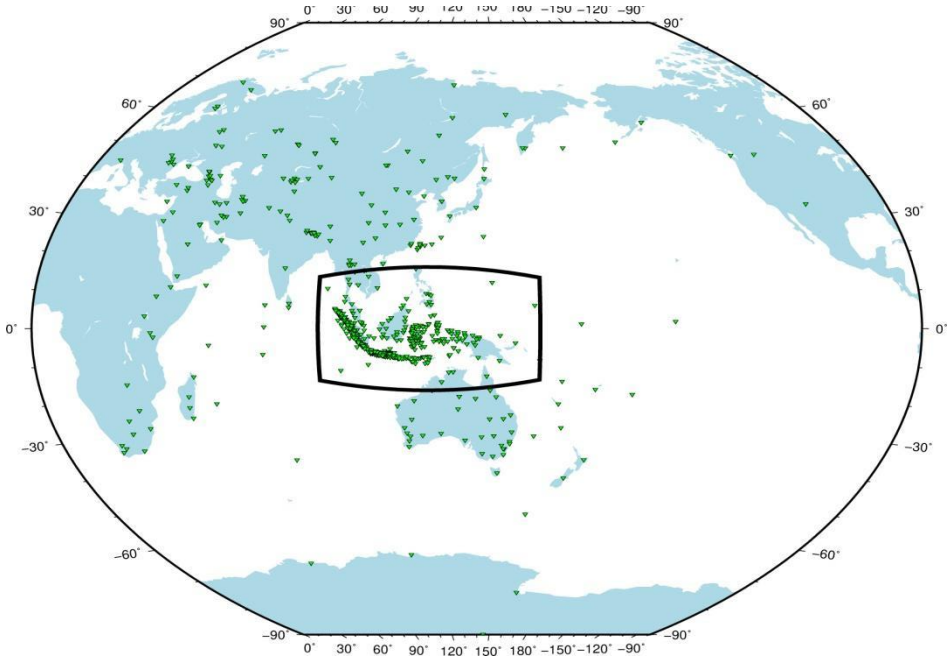
Hiposenter-hiposenter tersebut direlokasi menggunakan model kecepatan 3-D regional di wilayah Indonesia dan model kecepatan 1-D global untuk luar wilayah Indonesia (Kennett dkk., 1995; Pesicek dkk., 2010; Widiyantoro dan van der Hilst, 1996). Ukuran *grid* horisontal yang digunakan sebesar 1^0x1^0. Semua parameter tersebut mengacu pada studi sebelumnya yang merelokasi parameter hiposenter katalog BMKG di area Sunda *Arc* (Nugraha dkk., 2018). Setiap *event* gempabumi yang digunakan pada penelitian ini paling tidak terdiri dari enam fase gelombang seismik baik gelombang P dan S atau P saja. Kriteria inversi termasuk *over-determined* karena jumlah model lebih banyak daripada data observasi dimana model hiposenter terdiri dari *longitude*, *latitude*, kedalaman dan waktu kejadian gempabumi (x_0,y_0,z_0,t_0). Idealnya jumlah fase minimum yang digunakan lebih dari 10 sehingga *azimuthal gap* pada setiap *event* gempabumi < 180^0. Nilai sebesar itu menunjukkan parameter hiposenter terkonstrain dengan baik oleh stasiun seismik (Havskov dan Ottemöller, 2010). Jika kita menggunakan jumlah

fase sebesar itu akan mereduksi jumlah gempabumi mikro yang hanya tercatat oleh beberapa stasiun seismik sehingga gempabumi tersebut tidak bisa terelokasi.

Selain dari jumlah fase yang digunakan agar inversi *over-determined* digunakan juga kriteria batas waktu residual (waktu observasi dikurangi waktu komputasi) yang digunakan untuk proses inversi. Kriteria rentang waktu residual yang digunakan untuk gelombang P sebesar -3 sampai 3 detik dan untuk gelombang S sebesar -5 sampai 5 detik. Rentang waktu residual lebih besar daripada gelombang P karena *onset* gelombang S tidak jelas sebagaimana gelombang P. Hal ini disebabkan oleh *Signal to Noise ratio* (SNR) gelombang S lebih rendah dari gelombang P. Besar rentang waktu residual antara -5 sampai 5 detik yang digunakan pada penelitian ini berdasarkan pada studi tomografi seismik regional gelombang P di wilayah Indonesia (Puspito dkk., 1993).

Dari penjelasan di atas bisa dinyatakan bahwa *trade-off* yang digunakan untuk perhitungan relokasi hiposenter pada studi ini adalah inversi *over-determined* pada kondisi jumlah fase minimal dengan pembatasan waktu residual pada selang waktu tertentu untuk gelombang P dan S. Adapun peneliti ataupun akademisi yang ingin menggunakan katalog gempabumi terelokasi bisa memilih sesuai dengan kriteria yang diinginkannya. Adapun tugas BMKG adalah menghasilkan katalog gempabumi terelokasi selengkap mungkin dengan kriteria yang disebutkan di atas.

Gempabumi-gempabumi dengan magnitudo besar ($M \geq 5$) tidak hanya direkam oleh jaringan seismik BMKG tetapi juga oleh jaringan seismik internasional yang berada di seluruh dunia khususnya di sekitar wilayah Indonesia. Jumlah stasiun seismik yang digunakan pada studi ini sejumlah 557 (BMKG 411 dan internasional 146). Gambar 1.1 menunjukkan stasiun seismik yang digunakan pada studi ini di wilayah Indonesia dan sekitarnya.



Gambar 1.1 Distribusi stasiun di wilayah Indonesia dan sekitarnya (segitiga hijau terbalik) yang digunakan untuk merelokasi hiposenter dengan metode *teleseismic double-difference* (Pesicek dkk., 2010). Area penelitian berada dalam wilayah kotak hitam.

Katalog gempabumi BMKG memiliki jenis magnitudo yang beragam sehingga harus dilakukan dulu konversi ke magnitudo Mw sebelum dilakukan penghitungan parameter a, b, dan estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5. Konversi magnitudo dilakukan pada katalog gempabumi yang sudah terelokasi dengan metode regresi linier.

Dekluster merupakan tahapan selanjutnya untuk menghilangkan data gempabumi dependen. Kriteria jarak dan waktu dekluster menggunakan kriteria Uhrhammer (1986). Penghitungan parameter a, b, dan estimasi periode ulang gempabumi dilakukan dengan membagi wilayah dalam grid berukuran $0{,}2^{o}$ x $0{,}2^{o}$. Setiap grid merepresentasikan satu nilai a, b, dan estimasi periode ulang yang dihitung dari data gempa di sekitar pusat grid pada radius 110 km. Nilai a, b, dan estimasi periode ulang akan dihitung jika data gempabumi dengan magnitudo yang lebih dari *magnitude of completeness* (Mc) minimal berjumlah 20 data.

1.5 Sistematika Penulisan Buku

Sistematika penulisan buku ini adalah sebagai berikut:

- Bab I

Bab ini merupakan pendahuluan yang berisi latar belakang penulisan buku, perumusan masalah yang digunakan sehingga dibuatnya buku ini, tujuan penulisan buku dan metodologi yang digunakan dalam penulisan.

- Bab II

  Bab ini berisi kajian pustaka yang berkaitan dengan buku ini. Pada bab ini dijelaskan gambaran umum tatanan tektonik di Indonesia dan teori relokasi hiposenter, parameter a, b, dan estimasi periode ulang gempabumi yang digunakan pada studi ini.

- Bab III

  Bab ini berisi hasil relokasi hiposenter beserta hasil penghitungan parameter nilai a, b, estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 dan magnitudo *completeness* di wilayah Indonesia dan sekitarnya. Pada bab ini juga ditampilkan seismisitas gempabumi seluruh wilayah Indonesia dan statistik hasil relokasi hiposenter beserta hasil penghitungan parameter-parameter lainnya.

- Bab IV – Bab X

  Bab ini menjelaskan kondisi tektonik di wilayah Sunda Barat, Sunda Timur, Nusa Tenggara, Laut Banda, Maluku Utara, Sulawesi dan Papua dari hasil relokasi hiposenter katalog gempabumi BMKG periode April 2009–Desember 2020, parameter nilai parameter a, b, estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 dan magnitudo *completeness*.

BAB 2
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Tatanan Tektonik di Wilayah Indonesia dan Sekitarnya

Secara regional tektonik wilayah Indonesia dibagi menjadi wilayah Tektonik Indonesia barat dan wilayah tektonik Indonesia timur. Pembagian ini didasarkan pada perbedaan sejarah geologi pembentukannya. Wilayah tektonik Indonesia barat terdiri dari Paparan Sunda yang merupakan bagian dari Lempeng Eurasia. Daerah Indonesia barat yang termasuk dalam wilayah tektonik ini adalah Pulau Sumatra, Jawa, Bali, Kalimantan dan bagian barat daya Sulawesi (Hamilton, 1979). Wilayah tektonik Indonesia timur adalah kawasan Laut Banda, termasuk di dalamnya Kepulauan Nusa Tenggara Barat dan Nusa Tenggara Timur, Flores, dan Kepulauan Maluku, Sulawesi bagian utara dan timur, wilayah Laut Maluku dan wilayah Papua.

Tektonik aktif wilayah Indonesia barat disebabkan oleh konvergensi Lempeng Samudera Indo-Australia dengan Sumatra dan Jawa (Hamilton, 1979). Lempeng Samudera Indo-Australia tersubduksi dengan arah menyerong (oblik) di bawah Pulau Sumatra. Hal ini menyebabkan terbentuknya sesar naik raksasa di sepanjang lepas pantai barat Pulau Sumatera (*megathrust*). Gaya dari aktivitas subduksi yang diteruskan ke daratan Pulau Sumatra menyebabkan terbentuknya sesar mendatar yang membelah Pulau Sumatra dari Aceh hingga Selat Sunda. Sesar besar ini dikenal dengan Sesar Sumatra (Fitch, 1972; Sieh dan Natawidjaja, 2000). Zona *megathrust* merupakan sumber gempa-gempa besar yang diantaranya menyebabkan tsunami. Sedikitnya lima gempa besar dengan magnitudo lebih dari 8 pernah terjadi antara tahun 1833 hingga tahun 1861 (Newcomb dan McCann, 1987). Selanjutnya dari tahun 2000 hingga tahun 2019 beberapa gempabumi besar juga pernah terjadi di antaranya: M 9,1 (2004) yang menyebabkan tsunami besar di kawasan Samudera Hindia, M 8,7 (2005), M 8,5 (2007). Selain itu beberapa gempa M > 6,0 terjadi di sepanjang Sesar Sumatra.

Berbeda dengan di Sumatera, konvergensi lempeng berarah tegak lurus terjadi di sepanjang wilayah selatan Jawa, Bali hingga ke NTB dan NTT. Konvergensi tegak lurus ini juga menyebabkan terbentuknya sistem *megathrust* di

sepanjang lepas pantai selatan Pulau Jawa hingga Nusa Tenggara Timur. Gaya kompresi yang menerus ke daratan Pulau Jawa juga menyebabkan terbentuknya sesar-sesar lokal di daratan Pulau Jawa seperti: Sesar Cimandiri, Sesar Baribis, Sesar Lembang, Sesar Opak, dan Sesar Kendeng.

Wilayah Laut Banda merupakan terusan dari subduksi di selatan Jawa hingga Nusa Tenggara. Hasil survei seismik refraksi dan refleksi oleh Curray dkk (1977) menunjukkan bahwa komposisi kerak di selatan Jawa, Bali dan di selatan Laut Banda adalah lempeng samudera. Sementara itu Laut Arafura dan Timor *trough* adalah lempeng benua. Berdasarkan studi seismisitas ditemukan dua lempeng yang tersubduksi di bawah Laut Banda (Cardwell dan Isacks, 1978). Lempeng pertama adalah lempeng di selatan Timor hingga Aru *trough*. Lempeng kedua tersubduksi dari utara Seram *trough*. Kedua lempeng tersebut dipisahkan oleh sesar Tarera-Aiduna (TAF) yang berupa sesar mendatar yang memanjang dari wilayah Laut Banda hingga leher Papua. Analisa data seismik oleh McCaffrey dan Nábělek (1984) dan geodetik seismologi oleh Genrich dkk (1996) menunjukkan bahwa laju *slip* di sepanjang Timor *trough* sangat rendah. Hal ini menunjukkan bahwa subduksi tidak lagi menjadi proses dominan yang mengakomodasi gaya konvergen di selatan Timor. Akibatnya terbentuk sesar naik belakang busur (*back arc*) di utara Flores hingga Nusa Tenggara Barat.

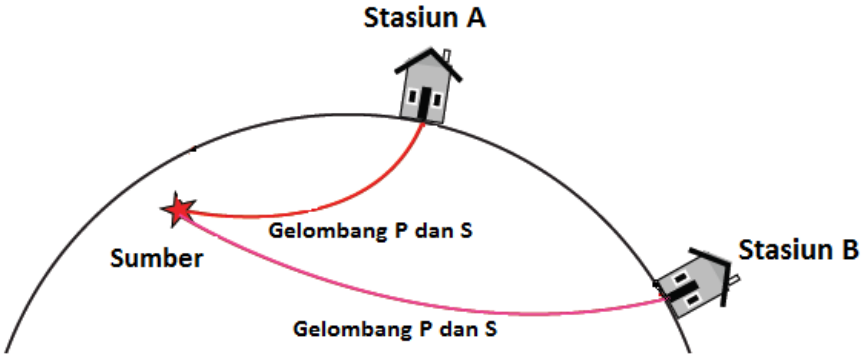
Wilayah Laut Maluku merupakan kawasan yang unik secara tektonik. Wilayah ini terletak di antara Sulawesi Utara dan Kepulauan Halmahera. Di daerah ini terdapat subduksi ganda yang mengarah ke barat di bawah Sulawesi Utara dan mengarah ke timur di bawah Kepulauan Halmahera. Rekonstruksi tektonik geologi menunjukkan bahwa pada Kala Pliosen tengah Sulawesi Utara terpisah dengan Halmahera dengan jarak 1000-1500 km. Saat ini kedua busur kepulauan semakin mendekat sehingga hanya terpisah jarak sekitar 250 km (Morris dkk., 1983). Konvergensi dari kedua busur telah membentuk kompleks kolisi besar di lantai Laut Maluku yang terdiri dari dua melange sedimen laut dengan lebar sekitar 150 km dan mencapai ketebalan 20 km (Hamilton, 1979; Silver dan Moore, 1978). Proses kolisi ini terjadi di tengah-tengah Laut Maluku sehingga menyebabkan tingginya seismisitas di kawasan ini.

Pulau Sulawesi dihasilkan dari interaksi dan kolisi antara Lempeng Eurasia, Lempeng Indo-Australia dan lempeng Pasifik (Katili, 1971, 1978). Hal ini didukung oleh fisiografi dan struktur geologi serta susunan stratigrafi Pulau Sulawesi yang kompleks. Sukamto (1978) menyatakan bahwa setiap lengan Pulau Sulawesi menunjukkan karakter geologi yang berbeda akibat perbedaan latar tektoniknya. Hamilton (1979) membagi Pulau Sulawesi menjadi beberapa bagian. Secara regional Pulau Sulawesi dibagi menjadi busur barat dan busur timur. Busur barat terdiri dari lengan utara, lengan selatan dan bagian barat Sulawesi Tengah. Daerah ini diinterpretasikan sebagai kompleks subduksi yang tertutup oleh sedimen yang terendapkan di cekungan luar busur. Busur timur terdiri dari lengan timur dan lengan tenggara dan bagian timur Sulawesi Tengah, terdiri dari fragmen *ophiolite* dan kompleks subduksi muda.

Wilayah Papua merupakan wilayah paling timur Indonesia. Pulau Papua terbentuk dari hasil kolisi oblik antara Lempeng Australia dengan Lempeng Samudera Pasifik yang memiliki pergerakan 110 mm/tahun arah timur-timur laut (DeMets dkk., 1994). Bukti jelas adanya konvergensi ini adalah adalah adanya pegunungan lipatan dan zona sesar naik di pegunungan lipatan tersebut. Zona pegunungan lipatan ini memanjang barat-timur dengan panjang lebih dari 1000 km dan ketinggian 4 km. Zona ini disebut sebagai pegunungan Jayawijaya. Sementara itu zona sesar naik dinamakan Memberamo *Fold Belt*. Abers dan McCaffrey (1988) memperkirakan hanya 5-20% dari total gaya konvergen yang membentuk Memberamo *Fold Belt*. Selebihnya, sisa dari gaya konvergen tersebut diakomodir oleh zona subduksi di utara Papua. Puntodewo dkk (1994) mengkonfirmasi hal ini melalui data geodetik seismologi bahwa sekitar seperempat konvergensi Pasifik-Australia diakomodasi oleh deformasi di zona subduksi utara Papua. Penelitian tersebut juga menemukan adanya laju *slip* yang signifikan di sepanjang sesar Sorong. Analisa terkini dari pengukuran geodetik seismologi dan pemetaan geologi menunjukkan bahwa kepala burung bergerak ke arah barat daya relatif terhadap Australia dengan laju 80 mm/tahun (Stevens dkk., 2002).

2.2 Metode Penentuan Hiposenter

Penentuan hiposenter di BMKG mengaplikasikan metode Geiger. Metode ini menggunakan perhitungan non linier dengan optimasi *least square*. Input data berasal dari gelombang P dan S atau P saja pada satu *event* gempabumi yang direkam oleh sejumlah stasiun seismik. Gambar 2.1 menunjukkan sebuah *event* gempabumi yang direkam oleh dua stasiun seismik.



Gambar 2.1 Ilustrasi perambatan gelombang seismik dari sumber gempabumi menuju stasiun seismik yang direkam oleh sejumlah stasiun.

Perhitungan parameter hiposenter dapat diilustrasikan sebagai berikut: misalkan waktu tiba gelombang gempa pada stasiun pencatat gempa ke-i (x_i, y_i, z_i) dari hiposenter (x_0, y_0, z_0) adalah $\boldsymbol{t_i}$, sedangkan waktu perhitungan atau dugaan pada stasiun pencatat ke-i adalah $\boldsymbol{T_i}$ dengan dasar model kecepatan bawah permukaan bumi yang kita tentukan dan waktu kejadian gempa adalah $\boldsymbol{t_o}$, selisih antara waktu tiba gelombang, waktu kejadian gempa dan waktu perhitungan dituliskan sebagai berikut :

$$\boldsymbol{\Delta d = t_i - t_o - T_i} \qquad (2.1)$$

Persamaan di atas dapat diselesaikan menggunakan fungsi objektif yang memberikan jumlah kuadrat *residual* seluruh stasiun minimum yang dituliskan dalam persamaan 2.2.

$$F(x) = \sum_{i=1}^{N} \Delta d_i^2 \qquad (2.2)$$

N adalah jumlah stasiun dan *x* adalah parameter hiposenter (t_0, x_0, y_0, z_0). Pada kenyataannya model struktur bumi yang digambarkan dalam suatu model kecepatan sangat komplek dan faktor kesalahan pembacaan waktu tiba gelombang seismik pada tiap-tiap stasiun kemungkinan bisa saja terjadi. Hal tersebut menyebabkan persamaan 2.2 menjadi persamaan non linier. Untuk memudahkan dalam mencari solusi parameter hiposenter pada persamaan 2.1 dilakukan linierisasi persamaan waktu tempuh gelombang dalam bentuk orde pertama deret Taylor dengan asumsi pembacaan waktu tiba dan model kecepatan dianggap benar (Geiger, 1912).

$$\Delta d_i = dt + \frac{\partial t}{\partial x_0} dx + \frac{\partial t}{\partial y_0} dy + \frac{\partial t}{\partial z_0} dz \tag{2.3}$$

$$\Delta d_i = t_i - T_i \tag{2.4}$$

Persamaan 2.3 dapat dibuat suatu matriks residual waktu tempuh gelombang seismik menjadi:

$$\Delta d = J \Delta m \tag{2.5}$$

Sehingga solusi perubahan model menjadi :

$$\Delta m = \left[J^T J \right]^{-1} J^T \Delta d \tag{2.6}$$

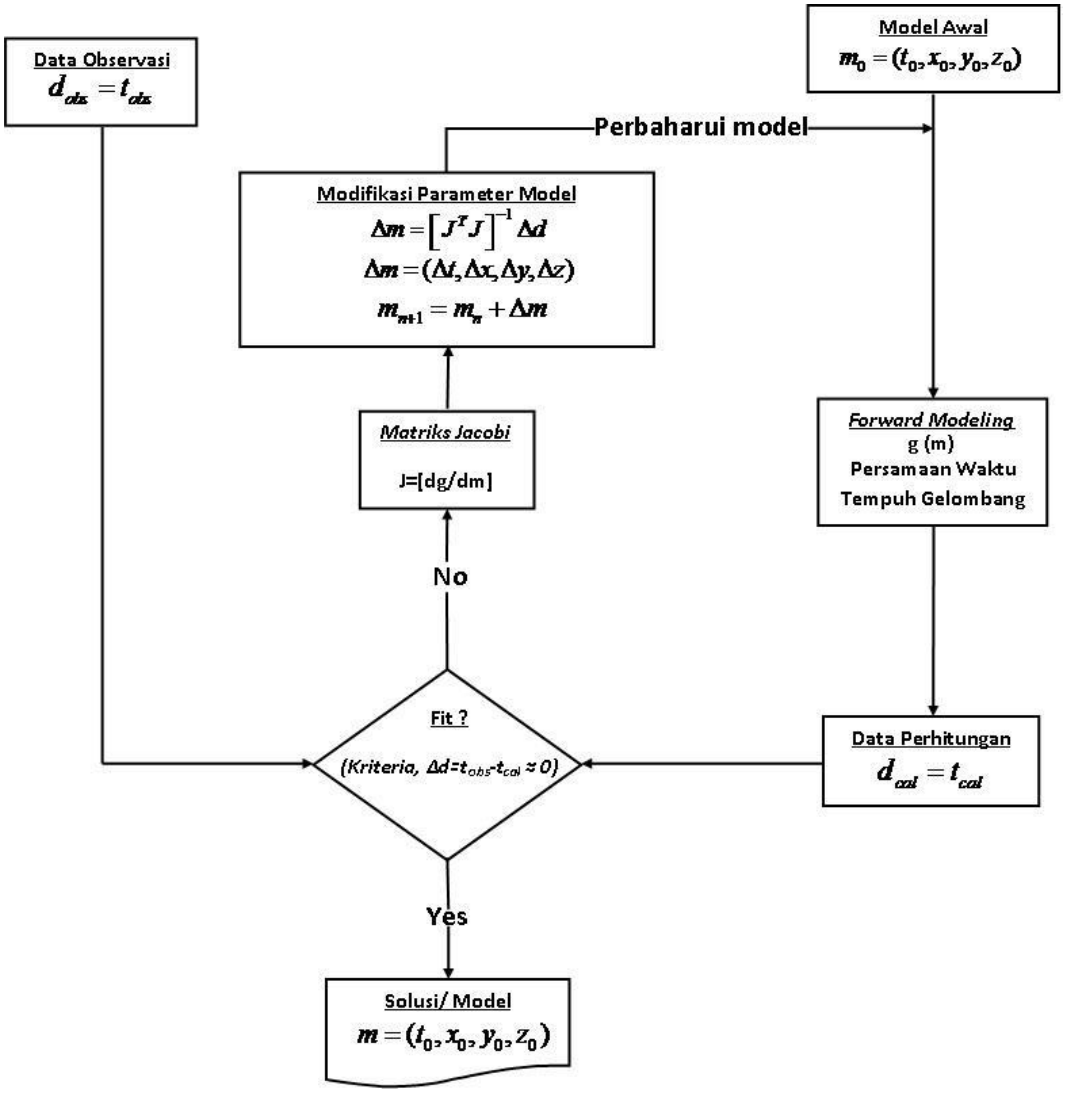
Elemen-elemen matriks penyusun persamaan 2.6 adalah sebagai berikut:

$$\Delta d = \begin{bmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ ..... \\ \Delta d_N \end{bmatrix} \quad J = \begin{bmatrix} 1 & \frac{\partial t_1}{\partial x_0} & \frac{\partial t_1}{\partial y_0} & \frac{\partial t_1}{\partial z_0} \\ 1 & \frac{\partial t_2}{\partial x_0} & \frac{\partial t_2}{\partial y_0} & \frac{\partial t_2}{\partial z_0} \\ ..... & ..... & ..... & ..... \\ 1 & \frac{\partial t_N}{\partial x_0} & \frac{\partial t_N}{\partial y_0} & \frac{\partial t_N}{\partial z_0} \end{bmatrix} \quad \Delta m = \begin{bmatrix} dt \\ dx \\ dy \\ dz \end{bmatrix} \tag{2.7}$$

Matriks $\Delta \boldsymbol{d}$ merupakan matriks selisih antara waktu tiba ($\boldsymbol{t_i}$) dan waktu perhitungan ($\boldsymbol{T_i}$) gelombang seismik pada masing-masing stasiun. Matriks $\boldsymbol{J}$ merupakan matriks Jacobi atau matriks kernel inversi yang berisi turunan parsial pertama waktu tempuh hasil perhitungan terhadap posisi hiposenter (x_0, y_0, z_0) dan angka satu sebagai faktor pengali untuk perubahan model waktu kejadian gempa dt. Ukuran matriks $\boldsymbol{J}$ adalah $N \times 4$, N adalah jumlah stasiun pencatat gempa dan 4 adalah jumlah parameter hiposenter (t_0, x_0, y_0, z_0). Matriks $\Delta \boldsymbol{m}$ adalah matriks perubahan model parameter hiposenter yang digunakan untuk memperbaharui parameter hiposenternya. Persamaan untuk memperbaharui parameter model hiposenter adalah sebagai berikut :

$$t_{0i+1} = t_{0i} + dt_i, x_{0i+1} = x_{0i} + dx_i, y_{0i+1} = y_{0i} + dy_i, z_{0i+1} = z_{0i} + dz_i \qquad (2.8)$$

Dimana i menunjukkan angka iterasi. Proses iterasi akan berhenti jika sesuai dengan kriteria. Ukuran kriteria berlaku jika Δd mendekati nol. Asumsi tersebut menunjukkan antara bumi dan model tidak terlalu jauh berbeda. Gambar 2.2 menunjukkan proses kerja metode Geiger.



Gambar 2.2 Algoritma *general inversion* untuk penentuan hiposenter menggunakan metode Geiger.

2.3 Metode Relokasi Hiposenter *Double-Difference*

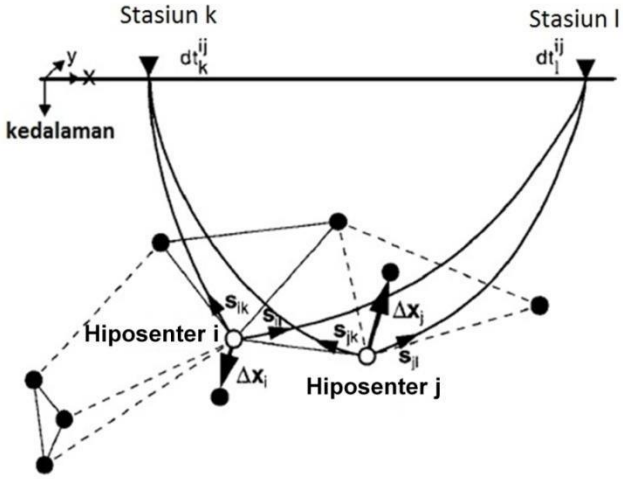
Metode *double-difference* merupakan teknik relokasi gempabumi yang bertujuan untuk mendapatkan parameter hiposenter yang lebih presisi agar sesuai dengan kondisi tektoniknya (Waldhauser dan Ellsworth, 2000). Prinsip metode ini adalah dengan meminimumkan *residual time* dari waktu tempuh hasil pengamatan dan waktu tempuh hasil perhitungan pada dua kejadian gempabumi yang berdekatan dengan sejumlah stasiun seismik yang sama. Jarak antara dua kejadian gempa tersebut harus jauh lebih kecil dibandingkan terhadap jarak stasiun-stasiun seismik yang mencatat gempabuminya. Asumsi tersebut menunjukkan bahwa kedua gempabumi tersebut memiliki *ray path* yang mirip. *Residual time*

(d_k^{ij}) antara waktu observasi yang direkam oleh seismometer dan waktu kalkulasi yang dihitung berdasarkan fungsi jarak dan model kecepatan seismik didefinisikan sebagai perbedaan waktu tempuh observasi (*obs*) dan kalkulasi (*cal*) antara dua kejadian gempa yang dituliskan dalam persamaan:

$$d_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \tag{2.9}$$

Dimana t_k^i adalah waktu tempuh gelombang seismik ke stasiun *k* akibat gempa *i* dan t_k^j merupakan waktu tempuh gelombang seismik ke stasiun *k* akibat gempa *j*. Persamaan di atas didefinisikan sebagai persamaan *double-difference*.

Gambar 2.3 menunjukkan ilustrasi relokasi hiposenter. Lingkaran hitam dan putih menunjukkan sebaran hiposenter yang dihubungkan oleh gempa dengan menggunakan data korelasi silang (garis tegas) atau data katalog (garis putus-putus). Pada gambar diatas, gempa *i* dan *j* yang ditunjukkan dengan lingkaran putih terekam pada stasiun yang sama (*k* dan *l*) dengan selisih waktu tempuh dan posisi dua gempa tersebut jaraknya jauh lebih kecil dibandingkan jarak dua gempa terhadap stasiun pencatat kedua gempa tersebut. Hal tersebut menyebabkan *ray path* cenderung mirip. Arah panah Δx_i dan Δx_j menunjukkan vektor relokasi kedua gempabumi tersebut.



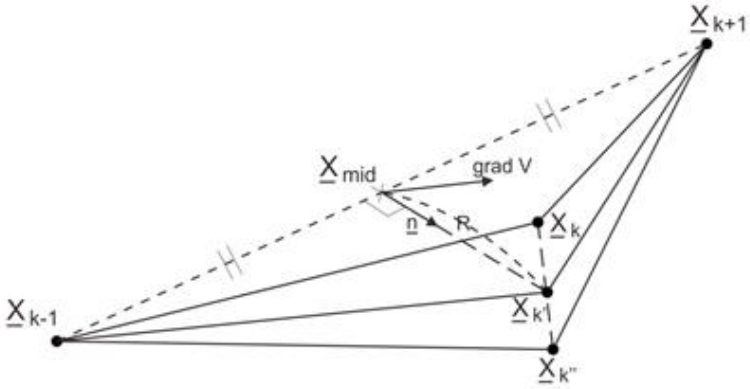
Gambar 2.3 Ilustrasi relokasi hiposenter menggunakan metode *double-difference* (dimodifikasi dari (Waldhauser dan Ellsworth, 2000)).

Gambar di atas menunjukkan perhitungan relokasi menggunakan koordinat kartesian dimana asumsi bumi dianggap datar. Perhitungan pada studi ini menggunakan koordinat *spherical* sehingga semua fase gelombang seismik yang dicatat oleh stasiun seismik bisa digunakan untuk perhitungan relokasi hiposenter. Model kecepatan yang digunakan untuk menghitung relokasi hiposenternya dengan model 1-D dan 3-D (Waldhauser dan Schaff, 2007). Pesicek dkk (2010) menyempurnakan algoritma tersebut dengan menambahkan *updating* kecepatan 3-D.

2.4 Metode *Ray Tracing*

Ray tracing atau penjejakan sinar berhubungan dengan perambatan gelombang seismik yang melewati bawah permukaan bumi dari sumber gempabumi menuju stasiun penerima. Penjejakan sinar sangat berguna untuk menghitung waktu tempuh kalkulasi dari sumber gempabumi menuju stasiun penerima berdasarkan model referensi bumi dan untuk mengukur panjang segmen sinar gelombang seismik dari sumber gempa menuju stasiun penerima (Wandono, 2007). Salah satu metode yang digunakan untuk menghitung jejak sinar gelombang seismik adalah metode *pseudo bending* (Um dan Thurber, 1987). Metode ini menggunakan prinsip Fermat dimana jika gelombang merambat dari

satu titik ketitik lain maka gelombang tersebut akan melewati lintasan dengan waktu tercepat. Ilustrasi dari metode ini ditunjukkan oleh gambar 2.4.



Gambar 2.4 Ilustrasi sketsa *three point perturbation* dalam tiga dimensi (Um dan Thurber, 1987).

Pada gambar di atas terdapat tiga titik $\underline{X}_{k-1}$, $\underline{X}_{mid}$dan$\underline{X}_{k+1}$. Pada saat tidak terdapat variasi kecepatan baik arah horisontal mau pun vertikal antara $\underline{X}_{k-1}$ dan $\underline{X}_{k+1}$ maka sinar akan bergerak lurus melewati $\underline{X}_{mid}$ karena lintasan tersebut merupakan lintasan dengan waktu tercepat dari titik $\underline{X}_{k-1}$ menuju titik $\underline{X}_{k+1}$. Jika antara dua titik tersebut terdapat variasi kecepatan baik arah vertikal maupun horisontal, maka sinar tidak akan lagi melewati $\underline{X}_{mid}$. Sinar dari $\underline{X}_{k-1}$ akan melewati garis yang ditekuk (*bending*) untuk menempuh waktu minimum menuju titik $\underline{X}_{k+1}$. Sinar gelombang akan melewati kecepatan paling tinggi diantara lintasan $\underline{X}_k$, $\underline{X}_k'$, dan $\underline{X}_k'$ agar sinar menuju titik $\underline{X}_{k+1}$ dengan waktu tempuh minimum.

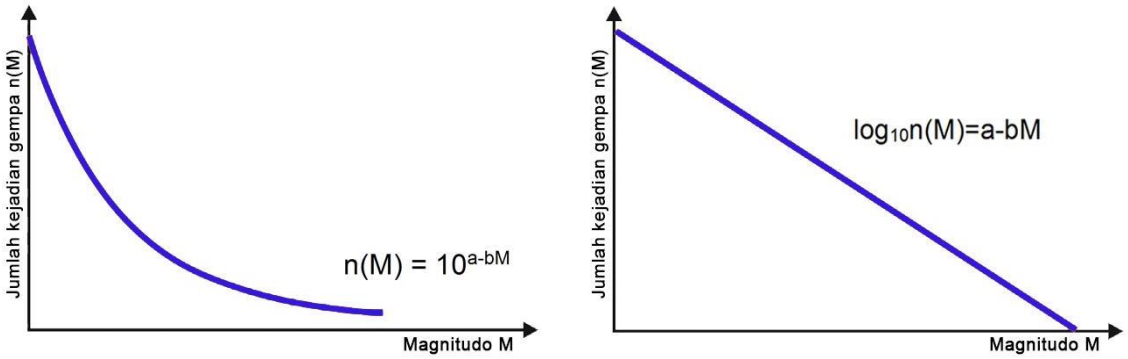
Koketsu dan Sekine (1998) memodifikasi metode *ray tracing* tersebut agar bisa diaplikasikan pada koordinat *spherical*. Algoritma penjejakan gelombang yang dikembangkan oleh kedua peneliti tersebut digunakan oleh Pesicek dkk (2010) untuk mengembangkan metode *teleseismic double-difference* yang *code*-nya digunakan pada studi ini.

2.5 Nilai a, b, dan Estimasi Periode Ulang

Pola umum hubungan antara besar magnitudo dengan jumlah kejadian gempabumi adalah gempa kecil terjadi dengan jumlah yang banyak, sedangkan gempa kuat terjadi dalam jumlah yang sedikit (Gambar 2.5). Hubungan tersebut dinyatakan dalam persamaan *frequency-magnitude distribution* (FMD) oleh Gutenberg dan Richter (1944) sebagai :

$$log_{10}n(M) = a - bM \tag{2.10}$$

n(M) merupakan jumlah kejadian gempabumi dengan magnitudo lebih dari atau sama dengan M. Intersep a berhubungan dengan tingkat produktivitas gempabumi pada wilayah dan periode waktu tertentu. Semakin tinggi nilai a, semakin tinggi aktivitas seismik. *Slope* b menjelaskan ukuran relatif distribusi gempabumi (El-Isa dan Eaton, 2014). Nilai a dan b dapat bervariasi terhadap ruang dan waktu. Nilai b berhubungan dengan keadaan *stress* dan karakteristik tektonik di suatu *region*. Nilai b yang rendah dimungkinkan terjadi karena tingkat *stress* yang tinggi (Nuannin, 2006). Namun, nilai b yang rendah di suatu wilayah juga dapat terjadi akibat ketidaklengkapan data katalog (El-Isa dan Eaton, 2014). Penurunan nilai b pada wilayah aktif gempa (zona seismogenik) berhubungan dengan peningkatan tingkat *stress* efektif sebelum terjadinya gempa signifikan (Kanamori, 1981).



Gambar 2.5 Pola umum hubungan antara magnitudo dengan jumlah kejadian gempabumi (Kanamori, 1981).

FMD juga dapat dinyatakan secara kumulatif (Gambar 2.6). Hubungan antara jumlah kumulatif kejadian gempabumi dengan magnitudo dinyatakan sebagai :

$$log_{10}N(M) = A - bM \tag{2.11}$$

N(M) merupakan jumlah kumulatif kejadian gempabumi dengan magnitudo lebih dari atau sama dengan M, dan A adalah konstanta dengan nilai $A = a - log_{10}(b\ ln10)$ (Hirose dan Maeda, 2011). Dengan demikian nilai a dapat dirumuskan sebagai :

$$a = log_{10}N(M) + log_{10}(b\ ln10) + bM \tag{2.12}$$

Nilai A untuk rata-rata kejadian gempabumi pertahun secara teoritis dirumuskan sebagai berikut (Rohadi et al., 2014):

$$A_1 = \frac{A}{log_{10}T} \tag{2.13}$$

T merupakan periode observasi yang dinyatakan dalam tahun. Berdasarkan persamaan (2.11) dan (2.13), maka FMD kumulatif per tahun atau disebut juga dengan indeks seismisitas dapat dinyatakan sebagai:

$$N_1(M) = 10^{A_1 - bM} \tag{2.14}$$

N_1(M) merupakan indeks seismisitas yang bermakna jumlah kumulatif kejadian gempabumi dengan magnitudo lebih dari atau sama dengan M per tahun. Jika indeks seismisitas berkaitan dengan frekuensi kejadian gempabumi, maka estimasi periode ulang kejadian gempabumi dengan magnitudo lebih dari atau sama dengan M dapat dinyatakan sebagai kebalikan dari indeks seismisitas, yaitu:

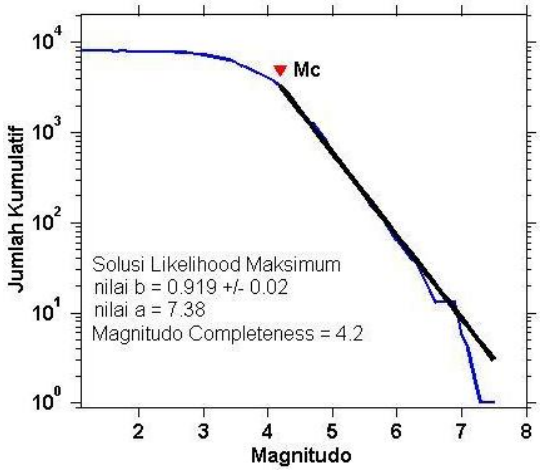
$$\theta = \frac{1}{N_1(M)} \tag{2.15}$$

θ merupakan estimasi periode ulang yang dinyatakan dalam tahun. Estimasi periode ulang merupakan nilai probabilitas perulangan gempa dengan magnitudo lebih dari atau sama dengan M yang didapatkan dari perhitungan statistik, bukan merupakan nilai pasti periode terulangnya kembali gempa dengan magnitudo tertentu.

Nilai b dapat dihitung melalui regresi kuadrat terkecil atau metode *likelihood* maksimum. Metode tersebut untuk menghitung nilai b pada studi ini karena metode tersebut dapat menghasilkan nilai b meski jumlah data sangat terbatas (Utsu, 1965). Melalui metode *likelihood* maksimum, nilai b pada sekumpulan data gempa dinyatakan sebagai:

$$b = \frac{0.4343}{\underline{M} - M_c} \tag{2.16}$$

$\underline{M}$ merupakan nilai rata-rata magnitudo dan Mc merupakan magnitudo *completeness* dalam distribusi kumulatif. Metode *likelihood* maksimum dapat digunakan untuk menghitung nilai b jika jenis magnitudo dalam sekumpulan data seragam karena metode ini memerlukan nilai magnitudo rata-rata. Konversi magnitudo diperlukan jika terdapat jenis magnitudo yang tidak sama dalam sekumpulan data yang akan ditentukan nilai b-nya. Magnitudo *completeness* dianggap sebagai magnitudo minimum dalam persamaan FMD yang digambarkan secara kumulatif karena nilai magnitudo dalam katalog hanya diberikan hingga dua digit (Nuannin, 2006). Magnitudo *completeness* adalah titik awal garis FMD kumulatif. Magnitudo *completeness* didapatkan dari titik belok kurva hubungan antara magnitudo terhadap jumlah kumulatif kejadian gempabumi sebagaimana ditunjukkan pada gambar 2.6. Awalnya kurva berbentuk garis horisontal, magnitudo *completeness* adalah titik ketika kurva mulai belok ke bawah. Dengan demikian, magnitudo *completeness* menggambarkan nilai magnitudo gempabumi terkecil yang dapat direkam dengan baik oleh jaringan seismik di suatu wilayah.



Gambar 2.6. FMD kejadian gempabumi di wilayah Papua tahun 2009–2019. Kurva biru menunjukkan jumlah kumulatif kejadian gempabumi, garis hitam menunjukkan $log_{10}N(M) = A - bM$, dan Mc menunjukkan posisi magnitudo *completeness*.

Estimasi standar deviasi nilai b dihitung menggunakan rumus berikut (Shi and Bolt, 1982):

$$\delta b = 2.3b^2\sqrt{\sum_{i=1}^{n} \frac{(M_i - M)^2}{n(n-1)}} \tag{2.17}$$

δb merupakan nilai standar deviasi nilai b dan n merupakan jumlah data gempa yang digunakan untuk menghitung nilai b.

2.6 Dekluster Katalog

Dekluster adalah proses memisahkan data gempabumi independen (gempabumi utama) dari data gempabumi dependen (gempa susulan dan gempa pendahuluan) dalam sebuah katalog gempabumi. Proses dekluster membutuhkan kriteria yang membatasi jarak dan waktu untuk mengategorikan suatu data gempa sebagai gempa utama, gempa susulan, atau gempa pendahuluan relatif terhadap gempa lainnya. Kriteria tersebut untuk selanjutnya disebut dengan *window*. Proses identifikasi gempa susulan, gempa utama, dan gempa pendahuluan dilakukan dalam sekumpulan data katalog, tidak dapat dilakukan secara individu. Suatu gempa akan diidentifikasi sebagai gempa susulan dari gempa utama yang

bermagnitudo M jika gempa tersebut memiliki magnitudo kurang dari M dan terjadi dalam cakupan periode waktu T(M) pada jarak kurang dari atau sama dengan L(M). Jika dalam cakupan *window* terdapat gempa dengan magnitudo lebih dari M, maka gempa tersebut diidentifikasikan sebagai gempa utama, dan gempa sebelumnya dengan magnitudo lebih kecil berubah status menjadi gempa pendahuluan (Van Stiphout dkk., 2012). Kriteria *window* ini akan menghasilkan kluster-kluster gempa yang masing-masing memiliki satu gempa utama.

Kriteria *window* yang digunakan untuk proses dekluster dalam buku ini adalah kriteria yang umum dipakai untuk proses dekluster, yaitu menggunakan metode yang dikembangkan oleh (Uhrhammer, 1986). Kriteria *window* tersebut dipilih karena tidak membedakan antara gempa susulan langsung atau gempa susulan tak langsung (gempa susulan dari gempa susulan) sehingga prosesnya sederhana. Kriteria window Uhrhammer (1986) adalah sebagai berikut:

$$L(M) = 10^{1.77+(0.037+1.02M)^2} \tag{2.18}$$

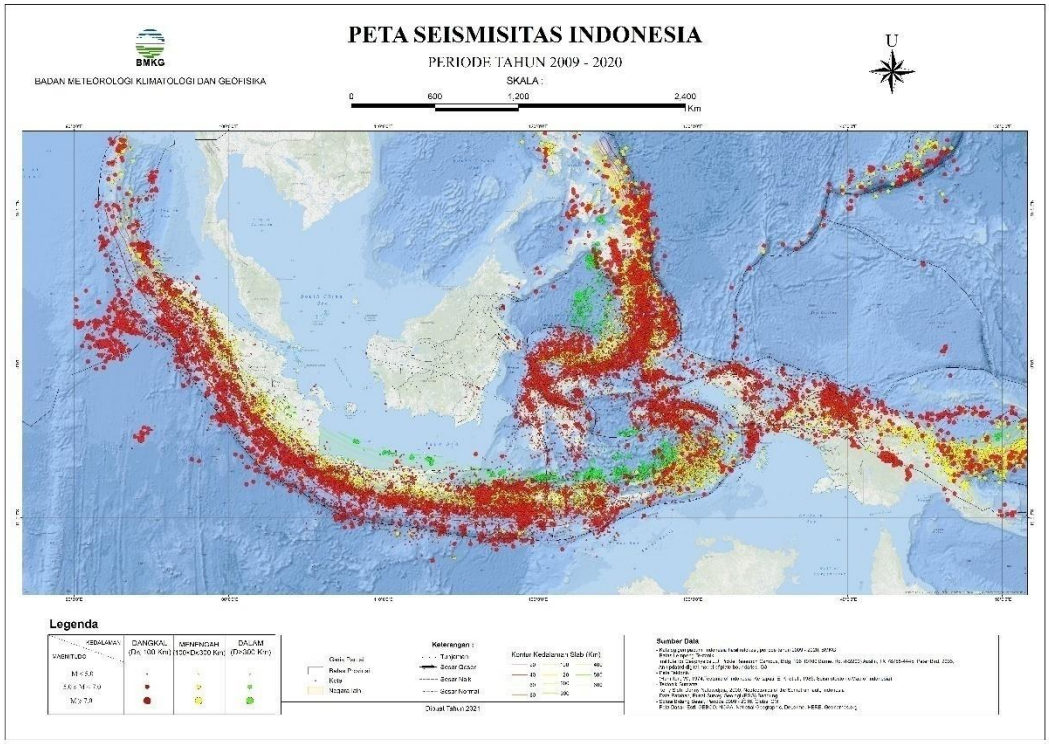
$$T(M) = \{e^{-3.95+(0.62+17.32M)^2},\ M \geq 6.5\ 10^{28+0.024M},\ lainnya \tag{2.19}$$

L(M) merupakan jarak gempa maksimum dalam kilometer, T(M) merupakan cakupan periode waktu maksimum dalam hari, dan M adalah magnitudo gempabumi utama.

BAB 3
HASIL PENGOLAHAN DATA PARAMETER GEMPABUMI

3.1 Hasil Relokasi Hiposenter

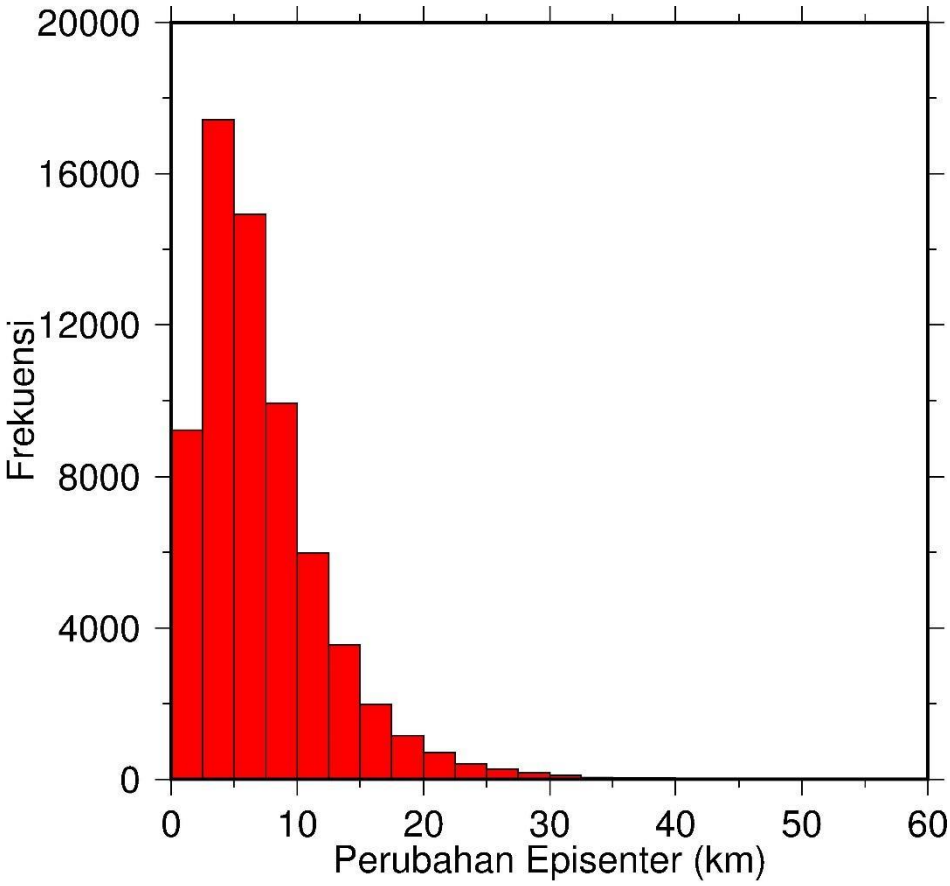
Studi ini membagi wilayah Indonesia menjadi tujuh wilayah berdasarkan karakteristik tektoniknya. Ketujuh wilayah tersebut adalah Sunda Barat, Sunda Timur, Nusa Tenggara, Laut Banda, Maluku Utara, Sulawesi dan Papua. Adapun Pulau Kalimantan tidak dibahas pada studi ini karena wilayah tersebut termasuk area yang memiliki tingkat seismisitas yang sangat rendah. Karakteristik tektonik di enam wilayah tersebut dijelaskan berdasarkan hasil relokasi hiposenter *teleseismic double-difference*. Seismisitas Wilayah Indonesia dan sekitarnya dari hasil relokasi hiposenter ditunjukkan oleh Gambar 3.1.



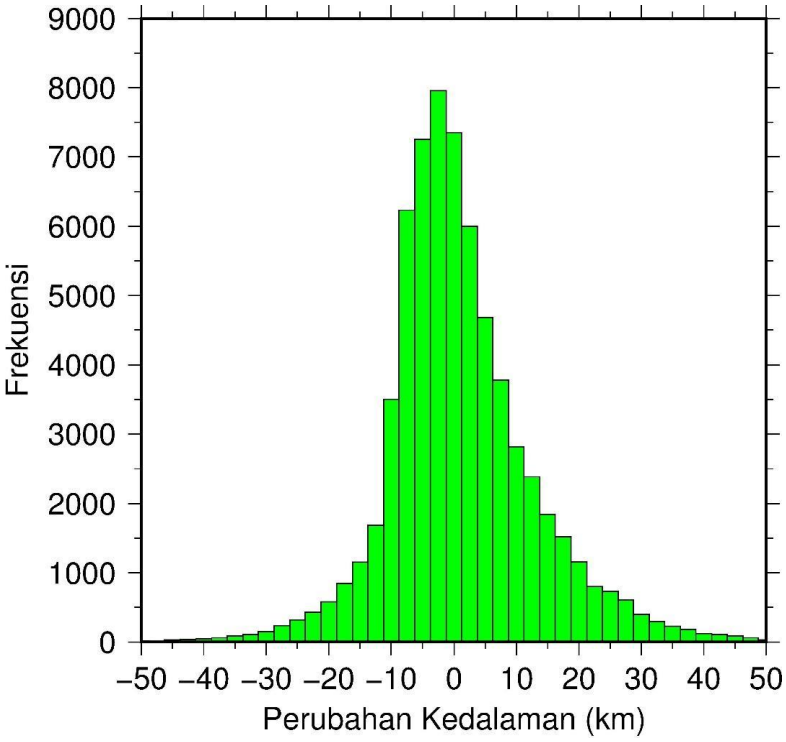
Gambar 3.1 Seismisitas di Wilayah Indonesia dan sekitarnya hasil relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020.

Jumlah data gempabumi yang berhasil direlokasi pada studi ini sejumlah 65.894 dari 81.816. Sejumlah gempabumi yang tidak bisa direlokasi hiposenternya disebabkan tidak *fit* dengan kriteria yang ditentukan. Hasil relokasi hiposenter sampai tahun 2018 digunakan untuk menganalisis sistem tektonik di

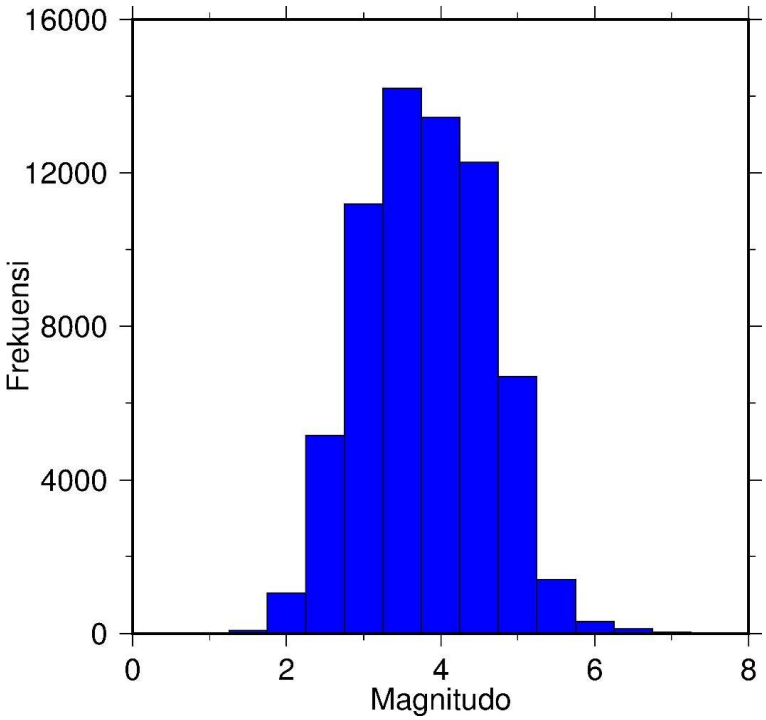
area Selat Sunda dan sekitarnya (Ramdhan dkk., 2019). Rata-rata pergeseran episenter sebelum ke sesudah relokasi sebesar 7,4 km. Adapun rata-rata pergeseran untuk kedalaman sebesar 8,9 km. Magnitudo terbesar yang digunakan pada studi ini sebesar 7,9 dan yang terkecil sebesar 1,4. Gambar 3.2-3.4 menunjukkan besarnya pergeseran episenter dan kedalaman setelah relokasi hiposenter serta distribusi magnitudonya. Mayoritas gempabumi yang terdapat dalam katalog BMKG memiliki magnitudo kurang dari 5 sebagaimana ditunjukkan oleh Gambar 3.4.



Gambar 3.2 Distribusi besarnya pergeseran episenter dari posisi sebelum ke sesudah relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 3.3 Distribusi besarnya perubahan kedalaman dari posisi sebelum ke sesudah relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020. Nilai perubahan kedalaman berasal dari selisih antara kedalaman setelah dan sebelum relokasi hiposenter.



Gambar 3.4 Distribusi magnitudo hasil relokasi hiposenter periode April 2009–Desember 2020.

Relokasi hiposenter yang digunakan pada studi ini merupakan teknik untuk memperbarui model hiposenter katalog gempabumi supaya lebih presisi. Adapun data sebenarnya yang merupakan hasil pembacaan para *seismologist* BMKG berupa waktu tiba gelombang P dan S tidak mengalami perubahan. Relokasi perlu dilakukan karena hasil model hiposenter katalog gempabumi terkadang tidak sesuai dengan kondisi tektoniknya seperti kedalaman gempa yang berada pada posisi *fix depth* 10 km. Kedalaman tersebut terjadi akibat hasil inversi terjebak minimum lokal yang disebabkan oleh sejumlah faktor. Model kecepatan global yang digunakan untuk penentuan hiposenter pada katalog BMKG merupakan salah satu penyebabnya.

Informasi gempabumi yang dirilis BMKG yang terdiri dari parameter magnitudo dan hiposenter sudah sangat baik sebagai produk informasi gempabumi dan peringatan dini tsunami karena sudah sesuai dengan Undang-Undang Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (MKG) 2009 yang mewajibkan BMKG untuk merilis parameter gempabumi dan peringatan dini tsunami di bawah 5 menit. Informasi yang dirilis tersebut sangat bermanfaat untuk tanggap darurat bagi *stakeholder* terkait yang menangani bencana alam. Informasi yang diperoleh tersebut akan membantu instansi-instansi tersebut dalam melaksanakan operasi tanggap darurat dengan cepat dan tepat. Adapun parameter model hiposenter yang diperbarui pada studi ini bermanfaat untuk studi tektonik lanjut sebagaimana dijelaskan pada bab 1.

3.2 Hasil Penghitungan Hubungan Linier Magnitudo

Penghitungan nilai b membutuhkan nilai magnitudo yang sejenis. Namun faktanya, data katalog BMKG memiliki jenis magnitudo yang bervariasi, antara lain MLv, mb, mB, Mw(mB), Mwp, Mw(Mwp), Mw, dan M. Oleh karena itu jenis-jenis magnitudo tersebut perlu dikonversi menjadi Mw melalui regresi linier. Mw dipilih karena perhitungan Mw didasarkan pada momen seismik gempabumi, sehingga tidak terpengaruh oleh efek saturasi pada nilai tertentu. Data yang digunakan untuk penghitungan regresi linier adalah katalog yang telah direlokasi. Secara umum hubungan linier dirumuskan sebagai berikut:

$$y = bx + a \tag{3.1}$$

Keterangan :

y : variabel terikat (Mw)

x : variabel bebas (magnitudo selain Mw)

b : koefisien variabel x

a : konstanta

Berdasarkan persamaan (3.1) metode regresi linier digunakan untuk menghitung nilai b dan a. Dua nilai tersebut dihitung berdasarkan rumus berikut:

$$a = \frac{(\sum_{i=1}^{n} y_i)(\sum_{i=1}^{n} x_i^2)-(\sum_{i=1}^{n} x_i)(\sum_{i=1}^{n} x_i y_i)}{n(\sum_{i=1}^{n} x_i^2)-(\sum_{i=1}^{n} x_i)^2} \quad (3.2)$$

$$b = \frac{n(\sum_{i=1}^{n} x_i y_i)-(\sum_{i=1}^{n} x_i)(\sum_{i=1}^{n} y_i)}{n(\sum_{i=1}^{n} x_i^2)-(\sum_{i=1}^{n} x_i)^2} \quad (3.3)$$

Selain itu, dilakukan juga penghitungan nilai koefisien korelasi untuk mengetahui seberapa dekat hubungan antara Mw dengan jenis-jenis magnitudo lainnya melalui rumus berikut:

$$r = \frac{n(\sum_{i=1}^{n} x_i y_i)-(\sum_{i=1}^{n} x_i)(\sum_{i=1}^{n} y_i)}{\sqrt{(n(\sum_{i=1}^{n} x_i^2)-(\sum_{i=1}^{n} x_i)^2)(n(\sum_{i=1}^{n} y_i^2)-(\sum_{i=1}^{n} y_i)^2)}} \quad (3.4)$$

Keterangan:

x_i : data ke i dari magnitudo yang dicari hubungannya dengan Mw

y_i : data ke i dari Mw

n : jumlah data

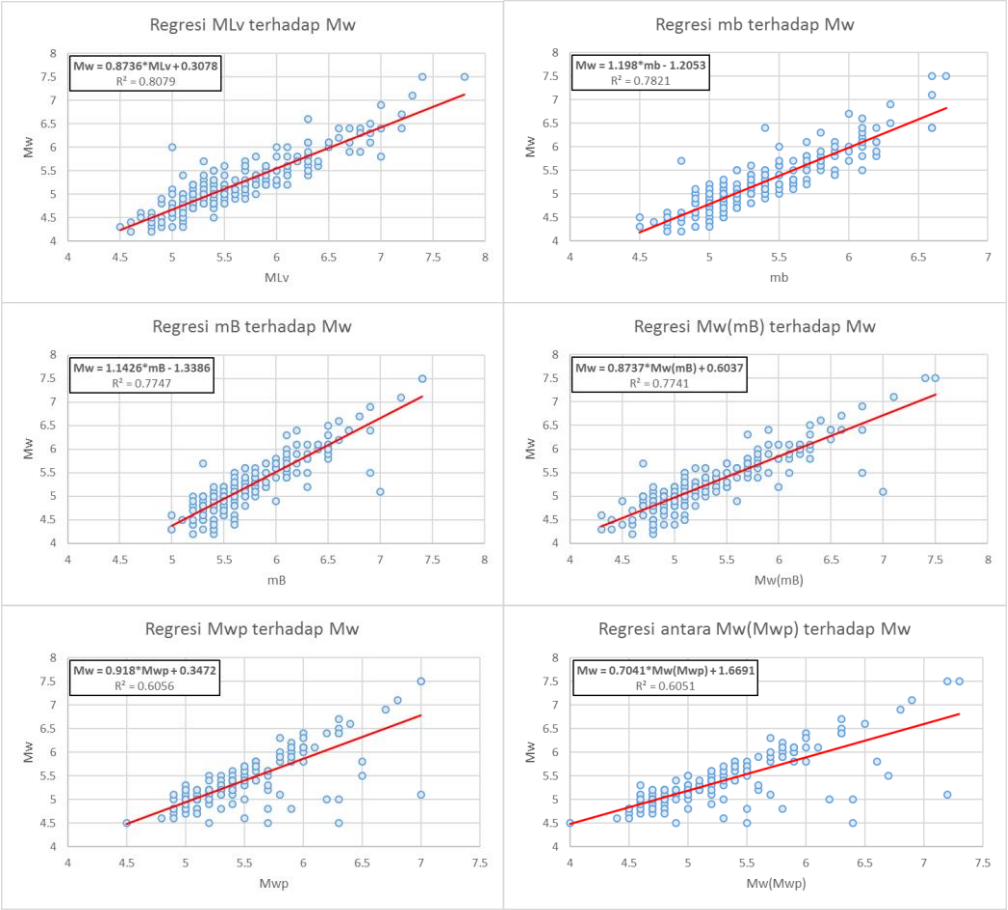
r : koefisien korelasi

Data Mw yang disertai jenis-jenis magnitudo lainnya dalam katalog relokasi BMKG ditemukan sebanyak 226 data. Jumlah data yang digunakan untuk menghitung hubungan linier masing-masing jenis magnitudo terhadap Mw,

persamaan linier yang didapatkan, dan nilai koefisien korelasinya ditampilkan dalam Tabel 3.1. Grafik plot data dan regresi ditunjukkan oleh Gambar 3.5.

Tabel 3.1. Hasil penghitungan hubungan linier magnitudo katalog BMKG

Jenis Magnitudo	Jumlah Data	Persamaan Linier	Koefisien Korelasi
MLv	224	$Mw = 0.8736 * MLv + 0.3078$	0.8079
mb	226	$Mw = 1.198 * mb - 1.2053$	0.7821
mB	226	$Mw = 1.1426 * mB - 1.3386$	0.7747
Mw(mB)	226	$Mw = 0.8737 * Mw(mB) + 0.6037$	0.7741
Mwp	175	$Mw = 0.918 * Mwp + 0.3472$	0.6056
Mw(Mwp)	175	$Mw = 0.7041 * Mw(Mwp) + 0.16691$	0.6051



Gambar 3.5. Plot data dan regresi linier magnitudo katalog BMKG.

Magnitudo jenis M tidak dilakukan regresi terhadap Mw karena magnitudo tersebut berasal dari penghitungan rata-rata berbobot dari jenis-jenis magnitudo lainnya, sehingga tidak memiliki arti fisis. Magnitudo dalam katalog relokasi BMKG kemudian dikonversi menjadi Mw berdasarkan persamaan linier di tabel 3.1. Jika dalam satu parameter gempabumi ditemui lebih dari satu jenis magnitudo untuk dikonversi ke Mw, maka persamaan linier yang dipilih adalah persamaan dengan nilai koefisien korelasi yang paling tinggi di antara jenis magnitudo dalam parameter tersebut.

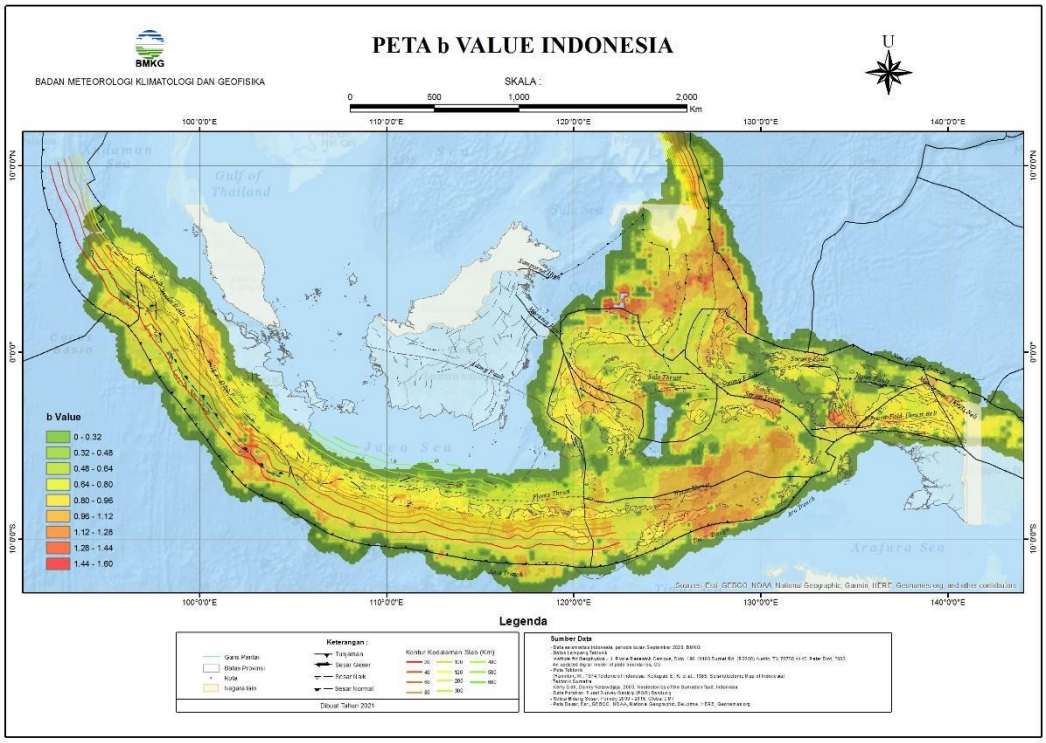
Data gempabumi yang tersedia adalah sebanyak 58.233 data. Data gempabumi dengan berbagai magnitudo sebanyak 57.366 data yang terdiri atas jenis Mw 400 data, MLv 37696 data, mb 4991 data, Mw(mB) 1110 data, Mwp 4 data, Mw(Mwp) 4 data, dan M 13161 data. Data gempabumi dengan magnitudo tunggal jenis M tidak dapat dilakukan konversi ke Mw. Tidak ada data gempabumi yang dikonversi dari mB ke Mw karena data gempabumi yang memiliki jenis mB selalu disertai mb. Magnitudo jenis mb memiliki koefisien korelasi lebih besar dibandingkan dengan mB sehingga untuk konversi ke Mw digunakan jenis mb.

3.3 Hasil Penghitungan Parameter a, b, dan Estimasi Periode Ulang

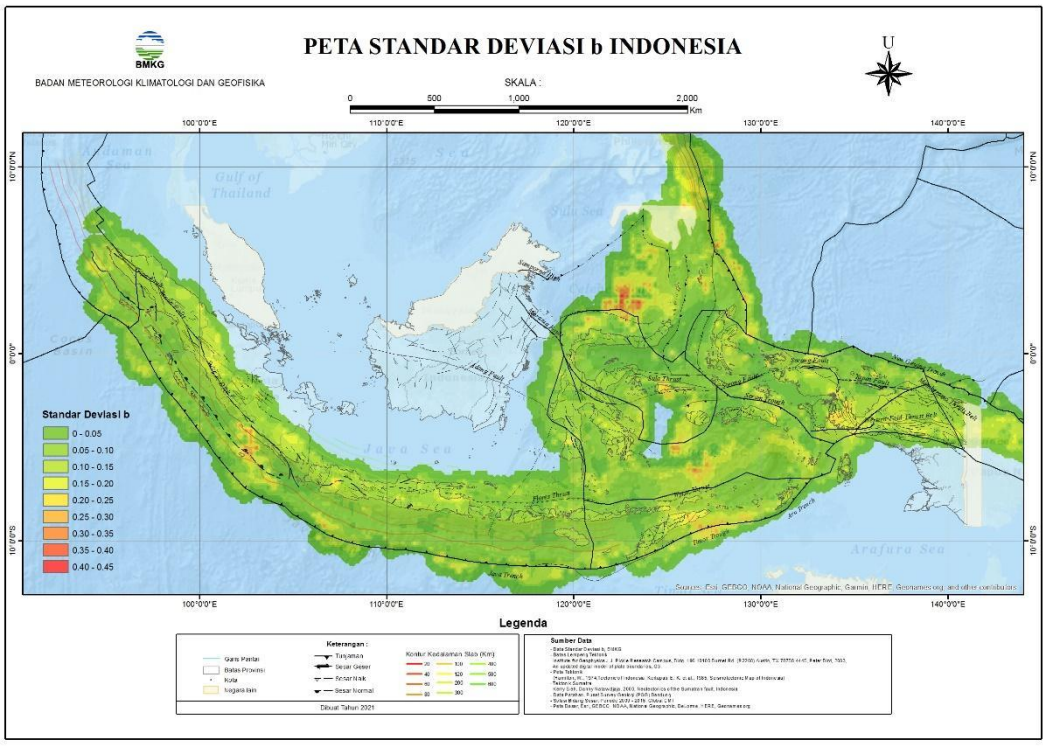
Berdasarkan penyeragaman magnitudo yang telah dilakukan, didapatkan data gempa dengan magnitudo Mw sebanyak 51948 data. Proses dekluster kemudian dilakukan pada data tersebut dan dihasilkan data gempa independen sebanyak 34468 data. Adapun sebaran nilai b di Indonesia ditunjukkan oleh gambar 3.6. Hasil penghitungan nilai b di tiap wilayah deskripsi selengkapnya akan dijelaskan pada bab berikutnya. Adapun penghitungan nilai a, b, dan estimasi periode ulang di wilayah Kalimantan tidak dapat dilakukan karena minimnya data gempabumi pada wilayah tersebut.

Peta standar deviasi nilai b ditunjukkan oleh gambar 3.7. Standar deviasi nilai b menggambarkan seberapa baik nilai magnitudo rata-rata merepresentasikan sebaran magnitudo gempa yang digunakan untuk menghitung nilai b. Berdasarkan persamaan (2.16) tampak bahwa nilai b sangat dipengaruhi oleh besar nilai rata-rata magnitudo. Oleh karena itu, semakin besar nilai standar deviasi maka

semakin kecil akurasi nilai b yang didapatkan. Berdasarkan perhitungan yang telah dilakukan, standar deviasi yang didapatkan secara umum bernilai kecil. Hal ini menunjukkan bahwa hasil penghitungan nilai b cukup baik. Nilai standar deviasi yang cukup besar terdapat di wilayah Bengkulu, perairan utara Sulawesi, Kepulauan Banggai-Sula, Laut Banda, Papua Barat dan Timor-timur.

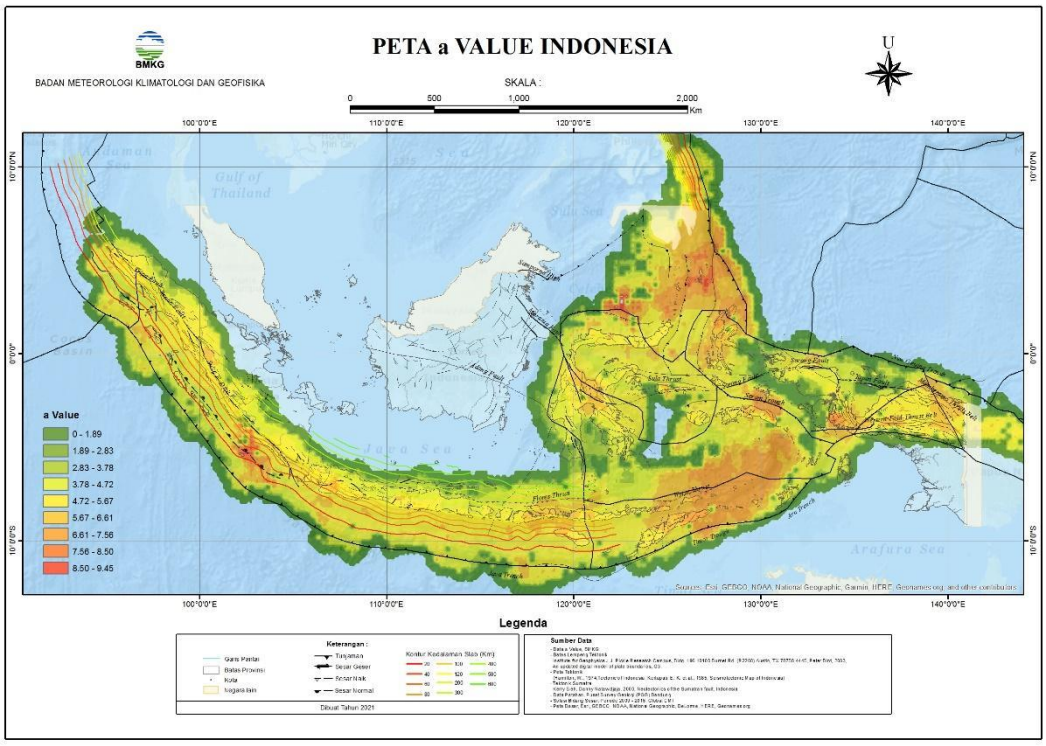


Gambar 3.6 Sebaran nilai b di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020.



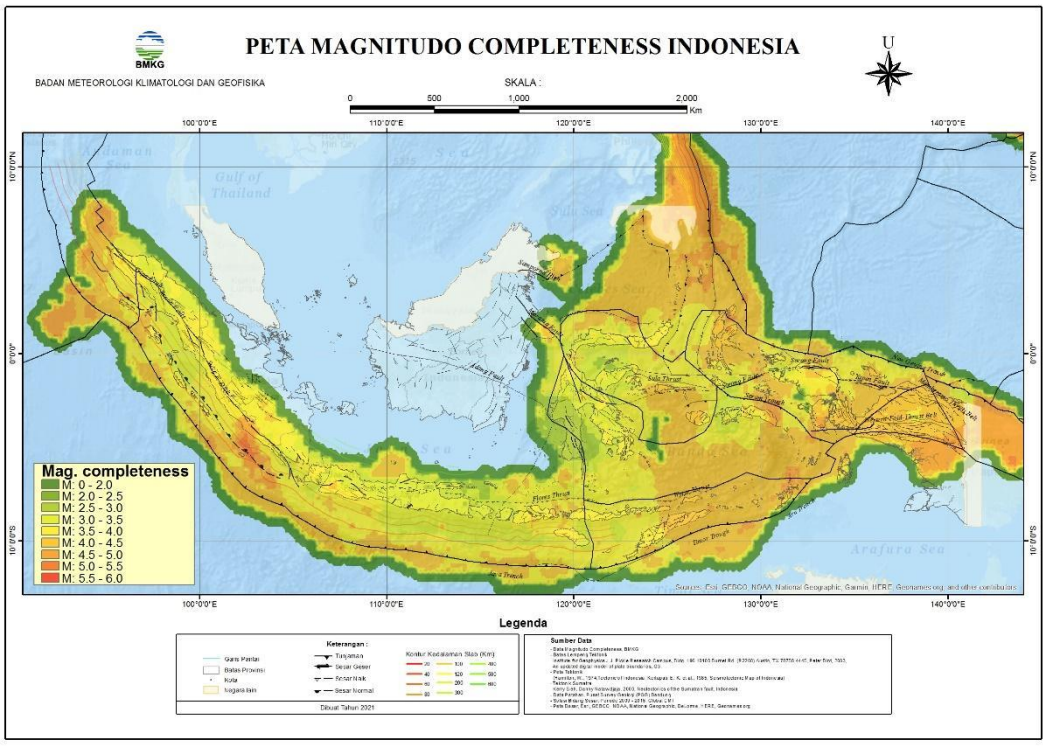
Gambar 3.7 Sebaran standar deviasi nilai b di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020.

Sebaran nilai a sebagai representasi dari tingkat keaktifan gempabumi di Indonesia dalam periode 2009–2020 ditunjukkan oleh gambar 3.8. Tampak bahwa wilayah dengan aktivitas gempabumi yang tinggi terjadi di barat Bengkulu, Palu, perairan Talaud-Sangihe, Halmahera, timur pulau Seram, Laut Banda bagian selatan, Papua Barat, Papua, Bali, Nusa Tenggara Timur dan Timor-timur.



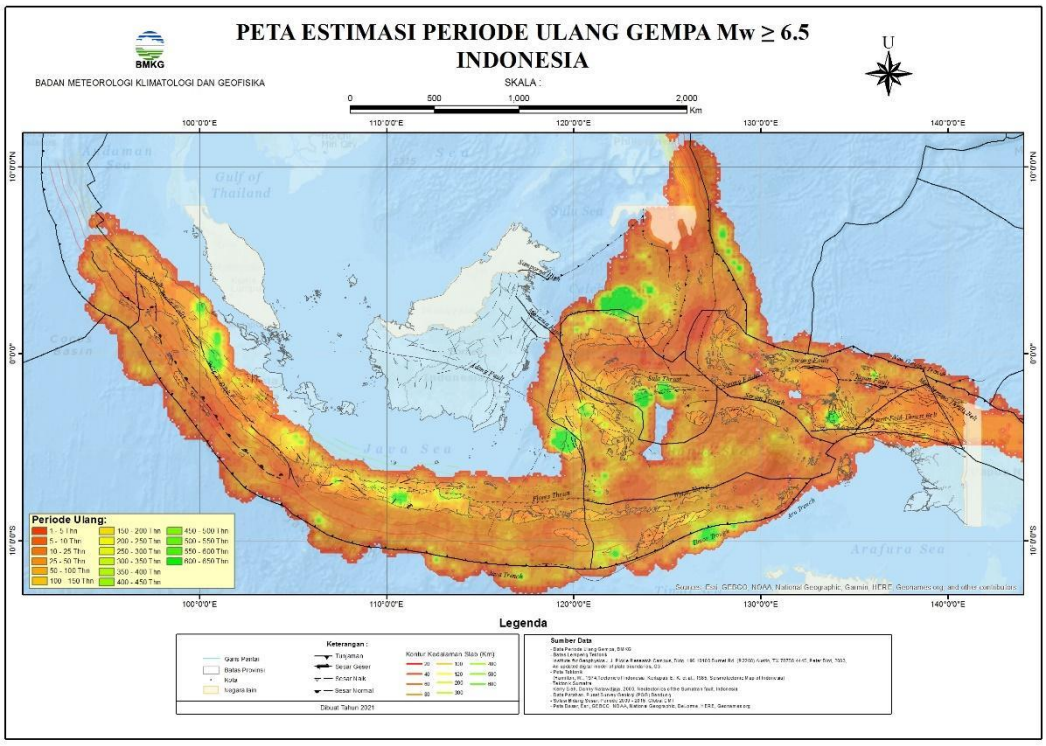
Gambar 3.8 Sebaran nilai a di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020.

Magnitudo *completeness* merupakan magnitudo terkecil yang dapat direkam dengan baik oleh jaringan seismik. Oleh karena itu, magnitudo *completeness* dapat menjadi indikator seberapa kecil gempabumi yang mampu dideteksi oleh jaringan di suatu wilayah. Gambar 3.9 menunjukkan magnitudo *completeness* di Indonesia. Tampak bahwa magnitudo *completeness* yang rendah terdapat di wilayah Sumatera, Jawa–Nusa Tenggara, Sulawesi, Pulau Seram bagian tengah, dan Kepala Burung Papua.



Gambar 3.9 Sebaran magnitudo *completeness* di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020.

Hasil penghitungan estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 menunjukkan hampir seluruh batas pertemuan lempeng dan sesar aktif memiliki periode ulang yang pendek, yaitu sekitar 1-5 tahun, kecuali Sesar Seulimuem di bagian utara Sumatera Utara, Sianok Sumatera Barat, Lampung, Cimandiri-Rajamandala Jawa Barat, Opak, Probolinggo, *Megathrust* Sulawesi Utara, Kepulauan Talaud, Palu Koro bagian selatan, Walanae Barat–Selayar Sulawesi Selatan, Lawanopo Sulawesi Tenggara, Banggai Sula, Kaimana-Cendrawasih Papua Barat, Sumba dan Celah Timor yang menunjukkan periode ulang hingga 450 tahun (Gambar 3.10).



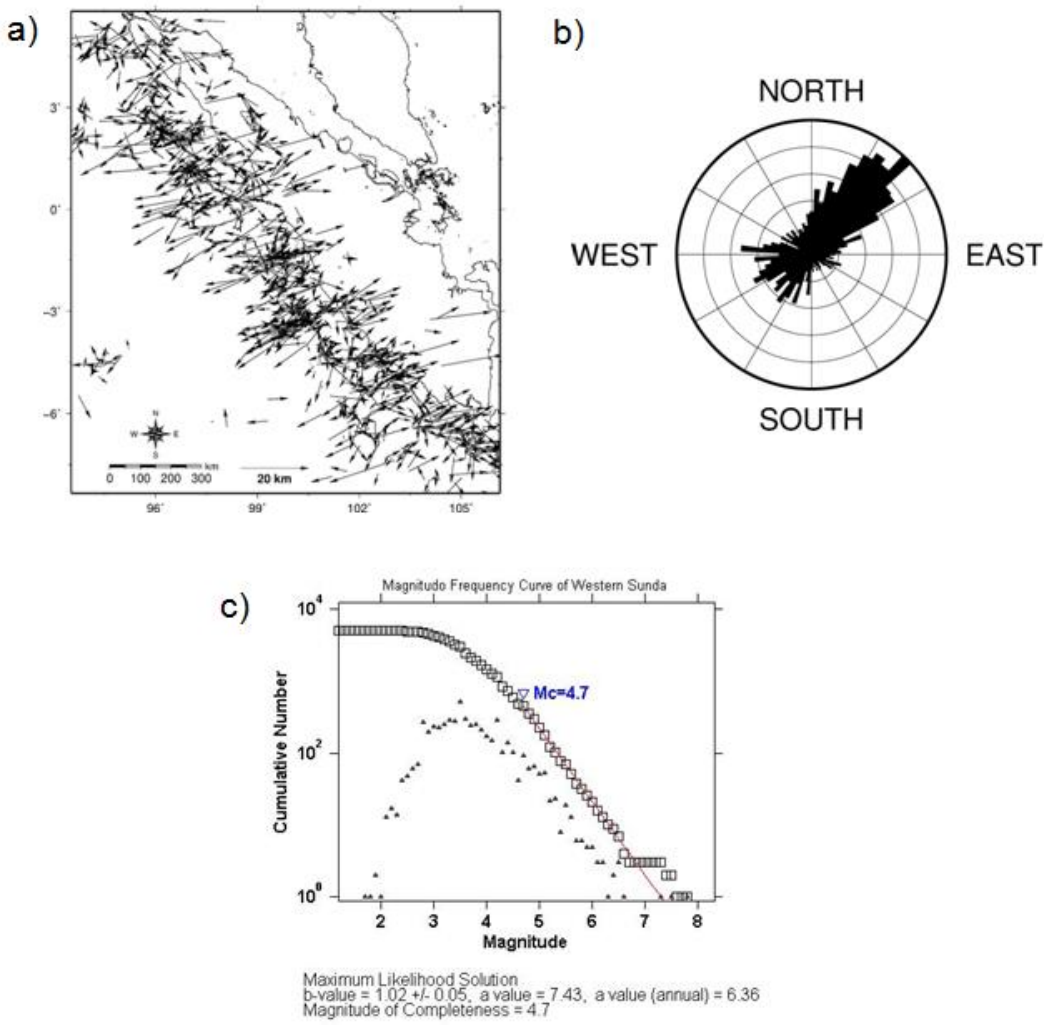
Gambar 3.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Indonesia berdasarkan katalog gempabumi BMKG terelokasi periode April 2009–Desember 2020.

BAB 4
SUNDA BARAT

Wilayah tektonik Sunda Barat terdiri dari wilayah Pulau Sumatera dari Aceh hingga Lampung dan Kepulauan Mentawai hingga lepas pantai Pulau Sumatra. Tektonik regional Pulau Sumatra terutama di kontrol oleh zona subduksi oblik antara Lempeng Samudera Indo-Australia dan Lempeng Kontinen Eurasia di barat Pulau Sumatra (Bock dkk., 2003). Proses subduksi menyebabkan terjadinya sejumlah gempabumi pada bidang antar-muka subduksi dan intra-lempeng. Dampak dari subduksi tersebut menyebabkan terjadinya sesar besar di daratan Pulau Sumatra yaitu Sesar Sumatra. Sesar ini terdiri dari beberapa segmen lokal diantaranya: Segmen Seulimeum, Tripa, Batee, Alas, Renun, Singkel, Toru, Barumun, Angkola, Sianok, Sumani, Suliti, Siulak, Dikit, Ketaun, Musi, Manna, Kumering, Semangko dan Sunda (Sieh dan Natawidjaja, 2000). Beberapa ahli juga menduga terdapat sesar Mentawai yang berarah sejajar Pulau Sumatera dan berada di antara Kepulauan Mentawai dengan Daratan Sumatera (Diament dkk., 1992; Samuel dan Harbury, 1996).

4.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Sunda Barat

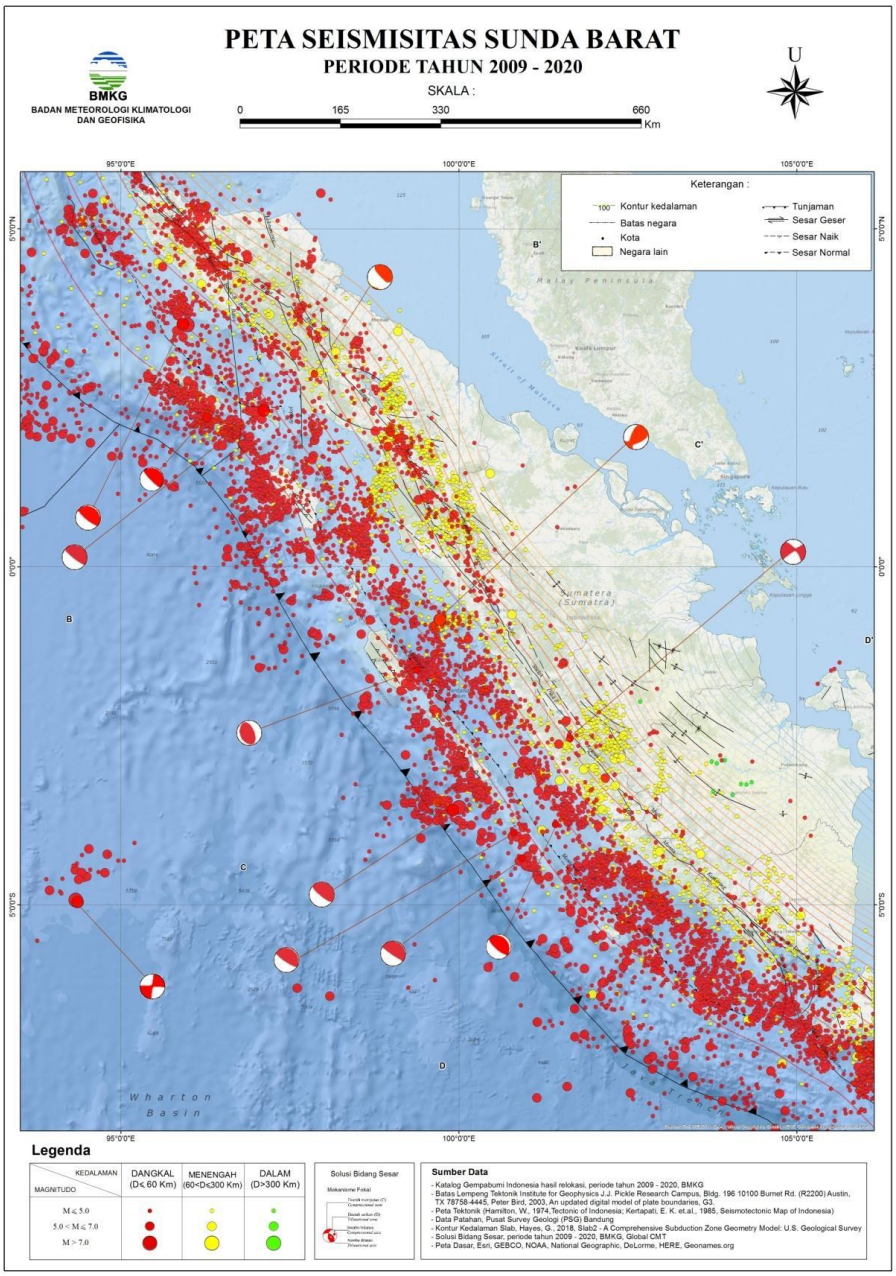
Episenter hasil relokasi umumnya bergeser ke arah timur laut dari titik sebelumnya sebagaimana ditunjukkan oleh Gambar 4.1. Mayoritas pergeseran di wilayah Sunda Barat berarah tegak lurus zona subduksi. Hal tersebut kemungkinan besar disebabkan oleh distribusi jaringan seismik yang merekam kejadian gempabumi dan juga bisa disebabkan adanya anomali positif kecepatan 3-D yang berasal dari *slab* (Pesicek dkk., 2010).



Gambar 4.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Sunda Barat (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,7 (c).

Peta seismotektonik hasil relokasi ditunjukkan pada Gambar 4.2. Pada peta tersebut tampak kluster-kluster hiposenter yang tersebar di beberapa lokasi. Gempabumi kedalaman dangkal (< 60 km) umumnya tersebar di antara pantai barat Sumatra hingga palung samudera (*trench*). Beberapa kluster kecil terdapat di daratan Sumatra. Sementara itu terdapat juga kluster besar di Samudera Hindia atau berada di lepas pantai barat Provinsi Aceh. Gempabumi kedalaman menengah (antara 60-300 km) umumnya tersebar dari mulai pantai barat Sumatra hingga ke timur daratan Pulau Sumatra. Terdapat kluster besar berarah Barat Daya–Timur Laut di antara wilayah Sumatera Utara dengan Sumatra Barat. Kluster besar lainnya terdapat di wilayah Bengkulu dan Lampung. Berdasarkan

penyebabnya beberapa kluster gempabumi tersebut disebabkan oleh gempabumi subduksi, gempabumi intra-lempeng dan gempabumi akibat aktivitas tektonik di Sesar Sumatra.



Gambar 4.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Sunda Barat. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5.

Gempabumi berkedalaman menengah (60-300 km) hingga dalam (lebih dari 300 km) umumnya dikontrol oleh aktivitas pensesaran di zona antarmuka

subduksi (*slab interface*). Gempabumi kedalaman dangkal (kurang dari 60 km) selain disebabkan oleh aktivitas antarmuka zona subduksi juga disebabkan oleh aktivitas sesar-sesar lokal. Gempabumi subduksi yang terjadi selama kurun waktu 2009–2020 salah satunya adalah gempabumi M 7,2 Mentawai 25 Oktober 2010. Gempabumi ini menyebabkan tsunami besar dan menimbulkan korban jiwa mencapai 500 orang di Kepulauan Mentawai. Gempabumi M 7,1 pada 9 Mei 2010 di lepas pantai Meulaboh. Gempabumi M 7,7 pada 6 April 2010 di selatan Simeulue.

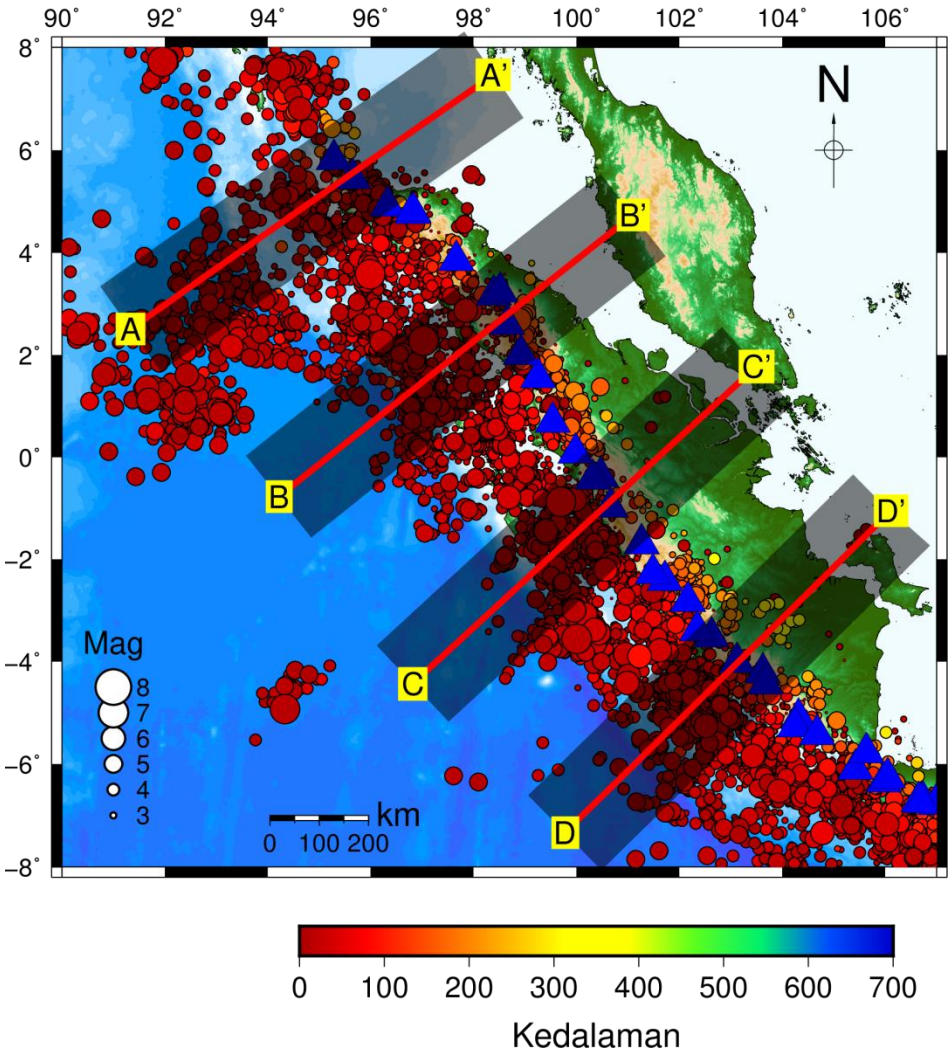
Selain pergeseran di zona antarmuka, beberapa gempabumi merupakan gempabumi *intraplate*, yaitu gempabumi yang terjadi karena pensesaran di dalam sebuah lempeng. Salah satunya adalah gempabumi Padang 30 September 2009 yang terjadi di dalam lempeng samudera di lepas pantai Sumatera Barat. Gempabumi *intraplate* lainnya adalah gempabumi tahun 2012 yang terjadi jauh di lepas pantai Pulau Sumatra yaitu di Samudera Hindia. Gempabumi *doublet* yang terdiri dari dua gempa berkekuatan M 8,5 dan M 8,0 yang terjadi hampir bersamaan. Pada tahun 2016 gempa yang serupa terjadi juga di lepas pantai Sumatera Barat dengan kekuatan M 7,8.

Selama kurun 2009-2020 telah terjadi beberapa gempabumi signifikan di sepanjang Sesar Sumatra. Salah satu yang menumbulkan banyak korban adalah gempabumi Pidie Jaya M 6,5 pada 6 Desember 2016. Gempabumi ini terjadi diluar segmen Sesar Sumatra yang sudah teridentifikasi. Gempabumi M 6,3 dan M 6,6 di antara segmen Tripa dan Renun di daerah antara Singkil dan Tapak Tuan, gempabumi M 6,5 di segmen Renun, Toba dan gempabumi M 6,8 di segmen Dikit-Ketaun Bengkulu Utara 1 Oktober 2009 merupakan gempabumi cukup besar yang terjadi pada pada segmen sesar Sumatera.

4.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Sunda Barat

Dari peta seismisitas di atas dibuat beberapa penampang vertikal sehingga didapatkan pola seismisitas arah vertikal pada lintasan tegak lurus zona subduksi (Gambar 4.3). Penampang A-A’ meliputi wilayah ujung utara Pulau Sumatra termasuk didalamnya wilayah Propinsi Aceh dan Pulau Simeulue. Penampang B-B’ meliputi wilayah Provinsi Sumatra Utara termasuk Pulau Nias. Penampang C-

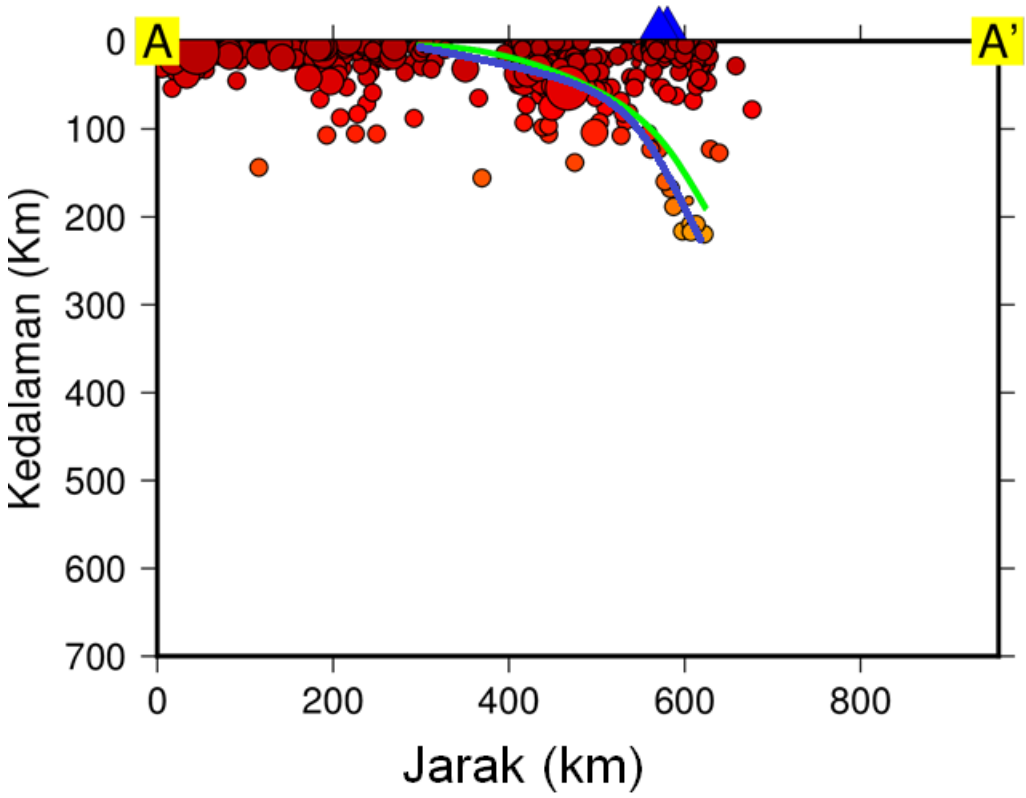
C' meliputi wilayah Sumatera Barat termasuk Kepulauan Mentawai dan Wilayah Propinsi Riau. Penampang D-D' meliputi wilayah Propinsi Bengkulu, Jambi dan Lampung.



Gambar 4.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di Wilayah Sunda Barat. Segitiga biru merupakan posisi gunung api.

Penampang A-A' (Gambar 4.4) menunjukkan penampang seismisitas vertikal yang melewati wilayah NAD. Aktivitas seismik terjadi mulai dari kedalaman 0 hingga 250 km. Dari penampang seismisitas ini tampak bahwa sebaran hiposenter gempa membentuk pola *Slab* yang hampir sama dengan pola model *Slab* 2.0. Secara umum model *Slab* 2.0 tampak sedikit lebih dangkal dan landai sudut penunjamannya. Sementara itu model *Slab* dari hasil studi ini tampak menukik lebih curam setelah kedalaman 100 km. Pada jarak penampang 0-300 km

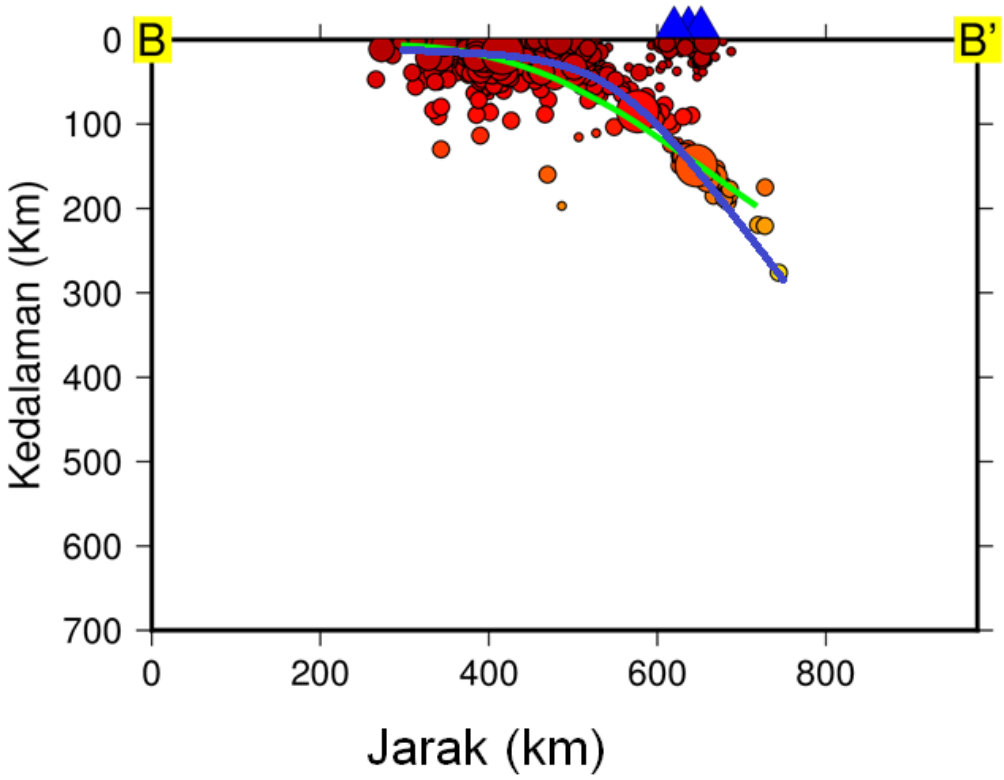
di luar zona subduksi, terdapat kluster gempa yang relatif dangkal akibat dari gempabumi M 8,5 dan M 8,3 pada tahun 2012. Selain itu, terdapat juga kluster gempa di daratan Sumatra yang berkaitan dengan aktivitas Sesar Sumatra dan aktivitas vulkanisme di sekitarnya.



Gambar 4.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan A-A' yang melintasi wilayah NAD dan sekitarnya. Garis hijau merupkan model *Slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi *Slab* dari hasil studi ini. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

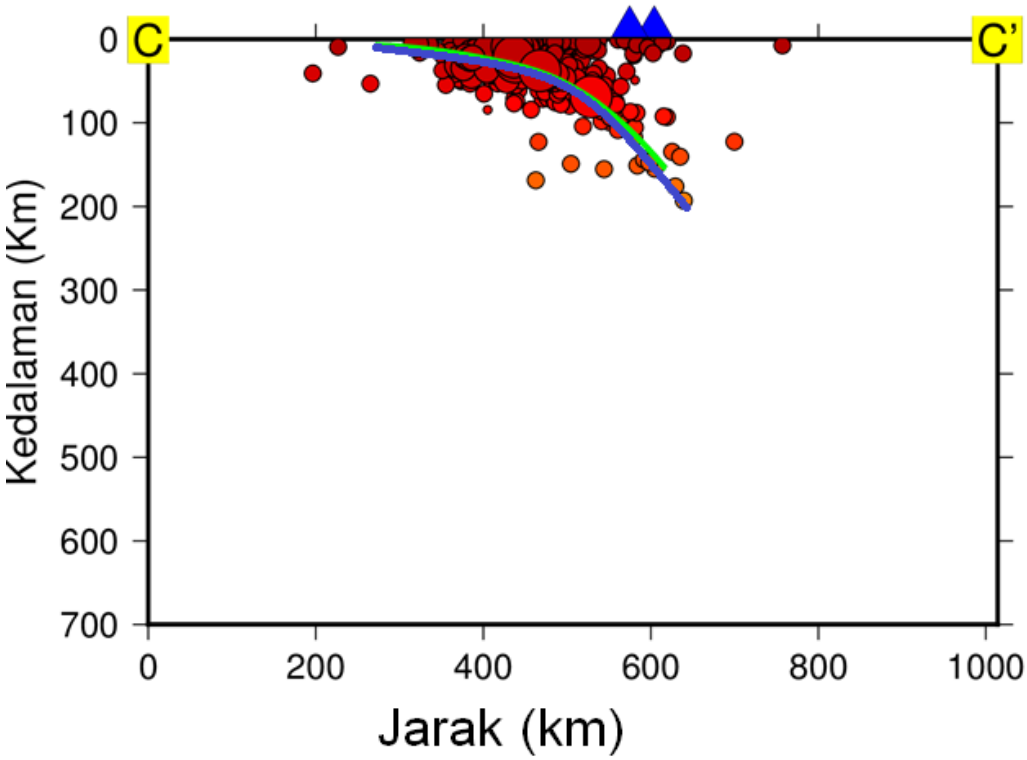
Penampang B-B' (Gambar 4.5) menunjukkan penampang seismisitas vertikal yang melewati wilayah Sumatra Utara dan sekitarnya. Aktivitas seismik terjadi mulai dari kedalaman 0 hingga 300 km. Dari penampang seismisitas ini tampak bahwa sebaran hiposenter gempa membentuk pola *Slab* yang berbeda dengan pola model *Slab* 2.0. Secara umum model *Slab* 2.0 tampak lebih landai sudut penunjamannya. Sementara itu model *Slab* dari hasil studi ini tampak menukik lebih curam setelah kedalaman 100 km. Oleh karena itu pada kedalaman 150 km kedua model *Slab* saling berpotongan. Selain itu juga model *Slab* ini lebih

panjang dari model *Slab* 2.0. Pada jarak penampang 600-700 km terdapat kluster gempa dengan kedalaman kurang dari 50 km. Gempa-gempa tersebut berkaitan dengan aktivitas Sesar Sumatra dan aktivitas vulkanisme di sekitar Danau Toba.



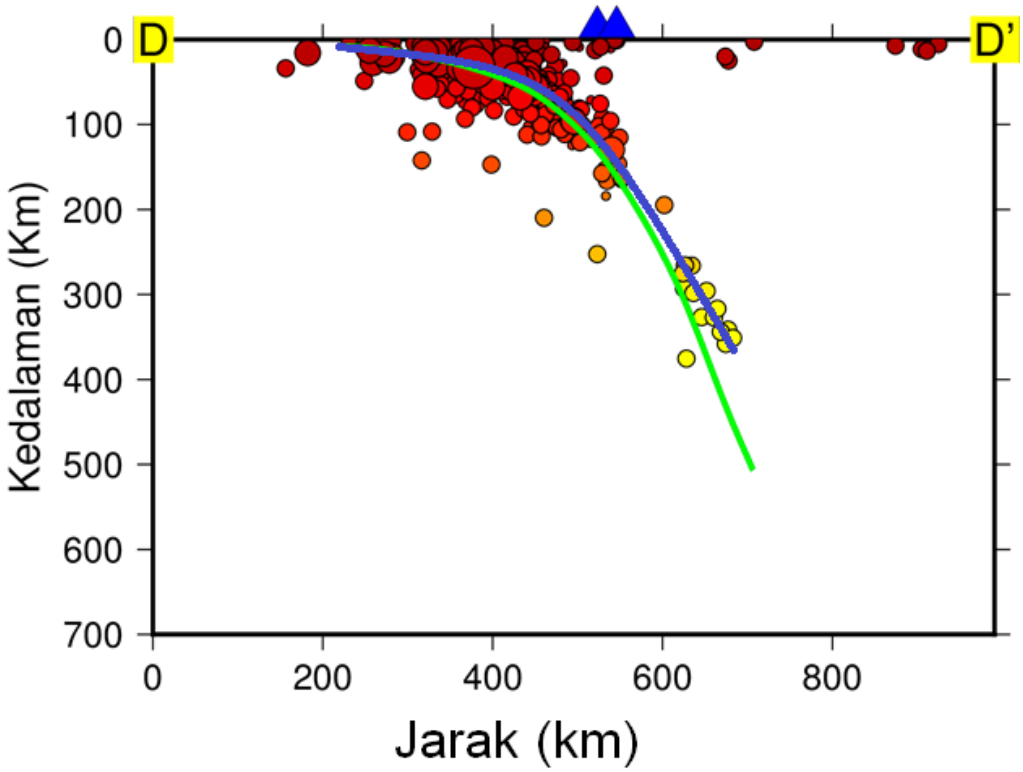
Gambar 4.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan B-B' yang melintasi wilayah Sumatra Utara dan sekitarnya. Garis hijau merupkan model *Slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi *Slab* dari hasil studi ini. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Penampang C-C' (Gambar 4.6) menunjukkan penampang seismisitas vertikal di wilayah Sumatra Barat dan sekitarnya. Aktivitas seismik terjadi mulai dari kedalaman 0 hingga 200 km. Pada jarak penampang 550-600 km terdapat sejumlah gempabumi dangkal akibat aktivitas Sesar Sumatra. Aktivitas kegempaan pada Sesar Sumatra ini hanya terjadi pada kedalaman kurang dari 50 km. Dari penampang seismisitas ini tampak bahwa sebaran hiposenter gempa mengikuti pola model *Slab* 2.0 (garis hijau), tetapi lebih panjang dari model tersebut. Model *Slab* dari hasil studi ini hampir berhimpit dengan model *Slab* 2.0.



Gambar 4.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan C-C' yang melintasi wilayah Sumatra Barat dan sekitarnya. Garis hijau merupkan model *Slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi *Slab* dari hasil studi ini. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Penampang D-D' (Gambar 4.7) menunjukkan penampang seismisitas vertikal di wilayah Bengkulu, Sumatra Selatan dan Lampung. Aktivitas seismik yang terjadi mulai dari kedalaman 0 hingga mendekati kedalaman 400 km. Dari penampang seismisitas ini tampak bahwa sebaran hiposenter gempa mengikuti pola model *Slab* 2.0 (garis hijau) hingga mendekati kedalaman 200 km. Setelah 200 km, pola *Slab* mengalami koreksi dimana model *Slab* hasil studi ini sedikit lebih dangkal. Jika dibandingkan dengan wilayah NAD, Sumatra Utara dan Sumatra Barat, *Slab* yang menunjam di daerah ini tampak lebih panjang. Meskipun jika dibandingkan dengan model *Slab* 2.0, *Slab* dari hasil studi ini tampak lebih pendek.



Gambar 4.7 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan D-D' yang melintasi wilayah Bengkulu, Sumatra Selatan, Lampung dan sekitarnya. Garis hijau merupkan model *Slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi *Slab* dari hasil studi ini. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

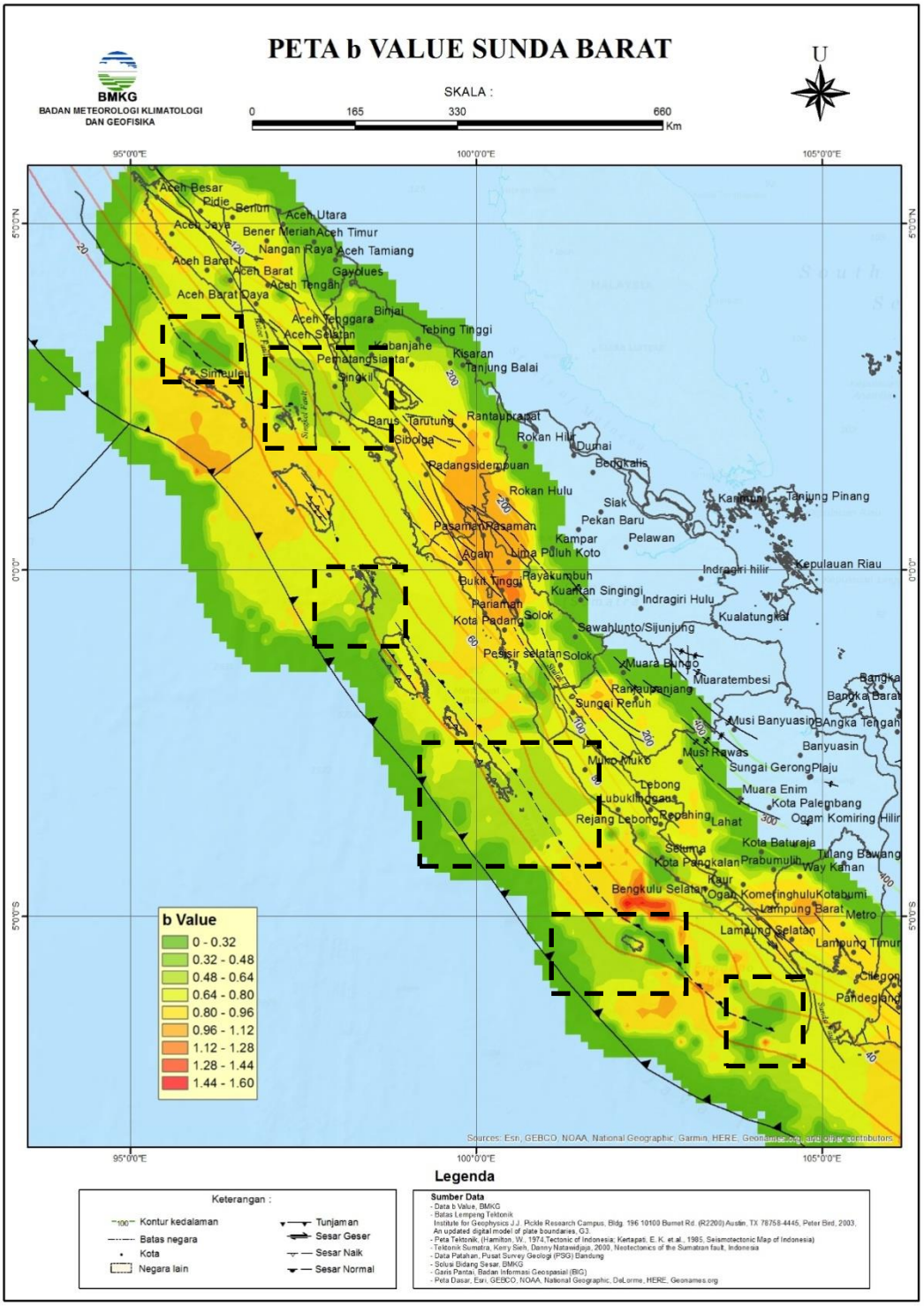
4.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sunda Barat

Magnitudo *Completeness* (Mc) di Wilayah Sunda Barat sebesar 4,7 dimana hasil penghitungan nilai b di wilayah Sunda barat menunjukkan terdapat enam zona dengan nilai b yang rendah, yaitu zona Pagai, Tanabala, segmen Renun, Simeulue, Enggano dan barat Ujung Kulon (Gambar 4.8). Enam zona tersebut dapat diduga sebagai zona peningkatan *stress* atau pengumpulan energi. Pengumpulan energi di zona Pagai, Tanabala, Simeulue, Enggano dan barat Ujung Kulon diduga terjadi akibat subduksi lempeng di kedalaman dangkal, sedangkan pengumpulan energi di zona segmen Renun diduga terjadi akibat penguncian batuan di segmen Renun. Adapun tiga zona dengan nilai b yang tinggi yaitu zona segmen Sianok, zona Nias, dan zona segmen Semangko. Tiga zona tersebut

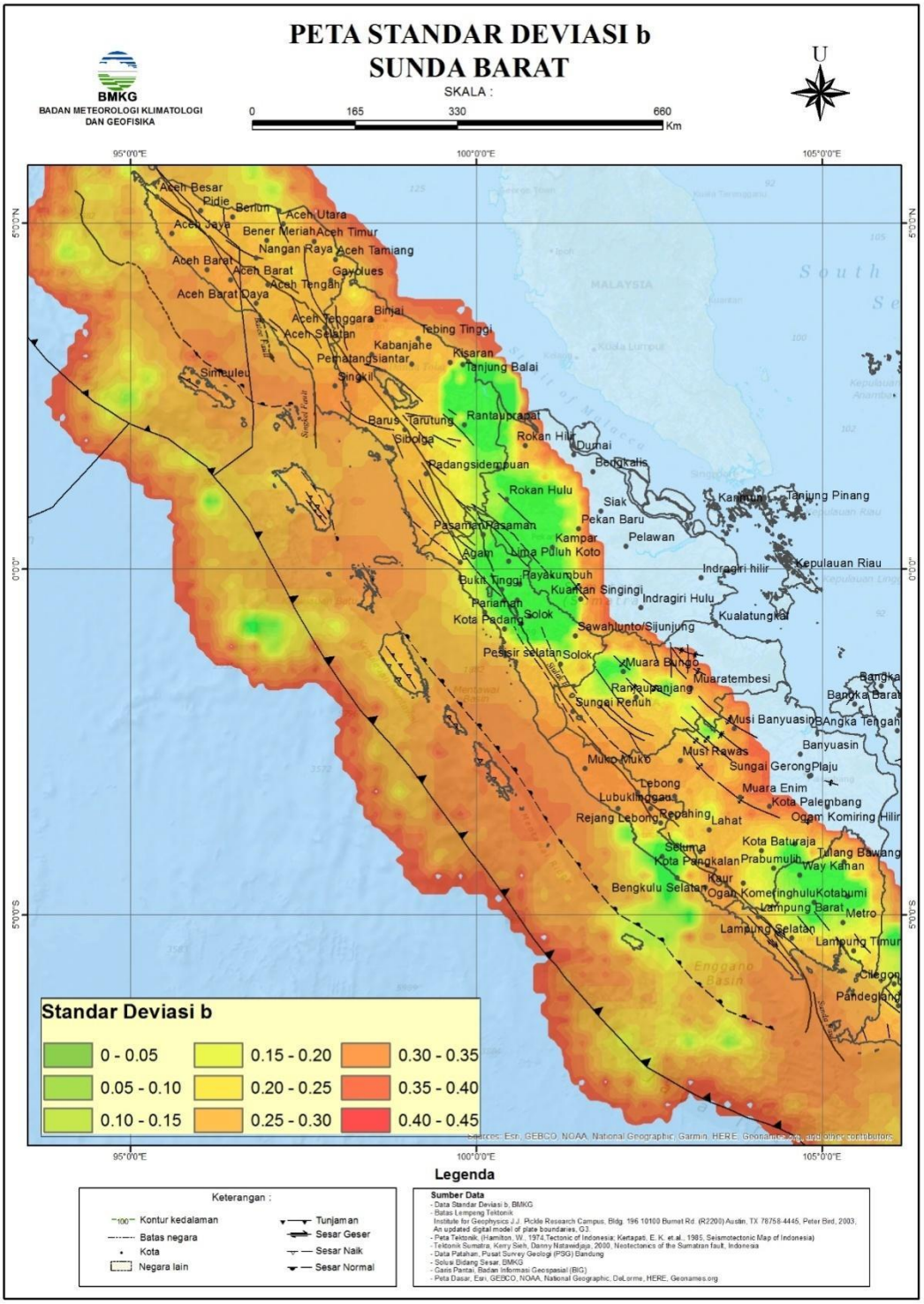
diidentifikasi sebagai zona yang telah melepaskan *stress*. Berdasarkan penghitungan nilai a (Gambar 4.10), tingkat aktivitas gempabumi di tiga zona tersebut memang tinggi. Nilai a pada empat zona duga peningkatan stress juga rendah. Penghitungan nilai b di hampir keseluruhan wilayah Sunda Barat memiliki nilai standar deviasi yang kecil, kecuali bagian barat daya Bengkulu (Gambar 4.9). Zona dengan standar deviasi yang cukup tinggi tidak dapat digunakan dalam interpretasi.

Hasil penghitungan estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 ditunjukkan oleh gambar 4.11. Periode ulang 5-10 tahun terjadi di sebagian besar wilayah zona subduksi. Segmen-segmen sesar besar Sumatra memiliki periode ulang yang relatif lama dibandingkan dengan wilayah zona subduksi, sebagian besar menunjukkan periode 25-50 tahun. Periode terlama terjadi di segmen Sianok, yang diestimasi dapat terjadi hingga 300-350 tahun. Begitu pula dengan segmen Semangko yang diestimasi dapat terjadi hingga 150-200 tahun.

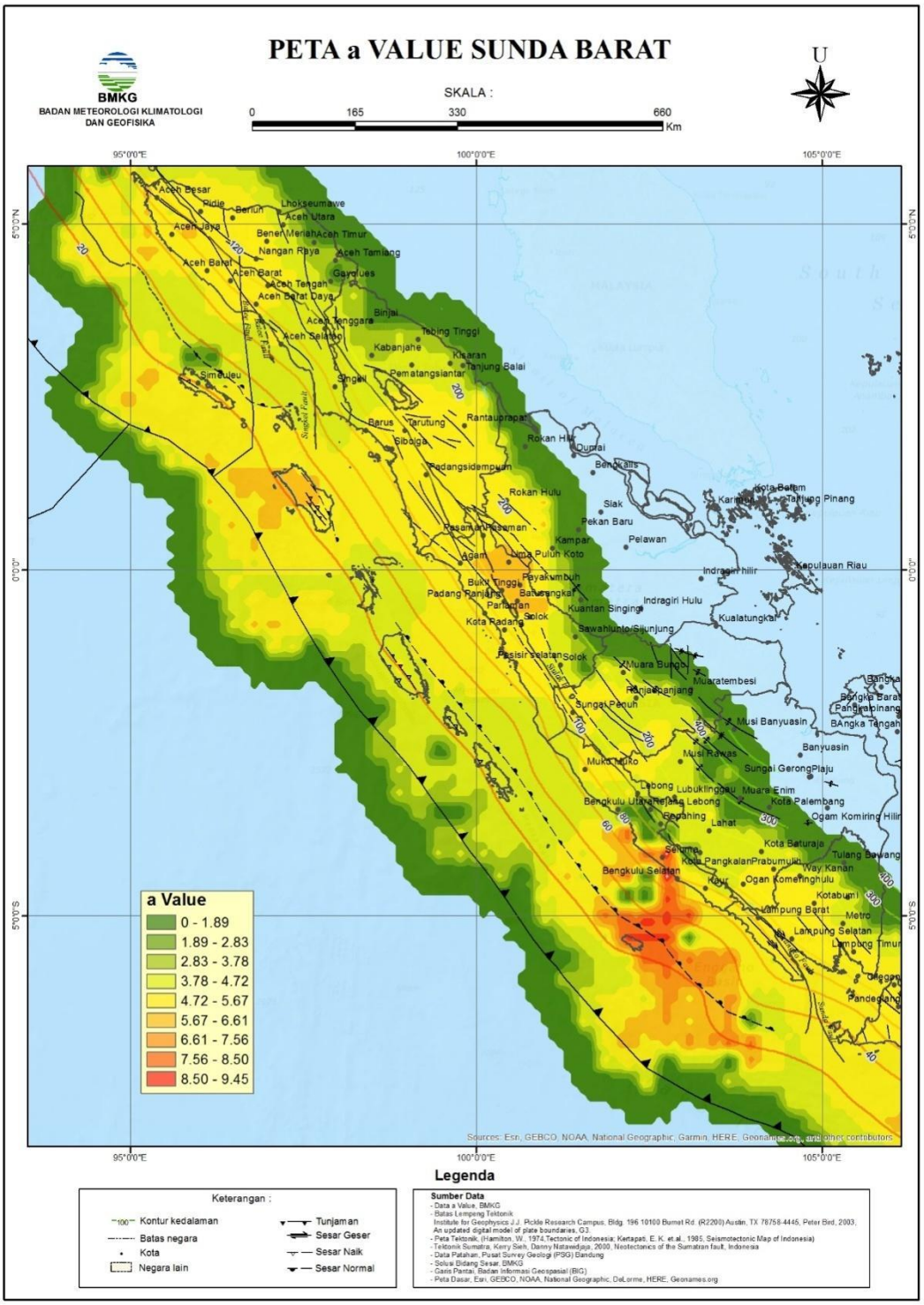
Nilai magnitudo *completeness* yang rendah terdapat di wilayah Sumatra Utara-Sumatera Barat (Gambar 4.12), yaitu antara Mw 3,0-3,5. Hal ini menunjukkan jaringan pada wilayah tersebut mampu mendeteksi kejadian-kejadian gempabumi kecil dengan baik.



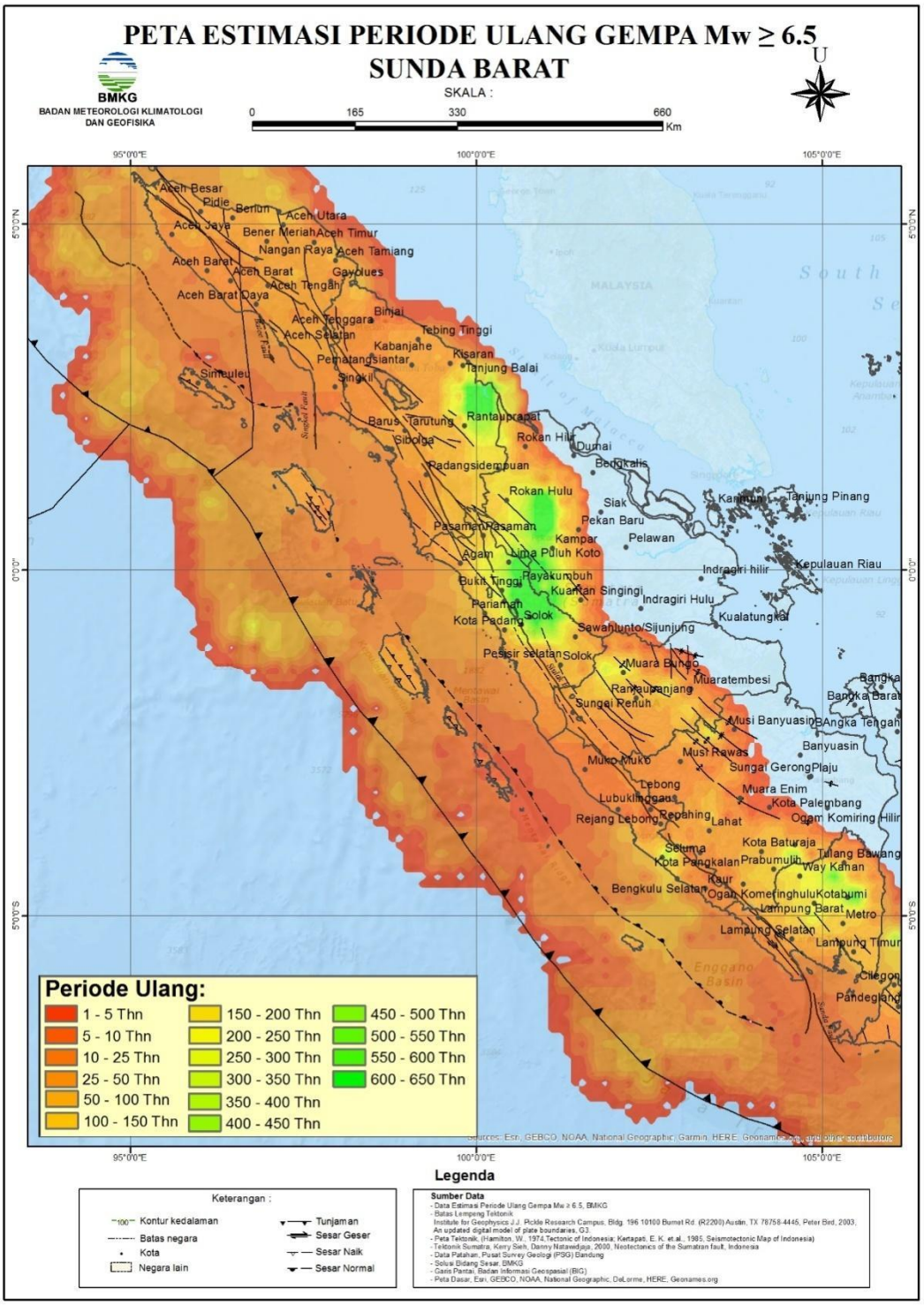
Gambar 4.8 Sebaran nilai b di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020. Kotak hitam dengan garis putus-putus merupakan area yang diinterpretasi.



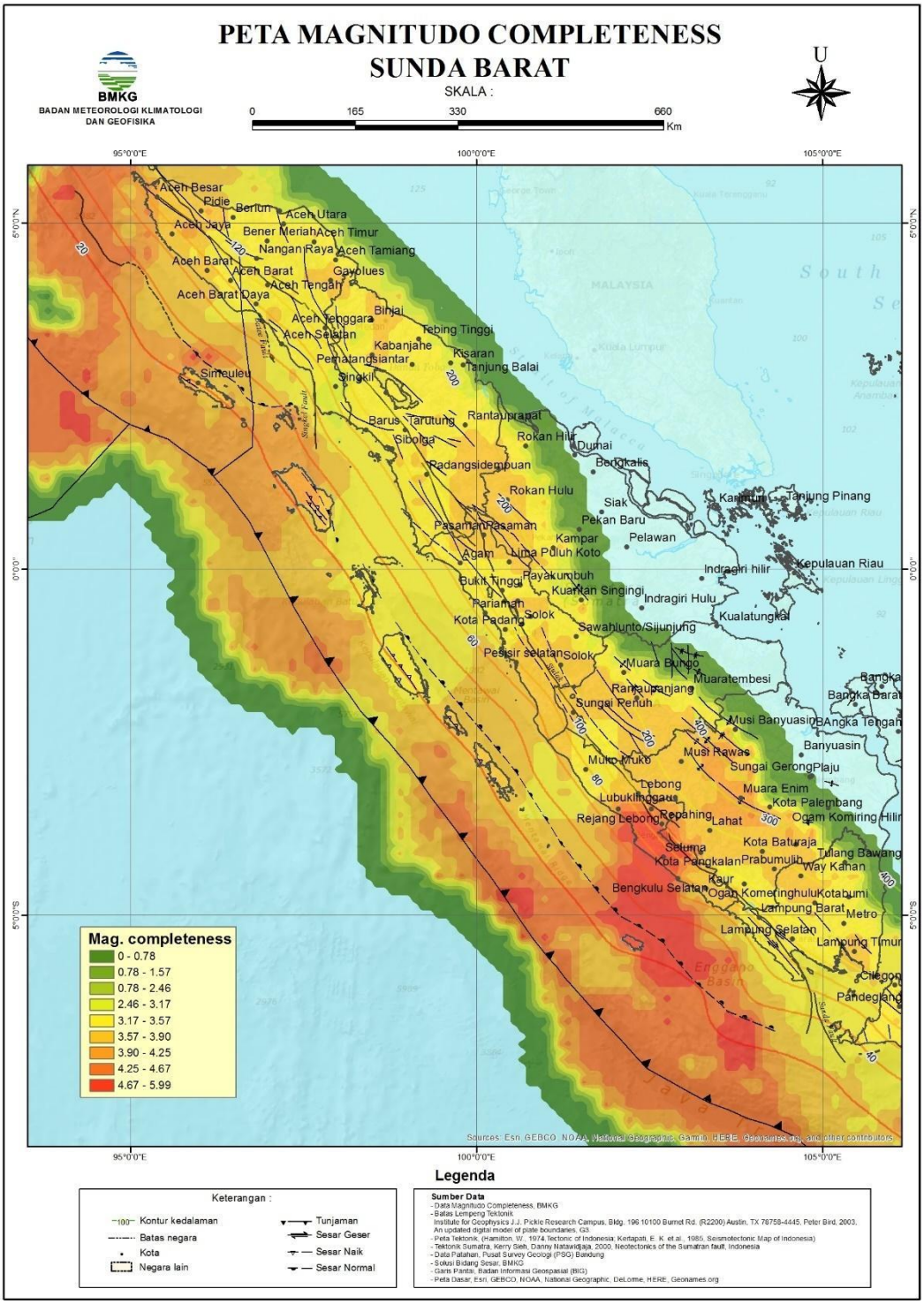
Gambar 4.9 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 4.10 Sebaran nilai a di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 4.11 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



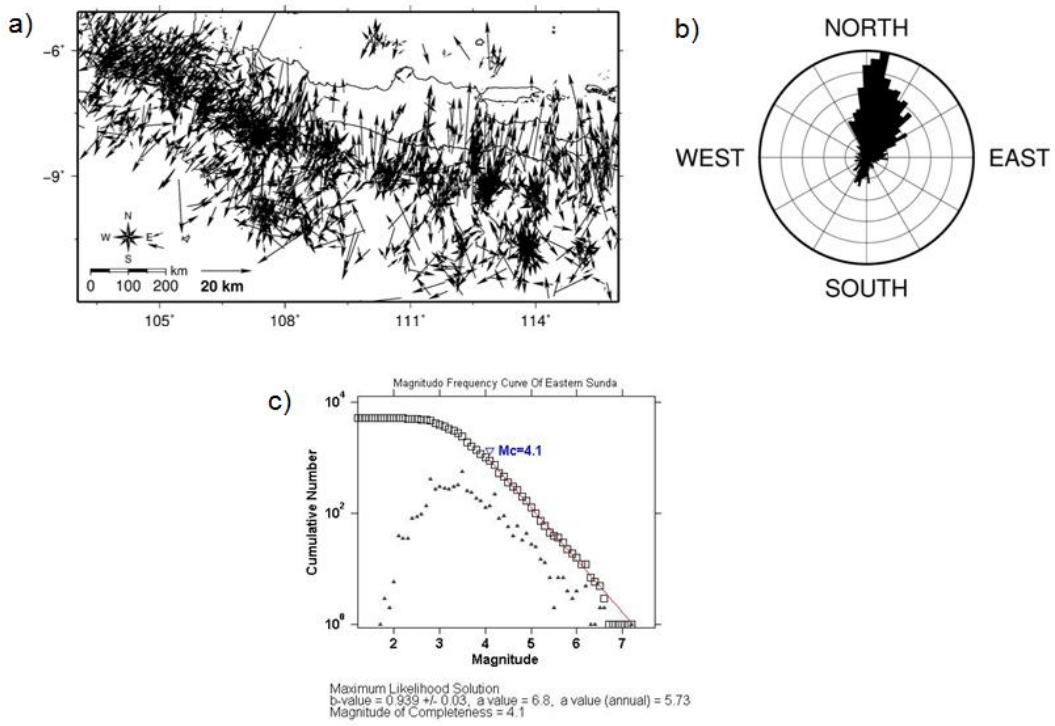
Gambar 4.12 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Sunda Barat berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

BAB 5
SUNDA TIMUR

Wilayah tektonik Sunda Timur terdiri dari wilayah Pulau Jawa hingga Pulau Bali. Tektonik regional Pulau Jawa terutama di kontrol oleh zona subduksi tegak lurus antara Lempeng Samudera Hindia dan Lempeng Kontinen Eurasia di selatan Pulau Jawa (Bock dkk., 2003). Proses subduksi menyebabkan terjadinya gempa-gempa pada bidang antarmuka subduksi dan intra-lempeng. Dampak dari subduksi pada Pulau Jawa menyebabkan terjadinya sesar-sesar lokal di daratan Pulau Jawa diantaranya: Sesar Cimandiri, Sesar Lembang, Sesar Baribis, Sesar Citanduy dan Sesar Opak. Beberapa ahli juga berpendapat adanya sesar Kendeng yang berarah barat-timur di kawasan pantai utara Jawa Tengah hingga Jawa Timur (Smyth dkk., 2008). Beberapa kejadian gempabumi *swarm* juga pernah terjadi di wilayah Jawa Timur (Santoso dkk., 2018).

5.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Sunda Timur

Pada arah horisontal hiposenter hasil relokasi umumnya bergeser ke arah utara dari titik sebelumnya Gambar 5.1. Posisi stasiun yang mayoritas berada di sebelah utara kemungkinan besar menjadi faktor penyebab utamanya. Hasil ini juga kemungkinan besar berkaitan dengan arah gaya subduksi yang berarah utara di wilayah tersebut (Bock dkk., 2003).

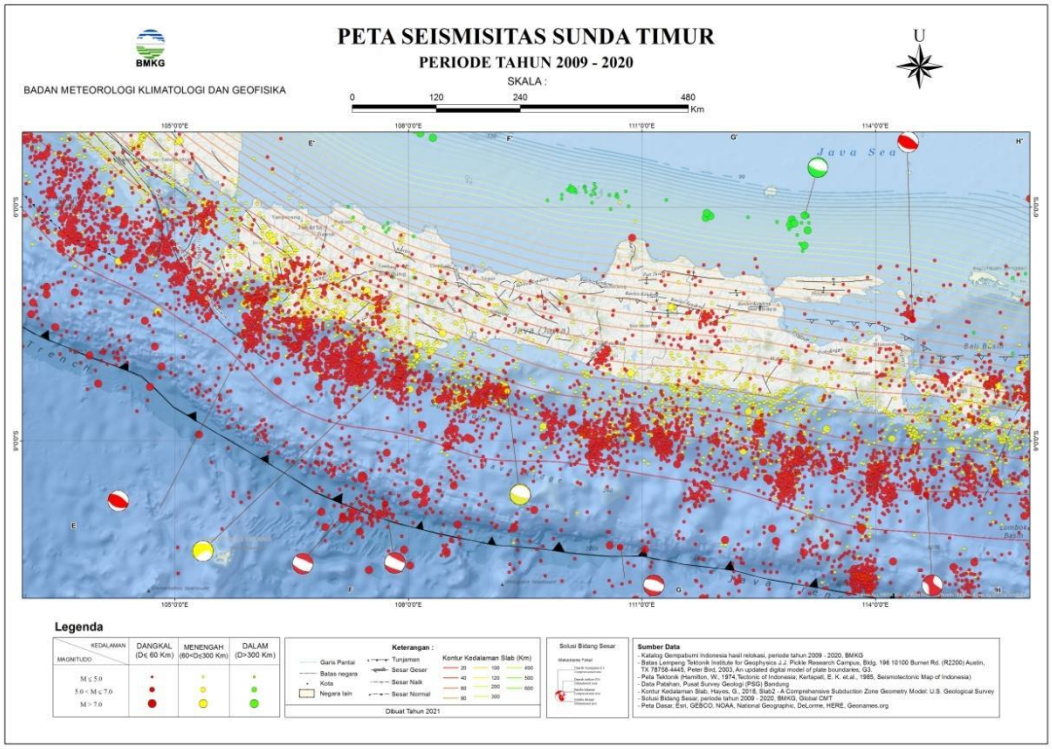


Gambar 5.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Sunda Timur (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,1 (c).

Peta seismotektonik hasil relokasi hiposenter ditunjukkan pada Gambar 5.2. Pada peta tersebut tampak kluster-kluster hiposenter yang tersebar di beberapa lokasi. Gempabumi kedalaman dangkal (< 60 km) umumnya tersebar di antara pantai selatan Jawa dan Bali hingga palung samudra. Beberapa kluster kecil terdapat di daratan Pulau Jawa yaitu di sepanjang jalur Sesar Cimandiri, Sesar Garut Selatan, Sesar Opak dan di selatan Bojonegoro atau di utara Nganjuk. Sementara itu terdapat pula kluster kecil di Selat Sunda di sekitar Gunung Anak Krakatau, di timur Pulau Madura dan di Timur laut Bali, tepatnya 20 km di utara Gunung Agung.

Gempabumi kedalaman menengah (antara 60-300 km) umumnya tersebar dari mulai laut selatan Jawa hingga di bawah Pulau Jawa. Gempabumi dalam (lebih dari 300 km) terjadi pada bagian dalam lempeng yang menunjam di bawah Laut Jawa. Gempa-gempa ini terjadi di antara Karawang dan Indramayu, di utara Demak, Kudus dan Jepara, serta di utara Pulau Madura. Berdasarkan penyebabnya beberapa kluster gempabumi tersebut disebabkan oleh gempabumi subduksi,

gempabumi intra-lempeng dan gempabumi akibat sesar-sesar lokal di daratan Pulau Jawa.

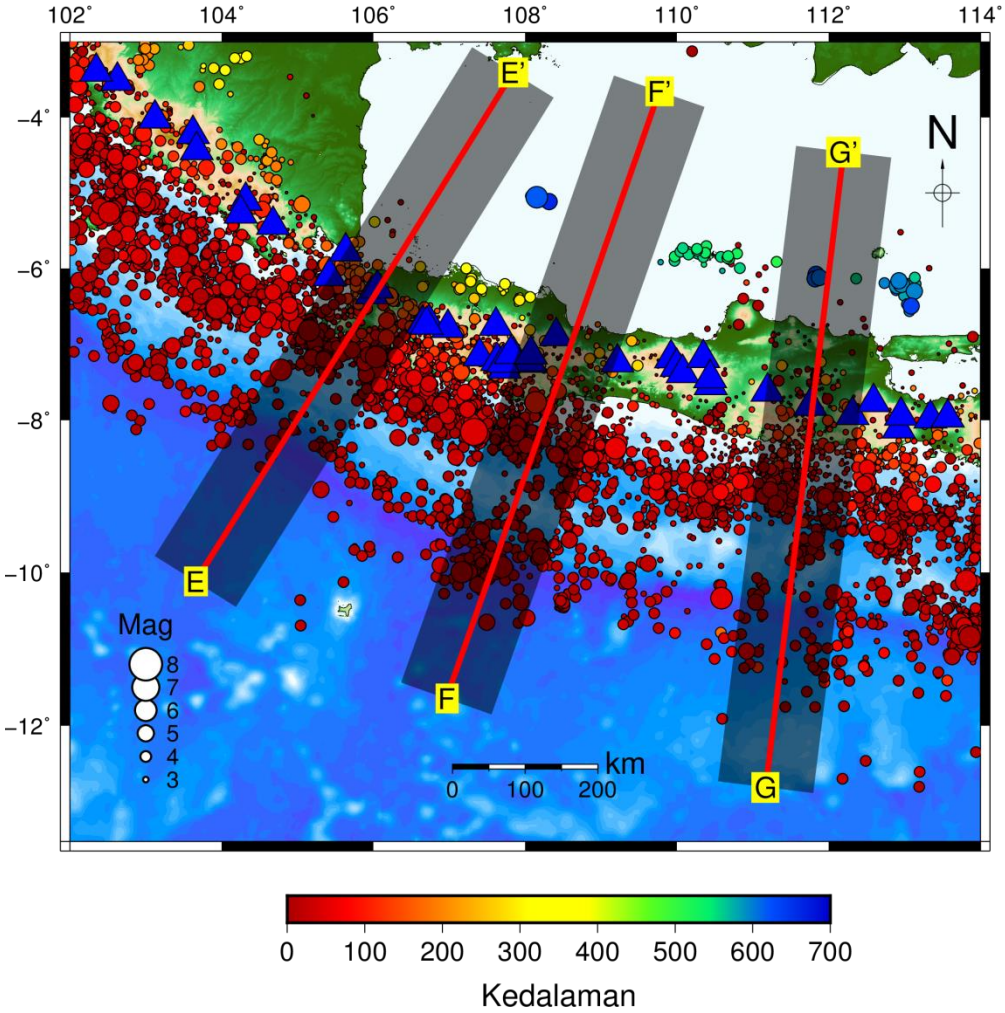


Gambar 5.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Sunda Timur. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5.

Gempabumi berkedalaman menengah (60-300 km) hingga dalam (lebih dari 300 km) umumnya dikontrol oleh aktivitas pergeseran di zona antarmuka subduksi (*slab interface*). Gempabumi berkedalaman dangkal (kurang dari 60 km) selain disebabkan oleh aktivitas antarmuka zona subduksi juga disebabkan oleh aktivitas sesar-sesar lokal. Selain pergeseran di zona antarmuka, beberapa gempabumi merupakan gempabumi *intraplate*, yaitu gempabumi yang terjadi karena pergeseran di dalam sebuah lempeng. Salah satunya adalah gempabumi Tasikmalaya 2 September 2009 yang terjadi di dalam lempeng Samudera di lepas pantai selatan Tasikmalaya. Gempa ini dirasakan di seluruh Jawa Barat hingga Jakarta.

5.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Sunda Timur

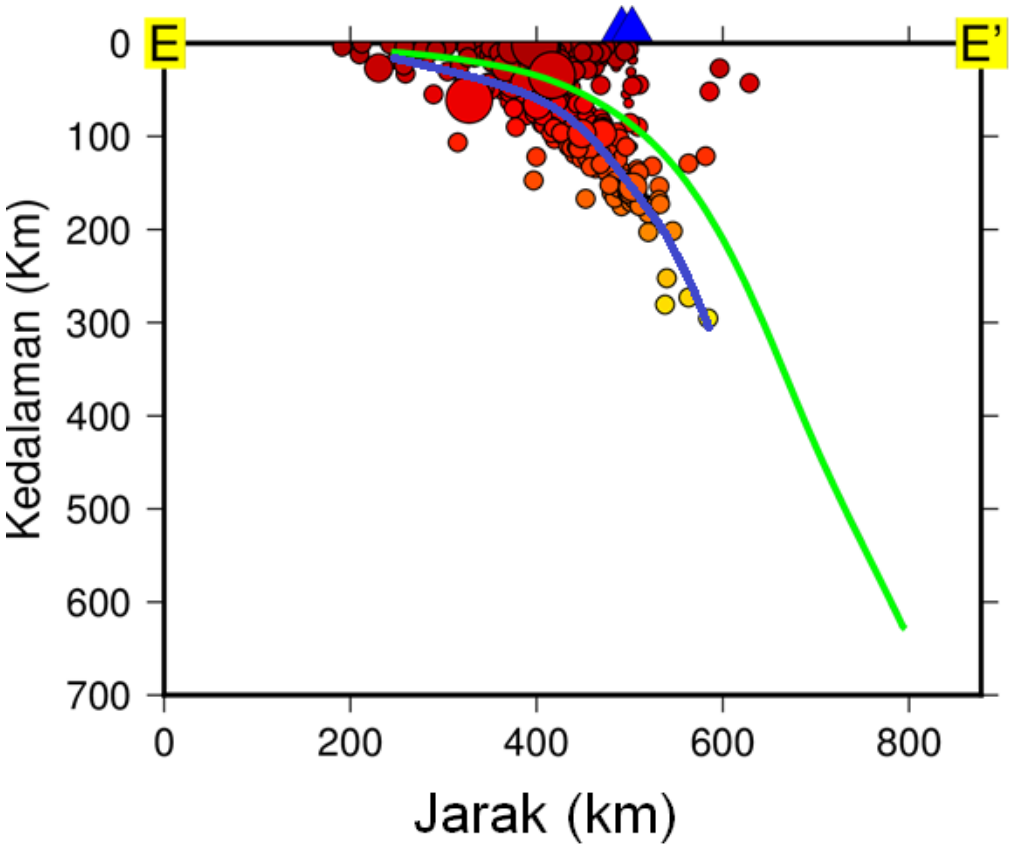
Dari peta seismisitas di atas dibuat beberapa penampang sehingga tampak pola seismisitas pada arah utara selatan dan kedalaman. Gambar 5.3 garis merah adalah lintasan penampang melintang seismisitas Sunda Timur yaitu E-E', F-F' dan G-G'.



Gambar 5.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di Wilayah Sunda Timur.

Penampang E-E'(Gambar 5.4) meliputi sebagian wilayah Jawa Barat dan Selat Sunda. Pada penampang ini tampak bahwa aktivitas seismik terjadi pada jarak penampang 200-600 km dan kedalaman 0 hingga 300 km. Aktivitas seismik pada zona ini sebagian besar diakibatkan oleh aktivitas subduksi. Garis hijau adalah model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2012). Tampak bahwa pola seismisitas sedikit lebih menukik dibandingkan dengan model slab 2.0. Hal ini menunjukkan adanya gejala *slab rollback*. Data seismisitas juga menunjukkan bahwa lempeng yang

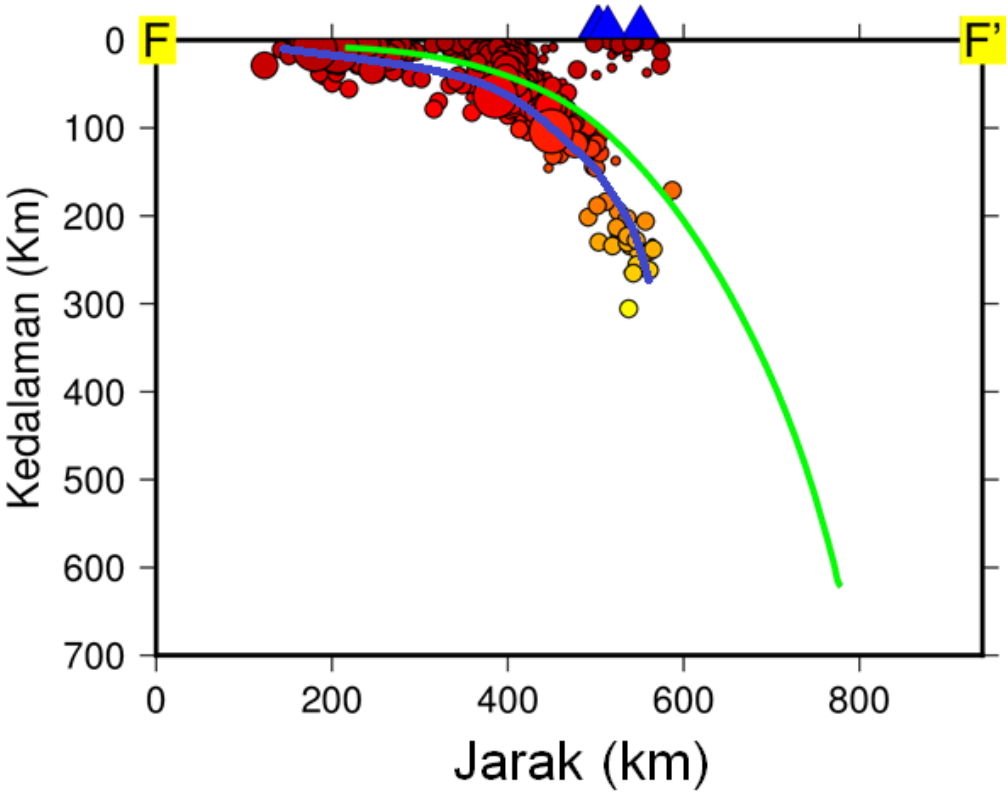
tersubduksi hanya sampai pada kedalaman 300 km. Berbeda dengan model slab dimana subduksi yang terjadi lebih dalam. Pada penampang juga tampak adanya kluster gempa-gempa kecil yang terletak tepat di bawah Krakatau. Hal ini terjadi mulai kedalaman 0 hingga 100 km.



Gambar 5.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan E-E'. Garis hijau merupakan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi *slab* dari hasil studi ini. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Penampang F-F' (Gambar 5.5) meliputi wilayah Jawa Tengah dan Yogyakarta. Aktivitas seismik terjadi pada jarak penampang 100-600 km dan kedalaman 0 hingga 300 km. Aktivitas seismik yang terjadi berkaitan dengan zona subduksi di selatan Jawa. Model subduksi dari *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018) digambarkan dengan garis hijau. Tampak bahwa pola seismisitas sedikit lebih menukik dibandingkan dengan model slab 2.0. Lempeng yang tersubduksi hanya sampai pada kedalaman 300 km sementara model slab tampak lebih dalam. Pada

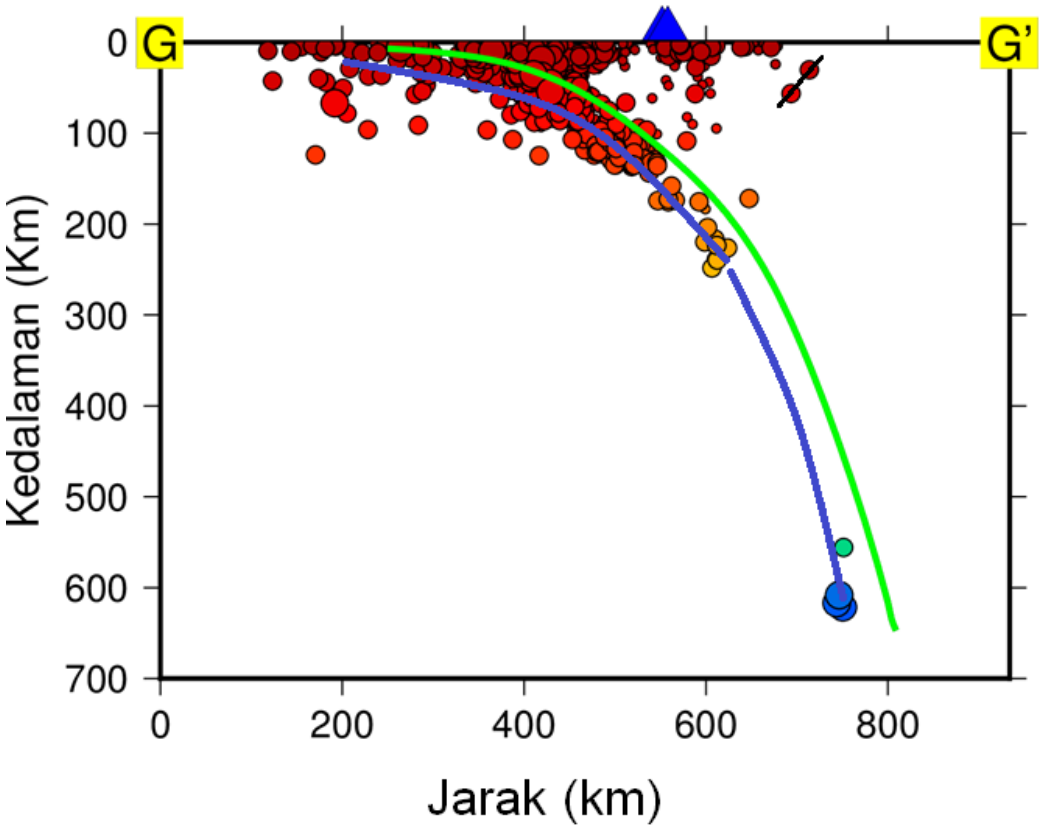
penampang juga tampak adanya kluster gempa-gempa kecil yang terletak di sekitar kompleks gunung berapi. Kluster gempa ini sebetulnya tidak berkaitan dengan vulkanisme tetapi merupakan aktivitas gempa yang disebabkan oleh aktivitas Sesar Opak. Seismisitas dari sesar Opak ini hanya berada pada kedalaman kurang dari 40 km.



Gambar 5.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan F-F'. Garis hijau merupkan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi *slab* dari hasil studi ini. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Penampang G-G' (5.6) meliputi wilayah Jawa Timur. Aktivitas seismik terjadi pada jarak penampang 100-700 km dan kedalaman 0 hingga 700 km. Aktivitas seismik yang terjadi berkaitan dengan zona subduksi di selatan Jawa. Model subduksi *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018) digambarkan dengan garis hijau. Sementara itu garis biru menggambarkan model subduksi yang sudah disesuaikan dengan pola seismisitas hasil relokasi. Tampak bahwa model *slab* 2.0 tidak jauh berbeda dengan pola subduksi dari pola seismisitas yang dihasilkan, tetapi garis

model slab dari studi seismisitas ini tampak lebih dalam. Zona seismik di bawah gunung berapi adalah gempa-gempa yang disebabkan oleh aktivitas vulkanik atau sesar aktif di wilayah Jawa Timur. Sementara itu terdapat 2 gempa di bagian paling kanan penampang G-G' yang disebabkan oleh aktivitas sesar di utara wilayah tersebut.



Gambar 5.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan G-G'. Garis hijau merupkan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru merupakan model koreksi *slab* dari hasil studi ini.Garis hitam adalah perkiraan bidang sesar di utara wilayah tersebut. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Secara umum aktivitas seismik di zona subduksi selatan Jawa terjadi pada kedalaman 0 hingga 300 km di sekitar Banten-Jawa Tengah dan kedalaman 0 hingga 700 km di wilayah Jawa Tengah-Jawa Timur. Hal ini didukung oleh tomogram yang menunjukkan bahwa *slab* yang menunjam di selatan Jawa hanya sampai kedalaman sekitar 300 km (Widiyantoro dan Van der Hilst, 1996). Pada tomogram tersebut tampak bahwa *slab* terputus. Sisa *slab* yang terputus telah masuk sampai kedalaman lebih dari 400 km. Adapun seismisitas yang terjadi pada

kedalaman 500-600 km adalah sejumlah gempabumi yang terjadi pada sisa *slab* yang telah lepas tersebut.

5.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sunda Timur

Nilai Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sunda Timur sebesar 4,1 dimana hasil penghitungan nilai b di wilayah Sunda Timur ditunjukkan oleh gambar 5.8. Peta sebaran nilai b tersebut mengindikasikan adanya enam zona dengan nilai b yang rendah. Zona dengan nilai b rendah tersebut berada di barat daya selat Sunda, di sekitar segmen sesar Lembang, di sekitar Kebumen, di sekitar sesar Kendeng, dan di sekitar Bali. Peningkatan *stress* diindikasikan terjadi di keenam zona tersebut.

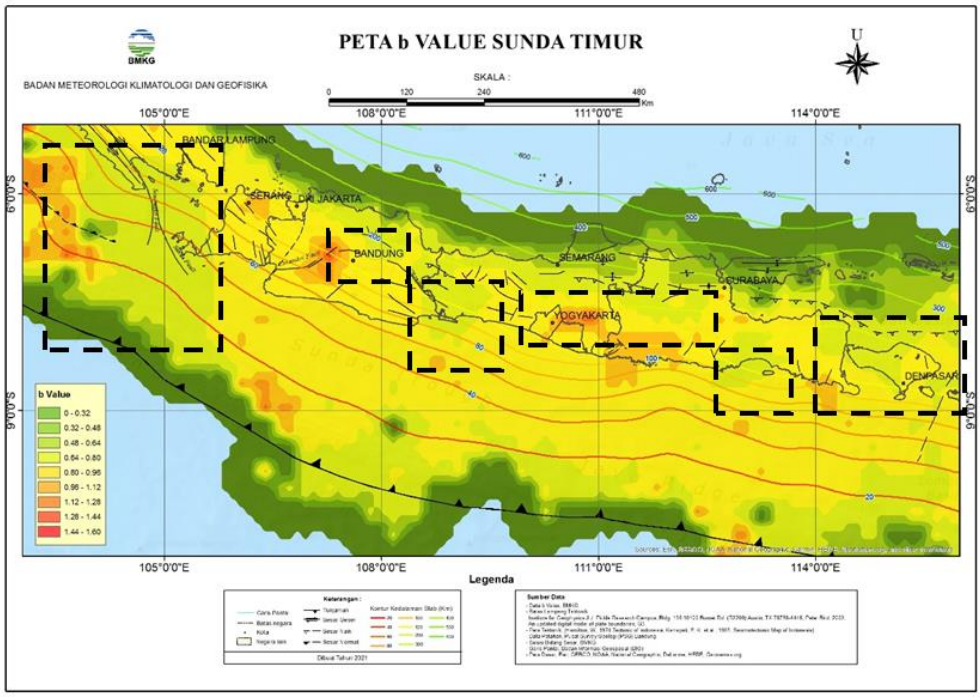
Peningkatan *stress* di zona barat daya selat Sunda diduga terjadi akibat subduksi yang didukung oleh adanya transisi sudut penunjaman subduksi di lokasi tersebut, dari sudut landai (barat Sumatra) ke sudut curam (selatan Jawa). Peningkatan *stress* di sekitar Bali diduga terjadi akibat perpaduan antara dorongan subduksi dari selatan dan *back arc thrust* dari utara. Peningkatan *stress* di sekitar Kebumen diduga terjadi akibat dorongan-dorongan dari aktivitas sesar lokal di sekitarnya.

Penguncian batuan di sesar Lembang dan Kendeng diduga penyebab utama peningkatan *stress* di kedua zona tersebut. Hasil penghitungan nilai a yang ditunjukkan oleh Gambar 5.10 mengkonfirmasi bahwa aktivitas seismik di kelima zona tersebut cukup senyap. Hal itu ditunjukkan oleh nilai a yang rendah di kelima zona. Adapun nilai b yang cukup tinggi tampak terjadi di zona sesar Opak, segmen sesar Cimandiri, dan ujung timur *back arc thrust* Bali. Nilai b yang tinggi mengindikasikan kondisi yang cukup stabil di ketiga zona tersebut. Gambar 5.9 menunjukkan standar deviasi nilai b yang dominan rendah di wilayah Sunda Timur, sehingga hasil penghitungan nilai b di wilayah ini dapat diinterpretasikan dengan baik.

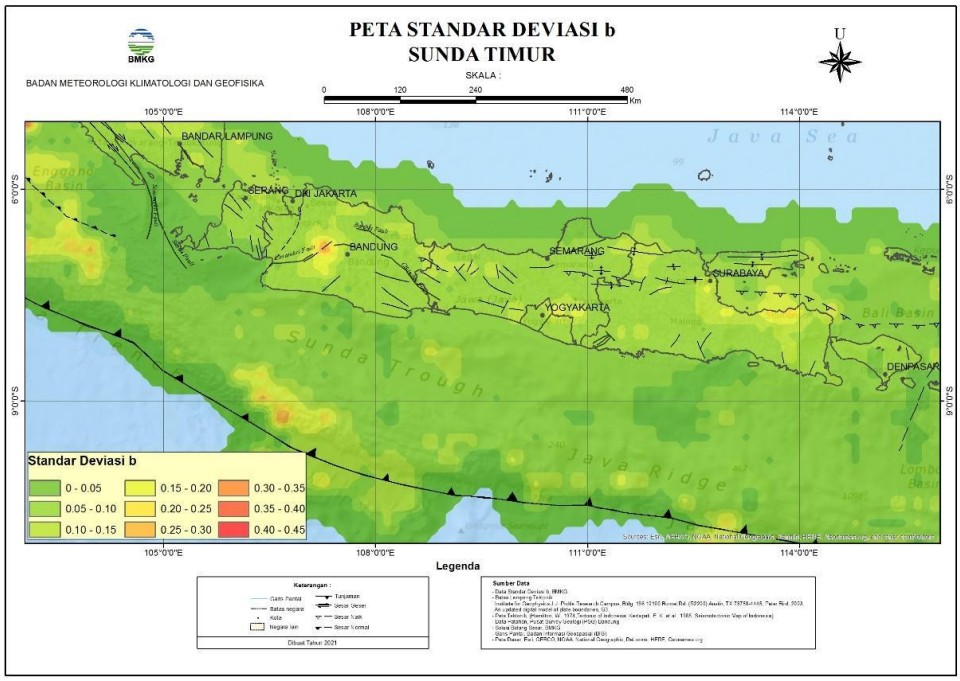
Hasil penghitungan estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 (Gambar 5.11) menunjukkan wilayah zona subduksi memiliki periode ulang dominan pada kisaran 25-50 tahun, utamanya tersebar di selatan Jawa Tengah–Jawa Timur.

Subduksi selatan Jawa Barat, selatan Banten, sebagian kecil selatan Malang, dan selatan Bali memiliki periode estimasi periode ulang 10-25 tahun. Estimasi periode ulang paling pendek untuk wilayah subduksi didapatkan di barat daya selat Sunda dengan nilai 5-10 tahun. Estimasi periode ulang untuk sesar-sesar di daratan dominan menunjukkan estimasi periode ulang selama 100-150 tahun. Estimasi periode yang lebih pendek terdapat di sesar Lembang dan sesar Cimandiri yang menunjukkan periode ulang sekitar 50-100 tahun. Hal yang menarik ditemukan di zona sekitar Kebumen, meski hasil penghitungan menunjukkan nilai b yang rendah, estimasi periode ulang menunjukkan estimasi periode yang lama yaitu hingga 400-450 tahun. Zona sesar Opak dan ujung timur. Zona *back arc thrust* Bali tampak cukup stabil. Hal itu ditunjukkan oleh nilai b yang tinggi dan estimasi periode yang lama, hingga 400-450 tahun.

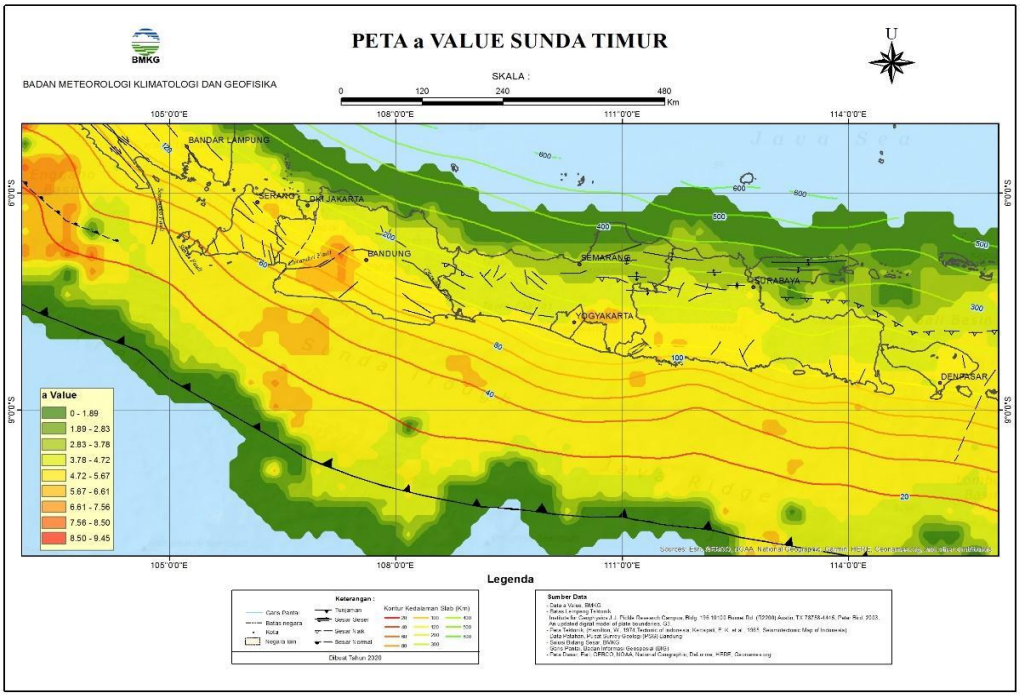
Berdasarkan peta magnitudo *completeness* yang ditunjukkan oleh gambar 5.12, tampak bahwa jaringan seismik di wilayah Jawa Barat-Jawa Timur didominasi oleh magnitudo 3,0-3,5. Adapun di sekitar Banten didominasi oleh magnitudo 3.5-4.0. Hal tersebut menunjukkan kemampuan jaringan seismik di sekitar Sunda Timur cukup dalam mendeteksi gempa-gempa kecil.



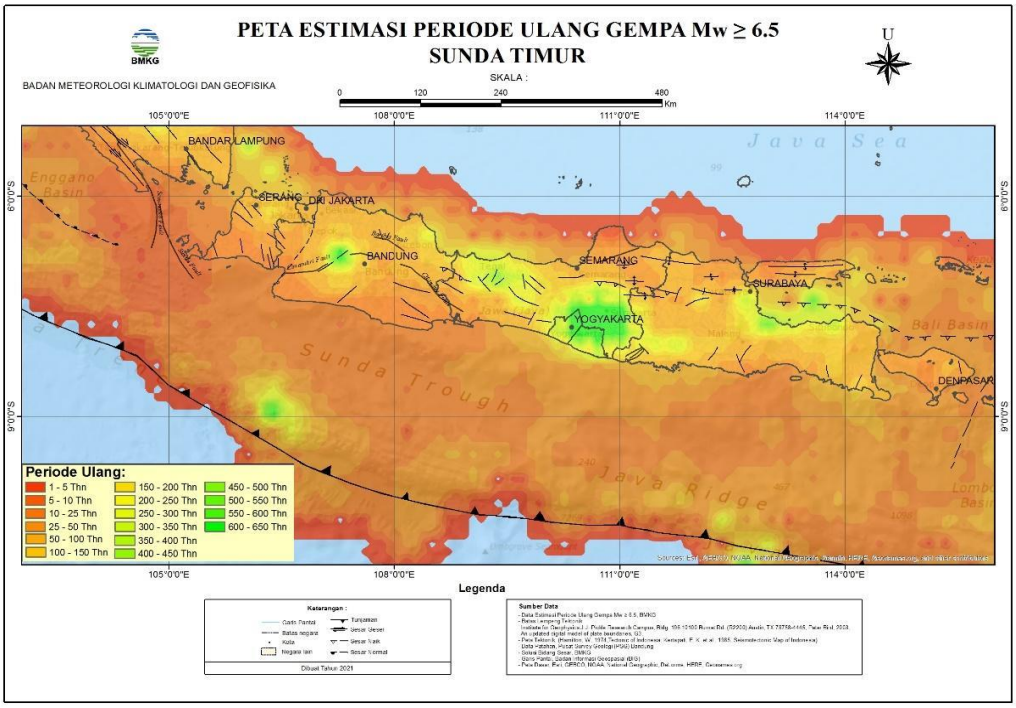
Gambar 5.7 Sebaran nilai b di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020. Kotak hitam dengan garis putus-putus merupakan area yang diinterpretasi.



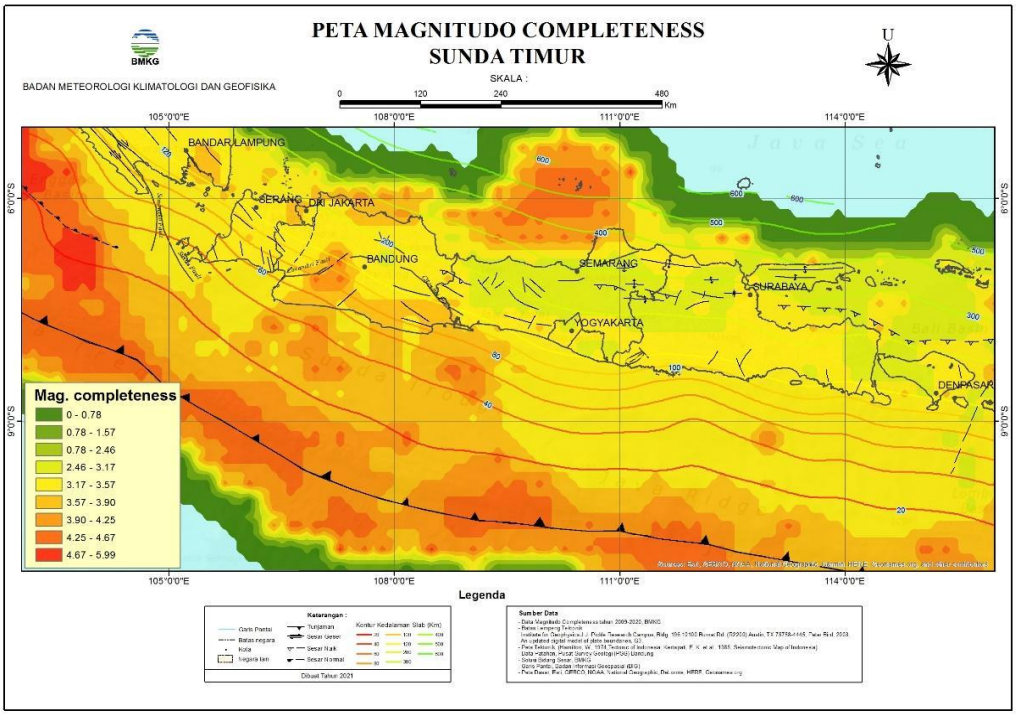
Gambar 5.8 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 5.9 Sebaran nilai a di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 5.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



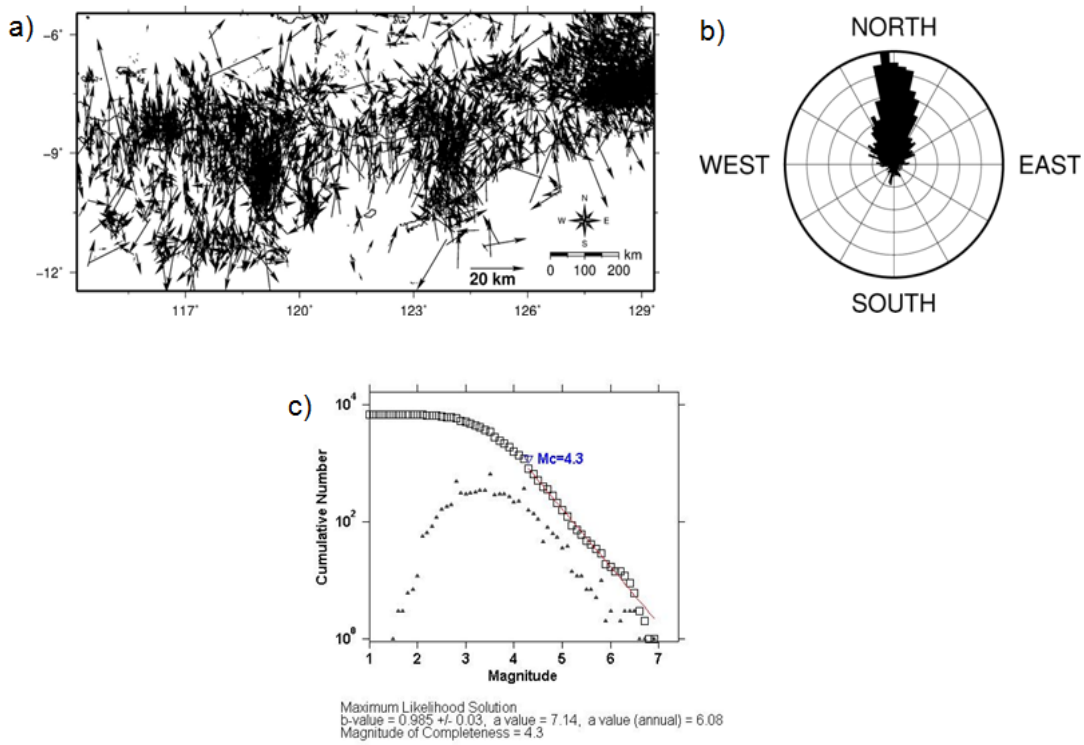
Gambar 5.11 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Sunda Timur berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

BAB 6
NUSA TENGGARA DAN SEKITARNYA

Wilayah Nusa Tenggara merupakan wilayah dengan kondisi tektonik yang aktif. Wilayah ini diapit oleh dua sumber gempa, yaitu subduksi dari selatan dan sesar naik belakang busur di utaranya. Seringkali disebut sebagai daerah transisi Sunda-Banda dimana terjadi perubahan gaya tektonik dari subduksi ke kolisi (Syuhada dkk., 2016). Bagian barat Nusa Tenggara didominasi oleh gaya-gaya dari subduksi, sementara bagian timurnya dipengaruhi oleh gaya-gaya kolisi. Hal ini menghasilkan pola seismisitas yang berbeda antara bagian barat dan timurnya.

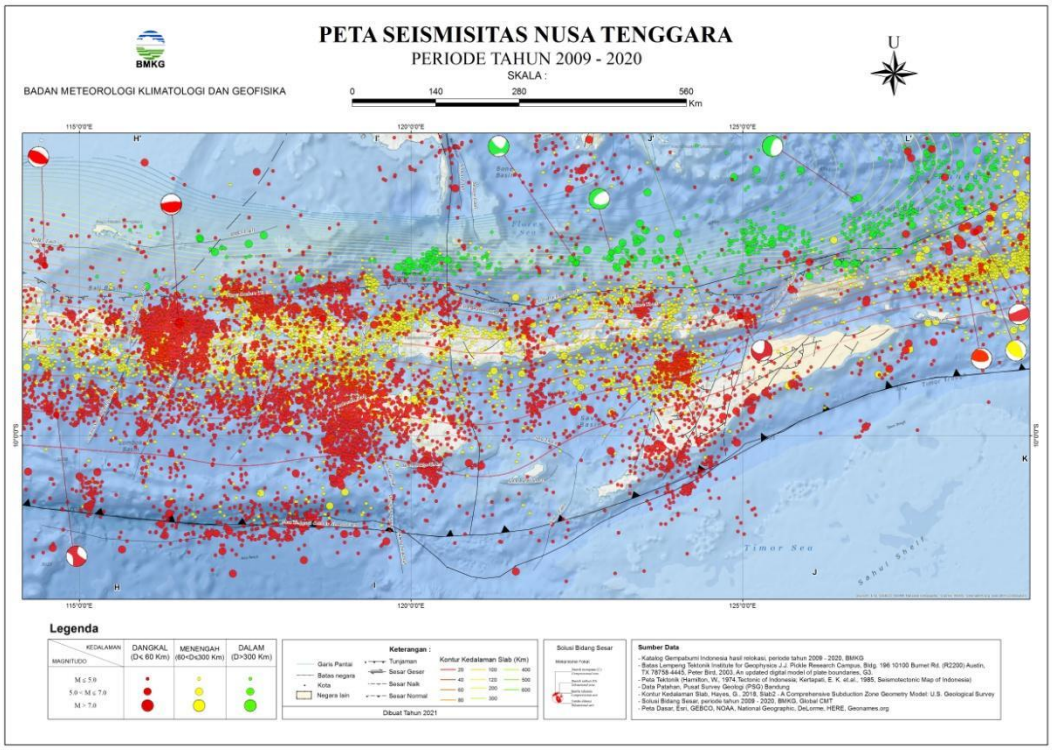
6.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Nusa Tenggara dan Sekitarnya

Episenter hasil relokasi hiposenter bergerak dominan ke arah utara sebagaimana terlihat pada Gambar 6.1. Pergerakan ke arah tersebut kemungkinan disebabkan oleh faktor konfigurasi stasiun dan adanya anomali kecepatan 3-D yang digunakan untuk perhitungan relokasi hiposenter (Pesicek dkk., 2010) serta faktor gaya tektonik dari zona subduksi yang dominannya menuju arah utara.



Gambar 6.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,3 (c).

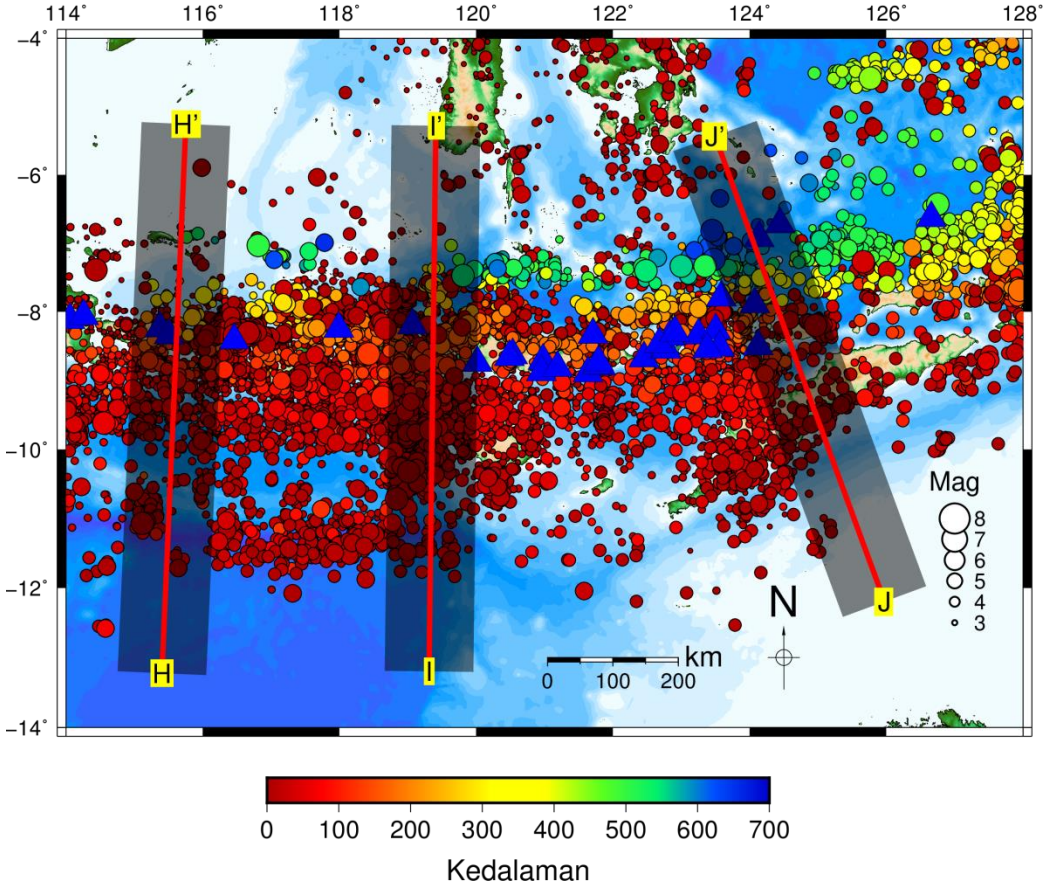
Peta seismotektonik hasil relokasi hiposenter ditunjukkan pada Gambar 6.2. Pada peta tersebut tampak kluster-kluster hiposenter yang tersebar di beberapa lokasi diantaranya: di sekitar palung subduksi, di selatan Pulau Nusa Tenggara hingga bagian barat Pulau Sumba, dan di utara mengikuti jalur sesar naik belakang busur. Gempabumi kedalaman dangkal (< 60 km) umumnya tersebar di seluruh bagian Kepulauan Nusa Tenggara. Gempabumi kedalaman menengah (antara 60-300 km) berada tepat di bawah Kepulauan Nusa Tenggara. Gempabumi dalam (lebih dari 300 km) umumnya tersebar lebih ke utara Kepulauan Nusa Tenggara.



Gambar 6.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M $\geq$ 6,5.

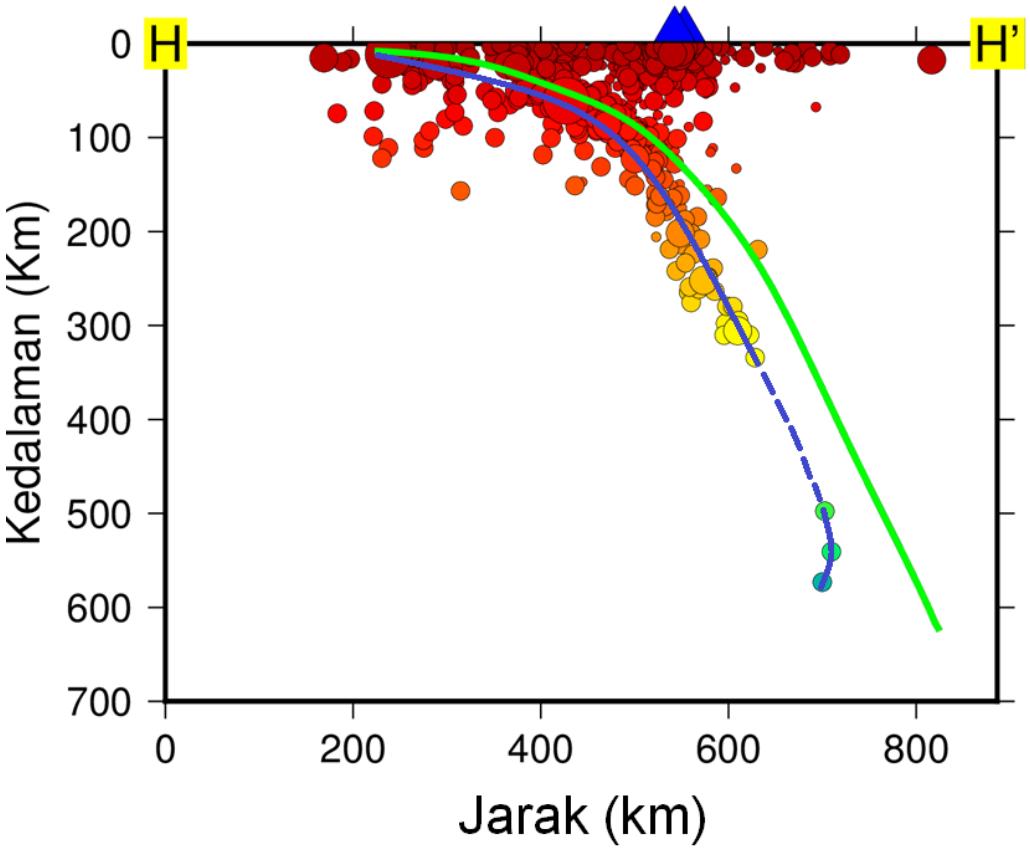
6.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Nusa Tenggara dan Sekitarnya

Dari peta seismisitas di atas dibuat beberapa penampang sehingga didapatkan pola seismisitas arah vertikal pada lintasan tegak lurus zona subduksi (Gambar 6.3). Penampang H-H’ memotong pada arah utara–selatan wilayah Pulau Bali dan Lombok. Penampang I-I’ memotong utara-selatan meliputi sebagian wilayah NTT termasuk Pulau Sumba, dan Sulawesi Selatan. Penampang J-J’ memotong barat laut-tenggara meliputi wilayah Pulau Timor, Pulau Alor dan Sulawesi Tenggara.



Gambar 6.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut.

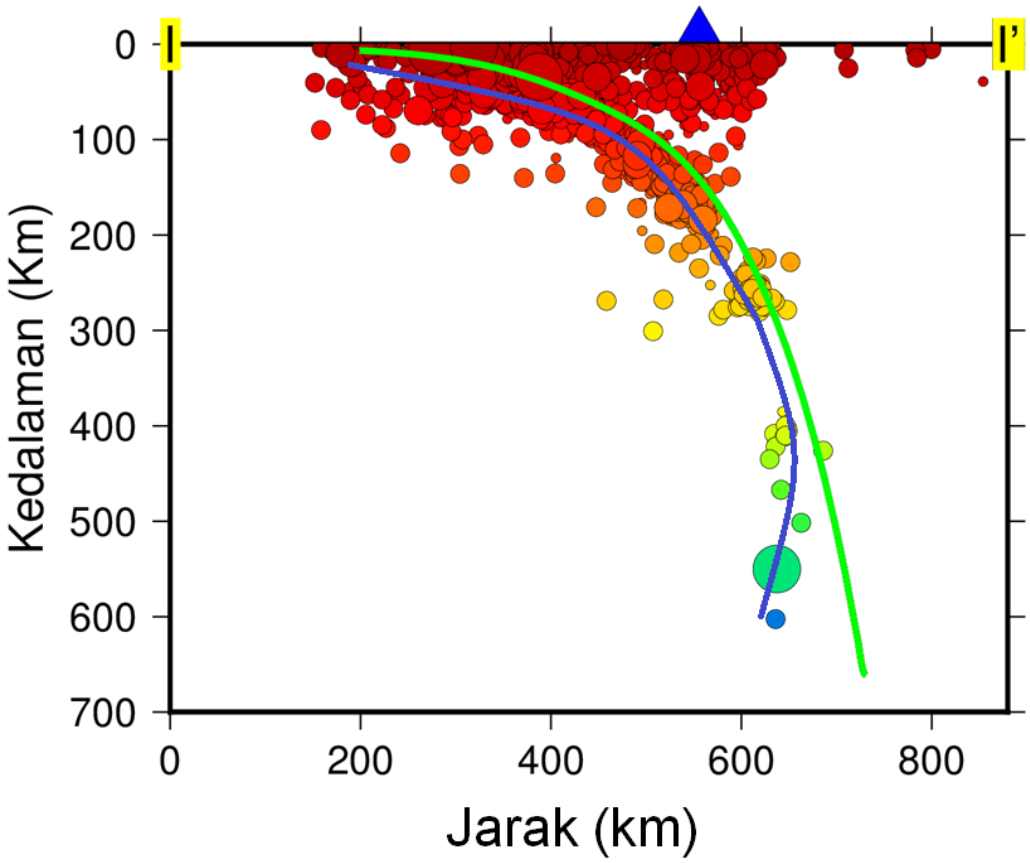
Penampang H-H' (Gambar 6.4) menunjukkan aktivitas seismik di wilayah sekitar Pulau Bali dan Lombok. Seismisitas terjadi pada kedalaman dangkal hingga 600 km. Interpolasi lempeng dari sebaran seismisitas tampak lebih dalam dan curam dibandingkan model Slab 2.0. Pada kedalaman 500-600 km tampak adanya gejala *roll back* pada lempeng. Seismisitas di sekitar Gunung api selain berkaitan dengan vulkanisme Gunung Agung dan Gunung Rinjani, juga diakibatkan oleh aktivitas Flores *back arc thrust* di utara kedua pulau tersebut.



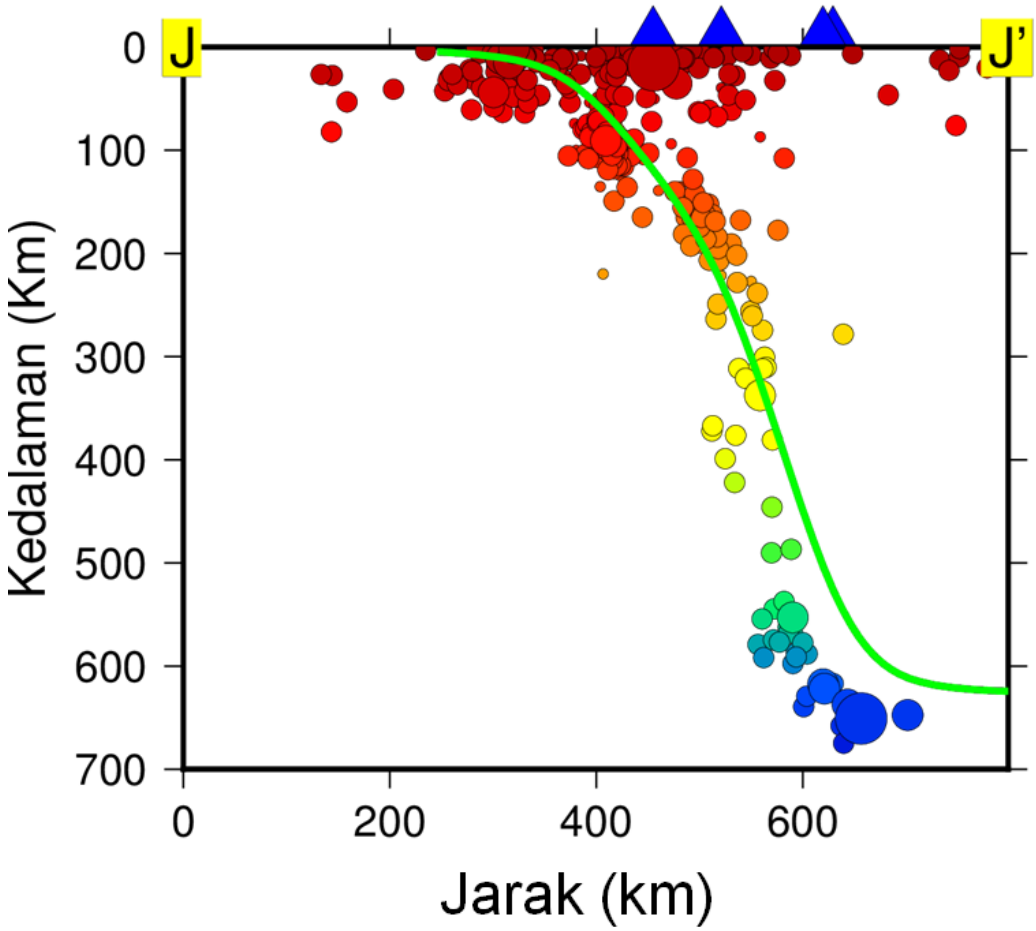
Gambar 6.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan H-H' yang melintasi wilayah Pulau Bali dan sekitarnya. Garis hijau merupakan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Penampang I-I' (Gambar 6.5) menunjukkan aktivitas seismik di wilayah ini terjadi pada kedalaman dangkal hingga 670 km. Aktivitas seismik pada kedalaman 0-250 km disebabkan oleh aktivitas subduksi di selatan Pulau Sumba. Zona seismik ini dilalui oleh garis biru yang merupakan garis regresi dari hiposenter pada *slab*. Penampang model zona antarmuka (*slab interface*) menggunakan penampang model subduksi *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018) sebagai pembanding. Zona seismik dangkal di bagian utara penampang vertikal tersebut merupakan gempa-gempa akibat aktivitas sesar belakang busur. Di dalam zona ini juga terdapat gempa-gempa kecil yang berkaitan dengan vulkanisme Gunung Sirung, Gunung Komba dan sejumlah sesar aktif di area tersebut. Pada kedalaman 250 hingga 500 km terdapat aktivitas seismik. Aktivitas seismik pada zona ini disebabkan oleh gaya tarik *slab* (*slab pull*) akibat beratnya lempeng tersebut.

Penampang vertikal J-J' pada bagian selatan berkaitan dengan aktivitas seismik zona subduksi di selatan Pulau Timor. Penampang vertikal pada kedalaman 540 hingga 670 km memperlihatkan zona seismisitas yang membentuk lengkungan sebagaimana terlihat pada Gambar 6.6. Lengkungan ini diduga merupakan badan *slab* yang terbelokkan (*slab deflection*) karena tidak dapat menembus lapisan mantel dalam. Sebagai referensi batas antara mantel luar dan mantel dalam adalah pada kedalaman 660 km. Gempa-gempa yang terjadi pada zona ini berhubungan dengan proses pembelokan lempeng tersebut.



Gambar 6.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan I-I' yang melintasi wilayah Pulau Sumba dan sekitarnya. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.



Gambar 6.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan J-J' yang melintasi wilayah Pulau Timor dan sekitarnya. Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

6.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Nusa Tenggara dan Sekitarnya

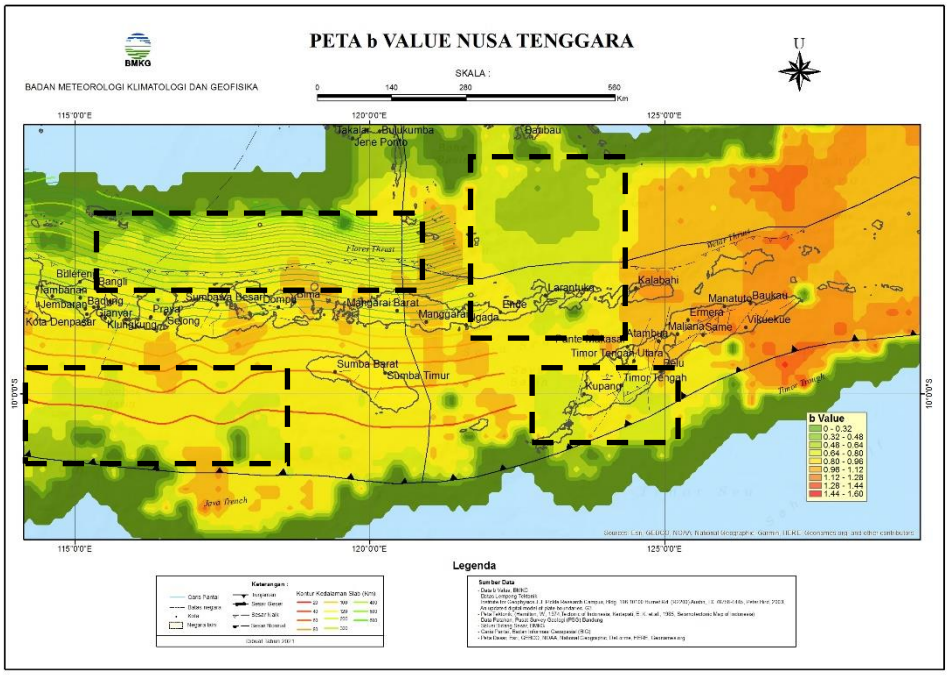
Nilai Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sunda Timur sebesar 4,3 dimana peta hasil penghitungan nilai b menunjukkan terdapat empat zona dengan nilai b yang rendah (Gambar 6.7). Dorongan subduksi lempeng Indo-Australia dengan arah miring diduga berkontribusi pada terbentuknya dua zona dengan nilai b rendah di bagian selatan, yaitu *megathrust* Selatan Sumbawa, dan zona Kupang. Aktivitas *back arc thrust* diduga berkontribusi pada terbentuknya dua zona dengan nilai b yang rendah di bagian utara, yaitu zona Flores *back arc thrust*, dan zona Larantuka.

Peningkatan *stress* diduga terjadi pada kelima zona tersebut. Meski lima rentetan gempa kuat pernah terjadi di Lombok pada Juli-Agustus 2018, namun nilai b masih relatif rendah di sekitar Lombok hingga memanjang ke timur laut. Hal tersebut mengindikasikan masih terdapatnya potensi penyimpanan energi yang belum lepas di sekitar Lombok.

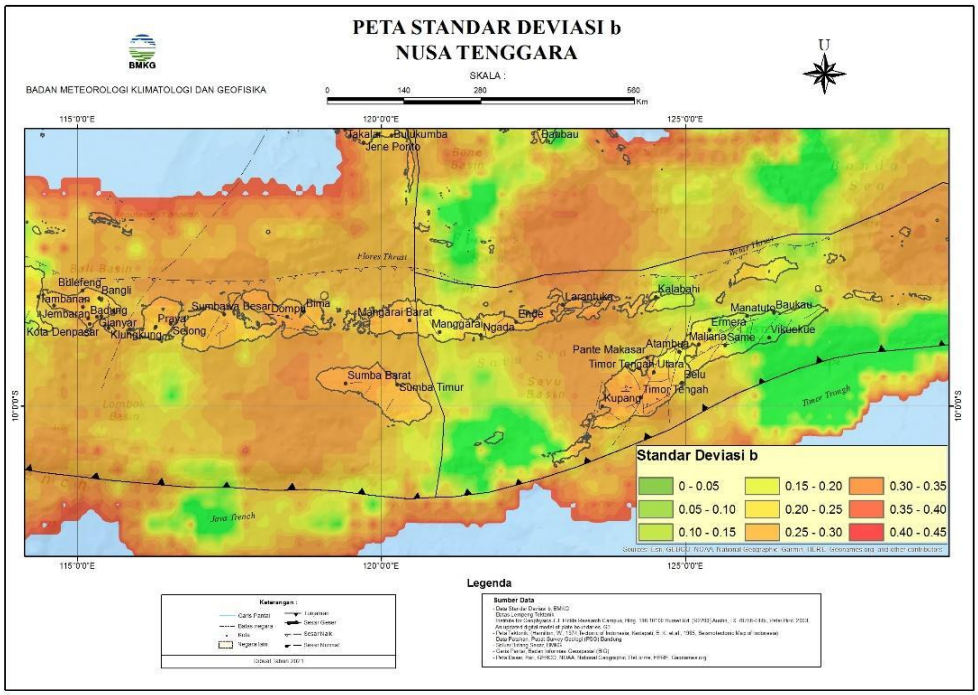
Berdasarkan hasil penghitungan nilai a yang dipetakan pada Gambar 6.9, tingkat aktivitas gempabumi yang dominan di wilayah Nusa Tenggara adalah di sekitar Pulau Sumbawa. Aktivitas yang rendah tampak terjadi di sekitar Lombok, utara Larantuka, dan bagian barat Kupang. Meski nilai a dan b menunjukkan nilai yang tinggi di pulau Timor bagian timur dan Pulau Alor, namun wilayah tersebut tidak dapat diinterpretasikan dengan baik karena nilai standar deviasi yang didapatkan cukup tinggi (Gambar 6.8).

Estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 yang digambarkan pada gambar 6.10 menunjukkan periode ulang dominan pada kisaran 10-25 tahun. Bagian selatan pulau Sumbawa, dan bagian utara Larantuka memiliki periode yang lebih pendek, yaitu 5-10 tahun. Pulau Timor dan pulau Wetar memiliki periode yang lebih lama yaitu 100-150 tahun. Bagian utara-selatan Flores dan Perairan utara Pulau Wetar menunjukkan periode 200-250 tahun. Palung Timor menunjukkan periode terpanjang pada kisaran 350-400 tahun.

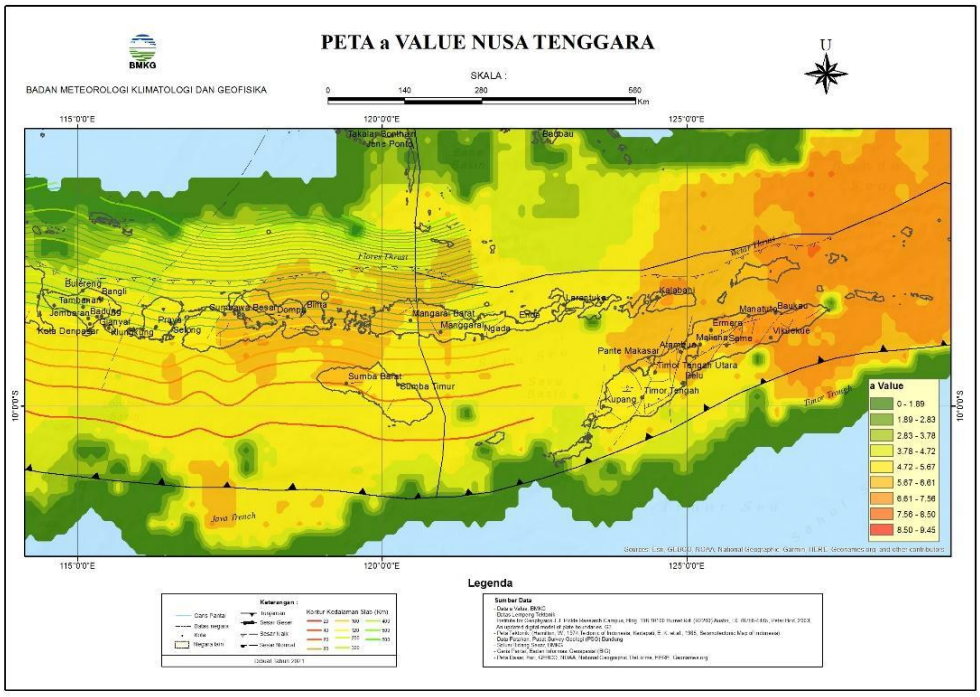
Berdasarkan peta magnitudo *completeness* yang ditunjukkan oleh gambar 6.11, tampak terdapat kontras antara wilayah Nusa Tenggara bagian barat dengan bagian timur. Magnitudo *completeness* di wilayah Nusa Tenggara bagian barat relatif kecil. Hal tersebut menunjukkan kemampuan jaringan seismik di wilayah tersebut sudah cukup bagus untuk mendeteksi aktivitas gempabumi hingga magnitudo kecil. Berbeda halnya dengan wilayah Nusa Tenggara bagian timur, nilai magnitudo *completeness* tampak tinggi. Hal tersebut diduga berasosiasi dengan distribusi jaringan seismik di wilayah Nusa Tenggara bagian timur yang belum terlalu rapat untuk mendeteksi kejadian gempa kecil.



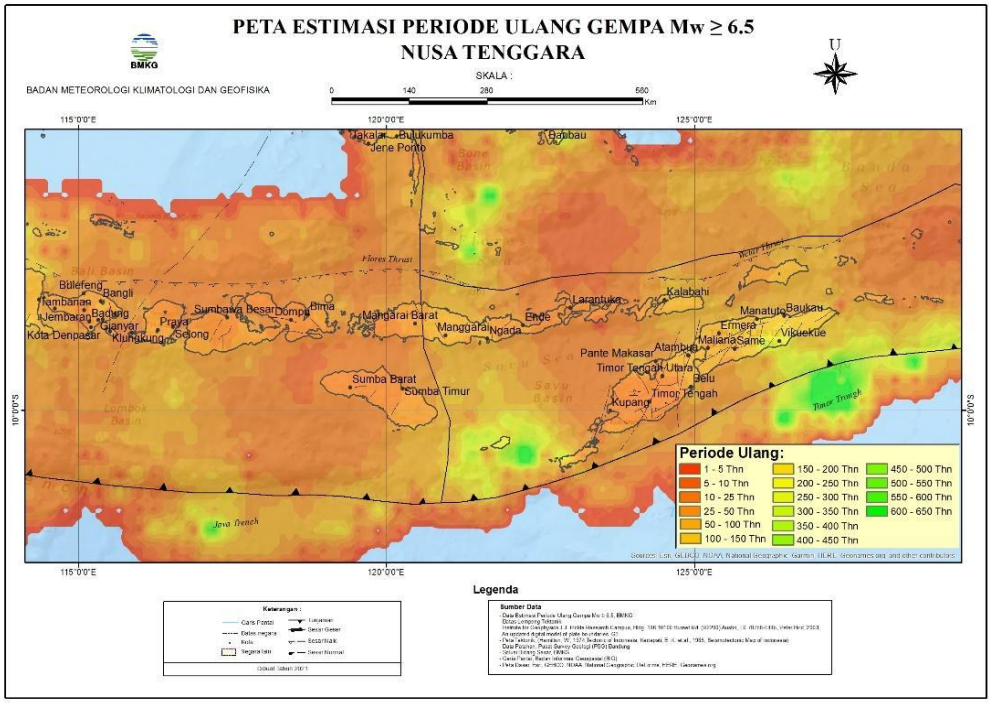
Gambar 6.7 Sebaran nilai b di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020. Kotak hitam dengan garis putus-putus merupakan area yang diinterpretasi.



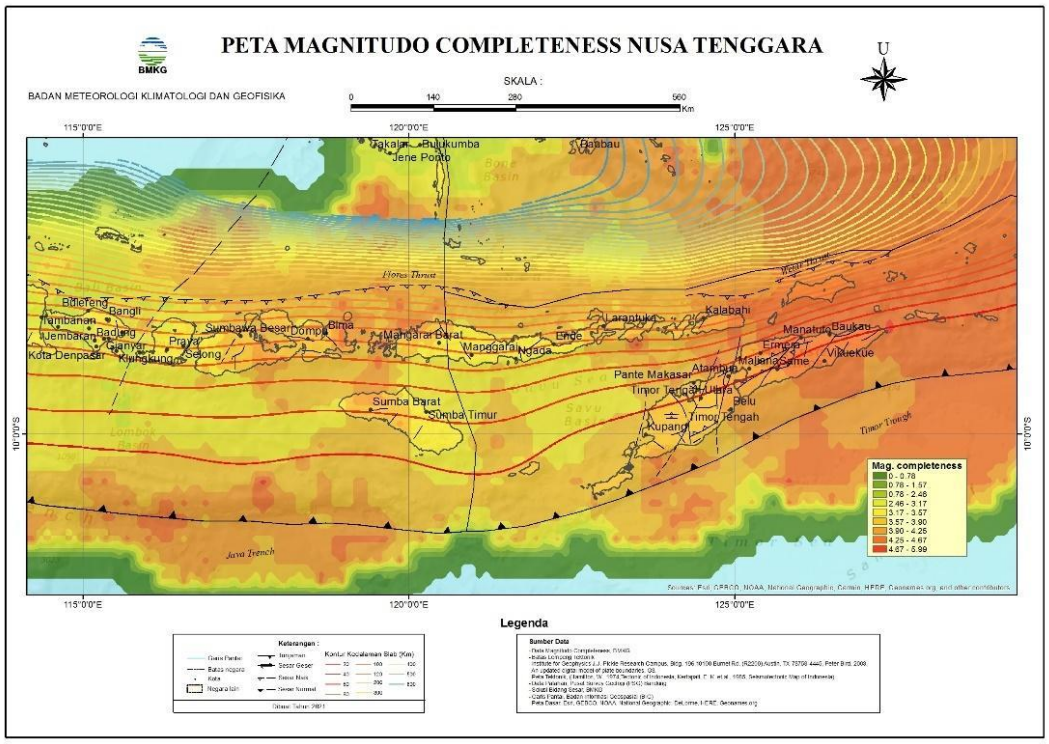
Gambar 6.8 Sebaran standar deviasi nilai b di di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 6.9 Sebaran nilai a di Wilayah di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 6.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



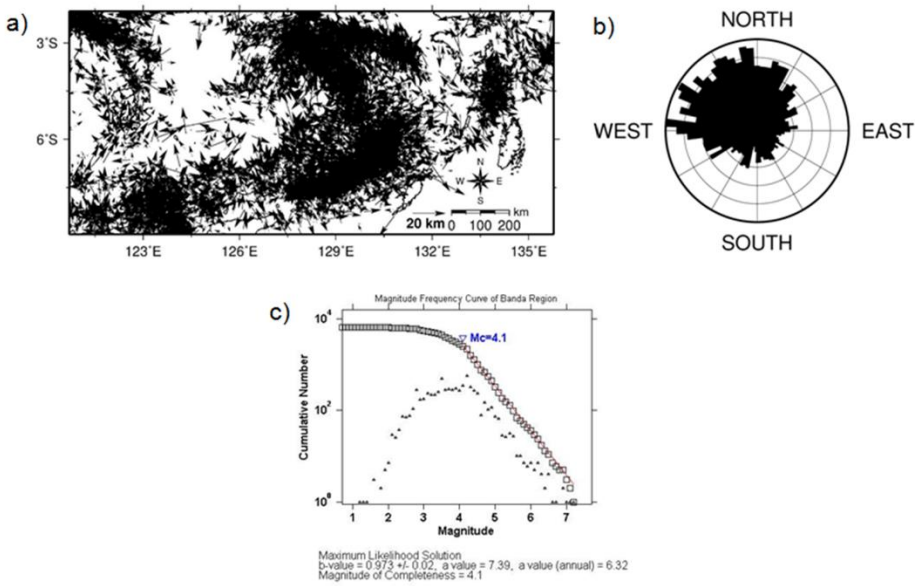
Gambar 6.11 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Nusa Tenggara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

BAB 7
LAUT BANDA DAN SEKITARNYA

Wilayah Laut Banda merupakan wilayah dengan kondisi tektonik yang aktif. Tektonik Laut Banda banyak di kontrol oleh zona subduksi Seram dan Wetar. Beberapa peneliti membagi wilayah Laut Banda menjadi beberapa bagian, misalnya (Bock dkk., 2003) menyatakan bahwa secara geodinamika Pulau Timor, Pulau Alor, Pulau Wetar dan Flores timur merupakan sebuah blok tersendiri bernama *South Banda Block* (SBB).

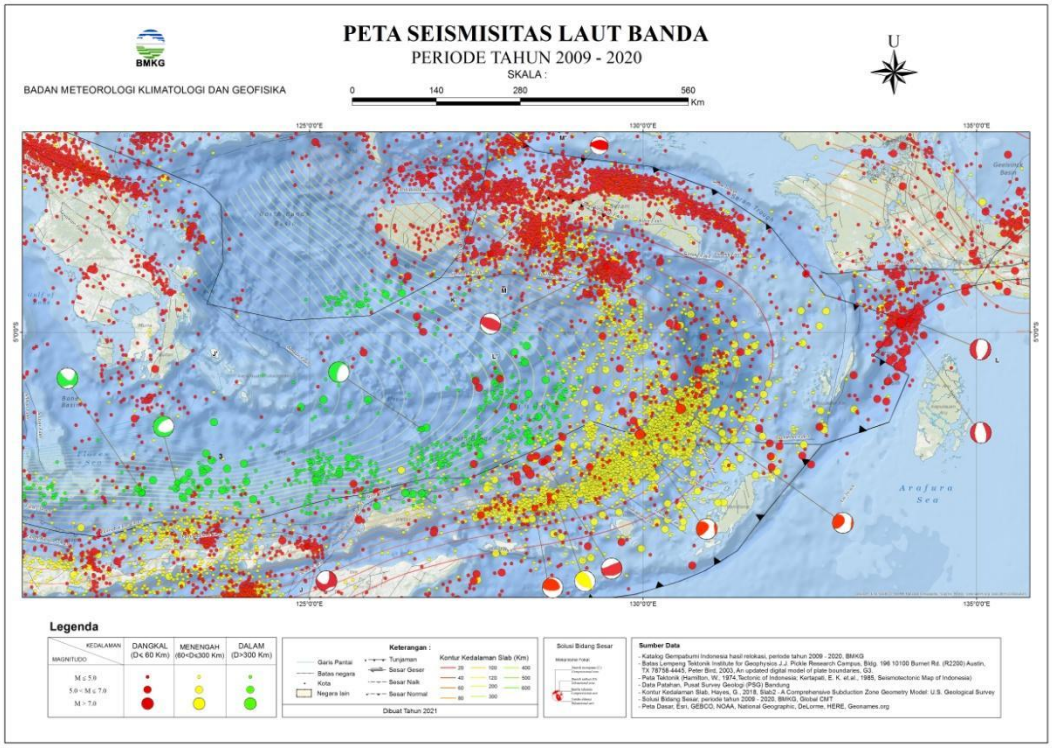
7.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Laut Banda dan Sekitarnya

Episenter hasil relokasi hiposenter bergerak ke segala arah dengan dominannya ke arah barat laut. Pergerakan ke arah tersebut kemungkinan disebabkan oleh faktor konfigurasi stasiun dan adanya pengaruh gaya tektonik utama yang bekerja ke arah tersebut. anomali kecepatan 3-D yang digunakan untuk perhitungan relokasi hiposenter juga bisa menjadi salah satu penyebab arah pergeseran vektor relokasi tersebut (Pesicek dkk., 2010).



Gambar 7.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Laut Banda dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,1 (c).

Peta seismotektonik hasil relokasi hiposenter ditunjukkan pada Gambar 6.2. Pada peta tersebut tampak kluster-kluster hiposenter yang tersebar di beberapa lokasi. Gempabumi kedalaman dangkal (< 60 km) umumnya tersebar di sekitar Pulau Buru, Seram, dan Banda. Gempabumi kedalaman menengah (antara 60-300 km) umumnya tersebar di zona subduksi Banda selatan di antara Pulau Wetar dan *Deep Weber Zone*. Gempabumi dalam (lebih dari 300 km) umumnya tersebar di zona subduksi Banda selatan di utara NTT hingga Pulau Banda.

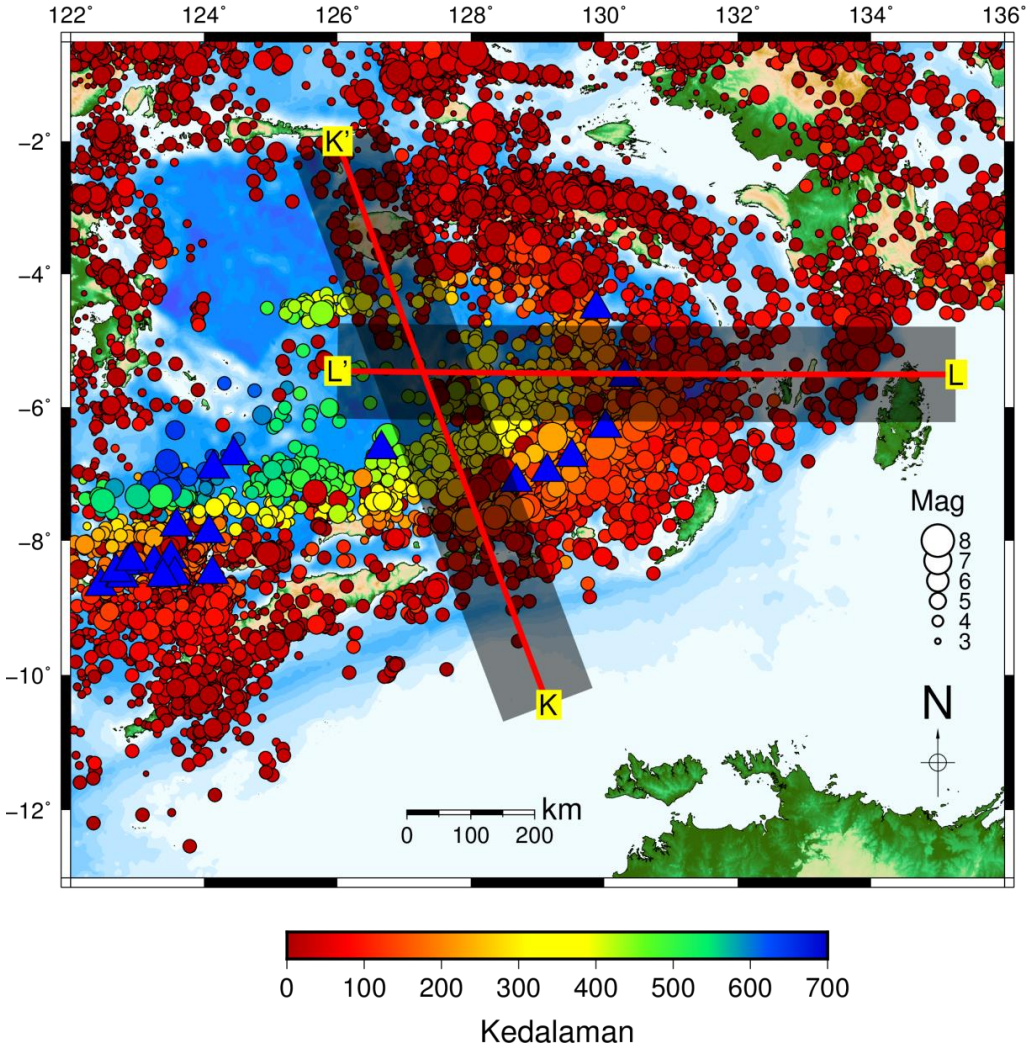


Gambar 7.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5.

7.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Laut Banda dan Sekitarnya

Dari peta seismisitas di atas dibuat beberapa penampang sehingga didapatkan pola seismisitas pada arah vertikal pada lintasan tegak lurus zona subduksi (Gambar 7.3). Penampang K-K' memotong barat laut-tenggara meliputi Pulau Leti, Pulau Wetar dan Pulau Remang (NTT) hingga Pulau Buru (Maluku).

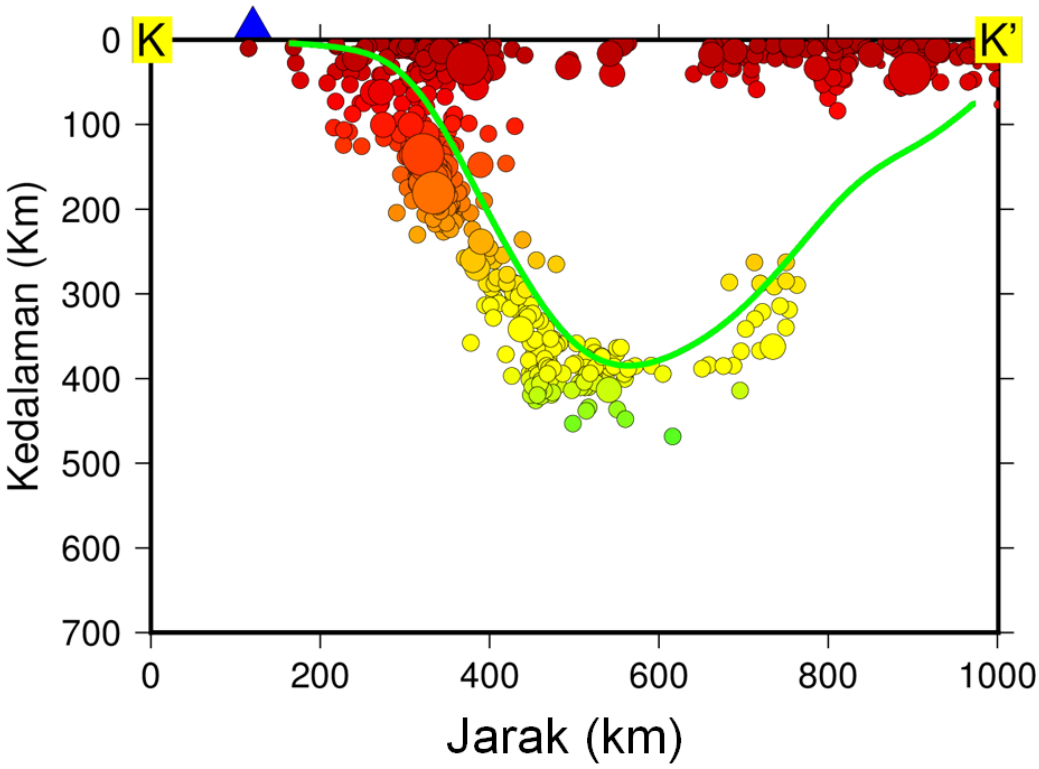
Penampang L-L'memotong barat-timur wilayah Laut Banda dari Pulau Aru hingga selatan Pulau Buru.



Gambar 7.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut.

Penampang K-K' (Gambar 7.4) menunjukkan aktivitas seismik di wilayah ini terjadi pada kedalaman dangkal hingga kurang dari 500 km. Aktivitas seismik pada kedalaman 0-400 km disebabkan oleh aktivitas subduksi di tenggara Pulau Timor. Zona seismik ini dilalui oleh garis hijau sebagai interpretasi zona antarmuka subduksi (model *slab* 2.0). Tampak bahwa zona subduksi di wilayah ini memiliki sudut yang curam sejak dari kedalaman dangkal dan sudutnya konsisten hingga kedalaman 400 km. Setelah itu lempeng melandai sehingga hampir horisontal. Di sisi utara terdapat pasangan lempeng yang berlawanan arah

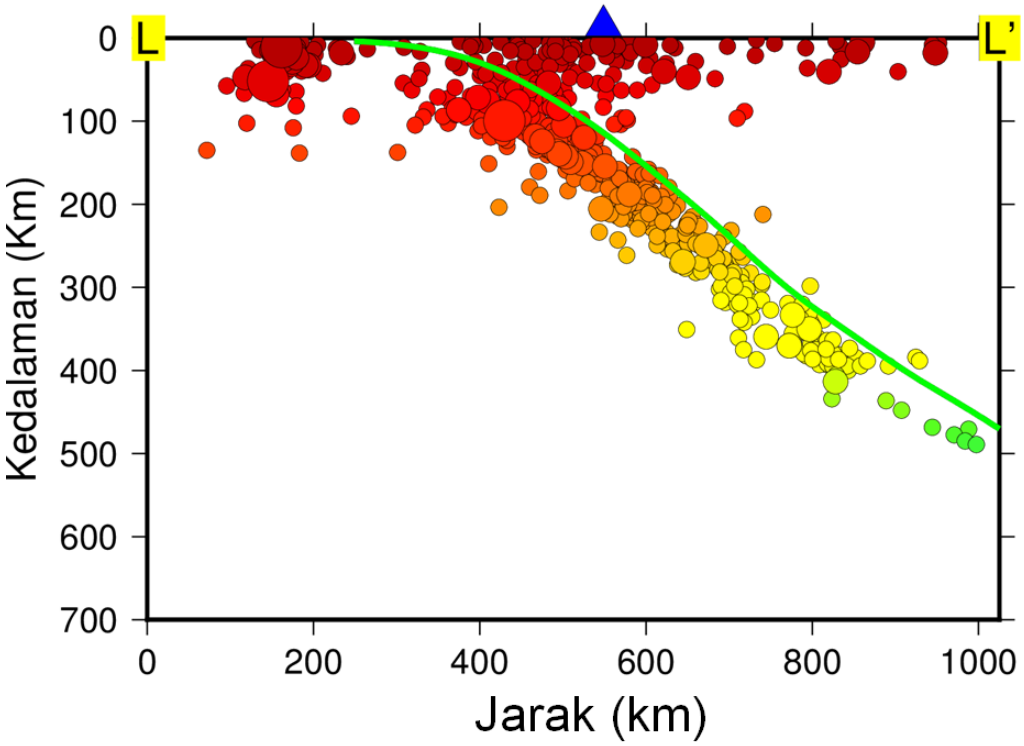
antara kedalaman 250 hingga 400 km. Aktivitas seismik di bagian utara terjadi pada kedalaman kurang dari 100 km. Zona seismik dangkal merupakan gempa-gempa akibat aktivitas sesar-sesar lokal di selatan Pulau Buru dan Seram (Zhugang dkk., 2016). Zona seismik dangkal pada area tersebut juga berkaitan dengan gempa-gempa akibat aktivitas subduksi di utara Banda dan akibat aktivitas sesar naik di utara Pulau Seram (Watkinson dan Hall, 2017). Lempeng pada kedalaman 250 hingga 400 km di sisi utara Banda adalah lempeng yang terlepas dari subduksi di utara Banda (Das, 2004). Tidak adanya aktivitas seismik pada kedalaman 100 hingga 250 km di zona ini menunjukkan tidak menerusnya lempeng (*detached*) yang menunjam di sana. Sementara itu bagian lempeng yang masih menunjam di utara Banda berada pada kedalaman 0 hingga 100 km.



Gambar 7.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan K-K' yang melintasi wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Segitiga biru menunjukkan gunung api. Garis hijau merupkan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Aktivitas seismik pada penampang L-L' (Gambar 7.5) mengikuti bentuk *slab* yang menukik landai dari timur ke barat. Pada penampang ini aktivitas

seismik terjadi pada kedalaman 0 hingga 500 km. Berdasarkan data mekanisme sumber, gempa-gempa yang terjadi di sepanjang lintasan L-L' memiliki mekanisme sesar geser. Para ahli menyatakan bahwa lempeng Banda patah di sepanjang zona ini sehingga membentuk sesar geser berarah barat-timur (Watkinson dan Hall, 2017).



Gambar 7.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan L-L' yang melintasi wilayah Laut Banda dan sekitarnya. Segitiga biru menunjukkan gunung api. Garis hijau merupakan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

7.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Laut Banda dan Sekitarnya

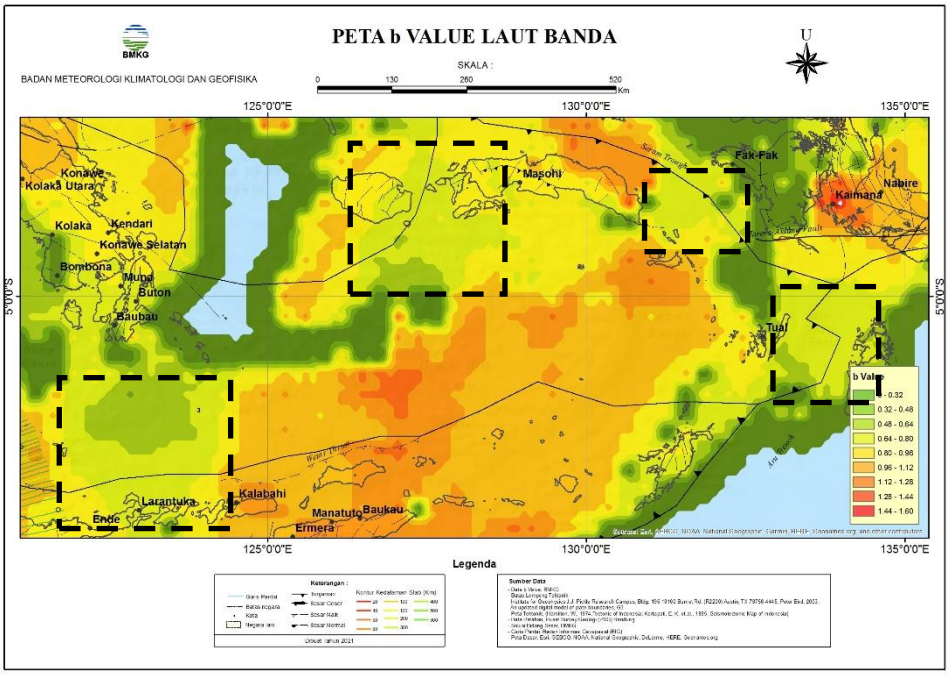
Nilai Magnitudo *Completeness* di Wilayah Laut Banda dan Sekitarnya 4,1 dimana berdasarkan penghitungan nilai b yang telah dilakukan, didapatkan empat zona dengan nilai b yang rendah di wilayah Laut Banda (Gambar 7.6). Zona tersebut antara lain zona barat Laut Banda, zona pulau Seram, Palung Seram, dan zona cekungan Aru. Pengumpulan energi seiring dengan akumulasi *stress* diduga sedang terjadi pada keempat zona tersebut.

Munculnya zona b rendah di Pulau Seram dapat terjadi akibat dorongan dari Palung Seram dari arah utara dan timur laut. Munculnya zona b rendah di cekungan Aru dapat terjadi akibat kompleksitas tekanan dari segmen-segmen sesar di wilayah tersebut yang terdiri atas pertemuan Palung Seram dengan Cekungan Aru beserta segmen-segmen pendek yang berada di cekungan Aru.

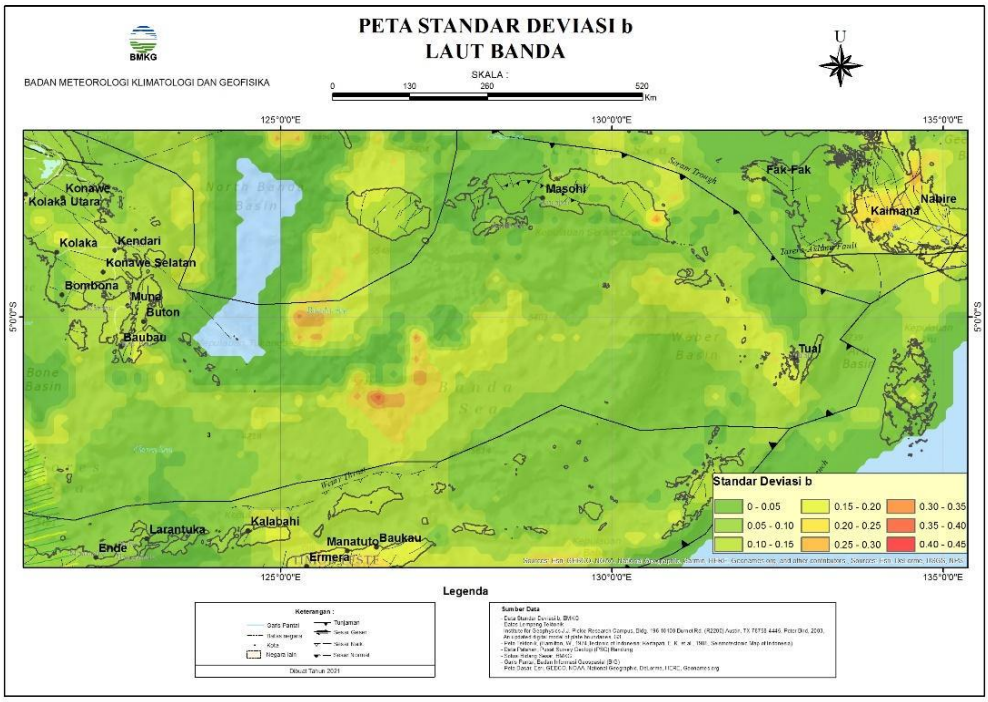
Peta hasil penghitungan nilai a ditunjukkan oleh Gambar 7.8. berdasarkan peta nilai a, zona Kepulauan Seram memiliki aktivitas seismik yang sedang. Berbeda dengan zona cekungan Aru, aktivitas seismik di zona ini cenderung rendah di bagian tengah-selatan dan cenderung sedang di bagian utara. Secara umum aktivitas seismik di wilayah Laut Banda tergolong tinggi di bagian tengah-selatan. Standar deviasi penghitungan nilai b di wilayah Laut Banda secara umum menunjukkan nilai yang dominan rendah, kecuali di utara Pulau Wetar (Gambar 7.7). Hal ini mengindikasikan bahwa selain di utara pulau Wetar, dapat dilakukan interpretasi.

Hasil penghitungan estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 (Gambar 7.9) menunjukkan periode ulang dominan terjadi pada periode yang pendek, yaitu 5-10 tahun. Wilayah dengan estimasi periode pendek tersebut antara lain daratan Pulau Seram, Cekungan Banda Selatan-cekungan Weber, dan cekungan Aru. Wilayah dengan estimasi periode yang lebih panjang, yakni 10-25 tahun berada di sekitar perairan Pulau Seram, Laut Banda bagian tengah, dan sekitar Palung Seram.

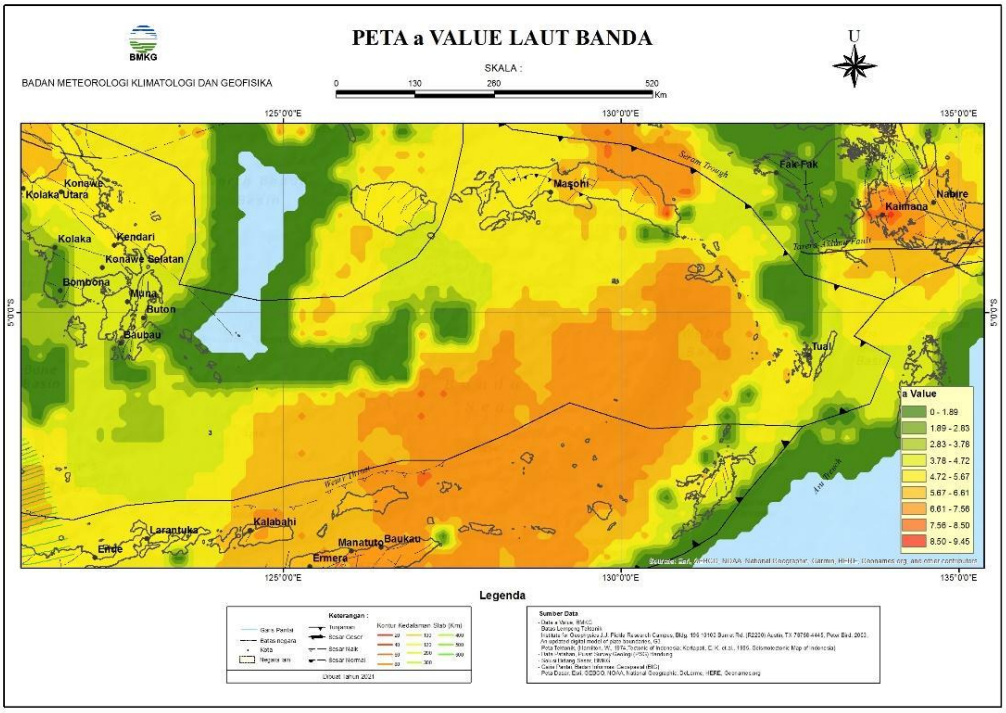
Peta hasil penghitungan nilai magnitudo *completeness* ditunjukkan oleh Gambar 7.10. Peta tersebut menunjukkan magnitudo *completeness* terendah terdapat di wilayah Pulau Seram dengan magnitudo 3,0-3,5. Hal tersebut mengindikasikan bahwa aktivitas hingga gempa kecil di Pulau Seram dapat dideteksi dengan baik oleh jaringan seismik di wilayah tersebut. Magnitudo *completeness* di wilayah Laut Banda dominan bernilai tinggi dengan rentang 4.0-4.5, yang dominan terjadi di bagian tengah-selatan. Hal tersebut dapat dipahami karena terbatasnya jaringan seismik di Laut Banda bagian tengah-selatan yang didominasi oleh wilayah perairan.



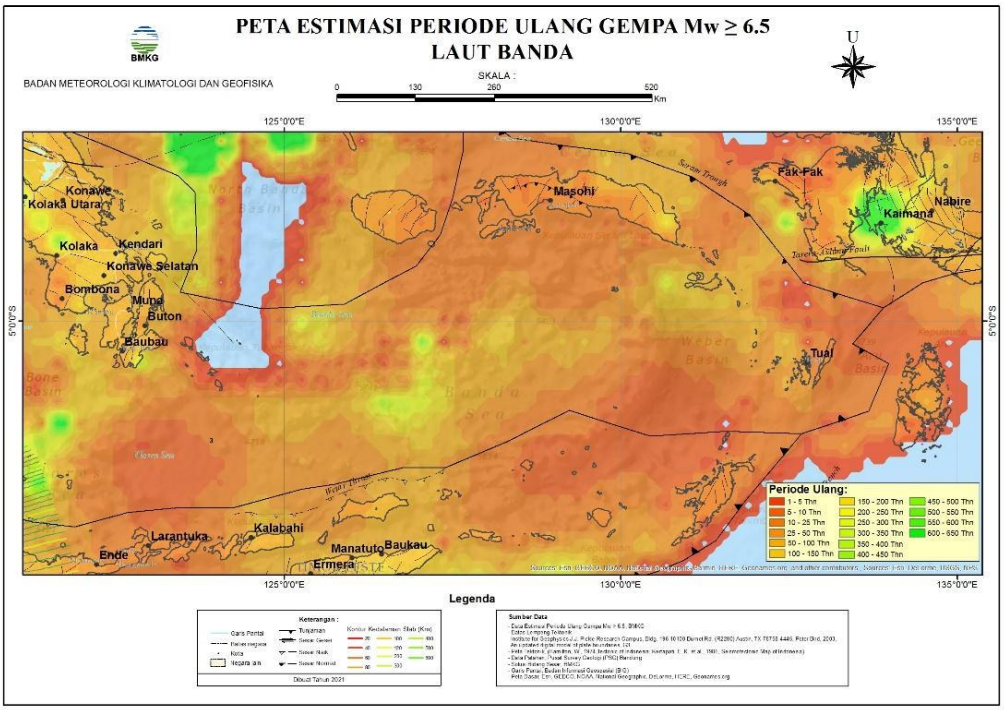
Gambar 7.6 Sebaran nilai b di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020. Kotak hitam dengan garis putus-putus merupakan area yang diinterpretasi.



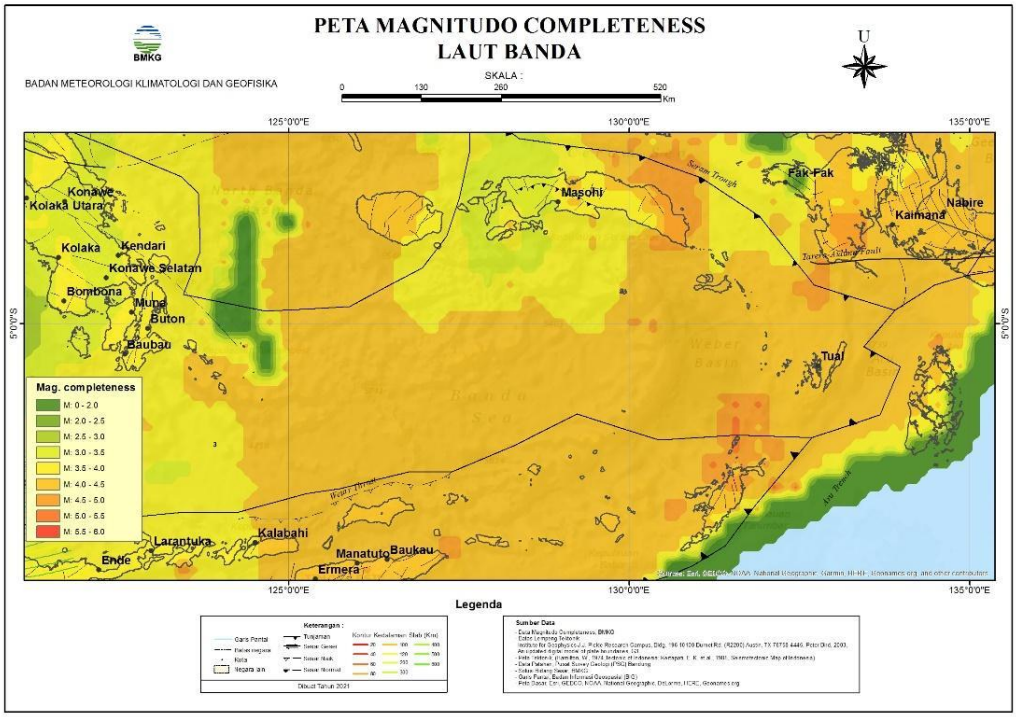
Gambar 7.7 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 7.8 Sebaran nilai a di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 7.9 Estimasi periode ulang gempabumi Mw≥6,5 di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



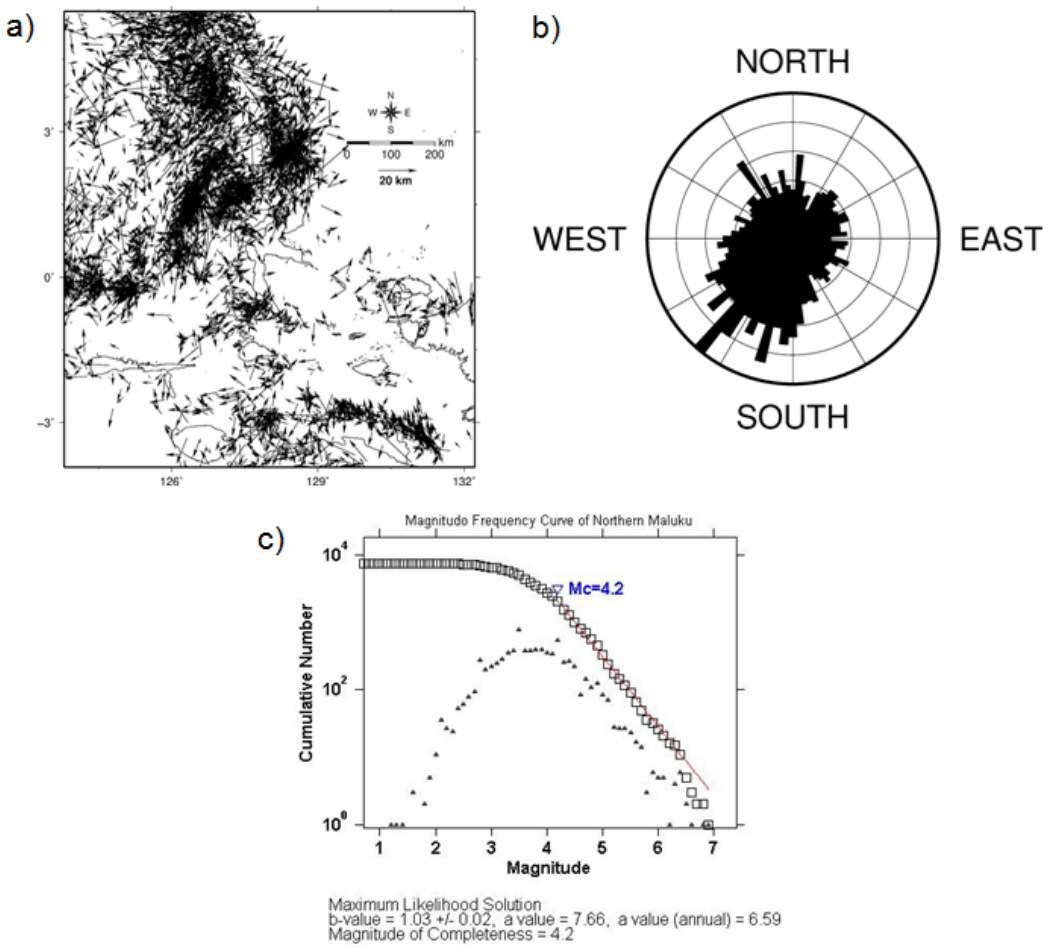
Gambar 7.10 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Laut Banda dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

BAB 8
MALUKU UTARA DAN SEKITARNYA

Wilayah tektonik Maluku Utara meliputi Laut Maluku antara Sulawesi Utara dan Halmahera serta Laut Banda bagian utara. Tektonik regional wilayah tersebut dikontrol oleh subduksi ganda Lempeng Laut Maluku di bawah Kepulauan Sangihe-Talaud, dan sistem Sesar Sorong di utara Taliabu.

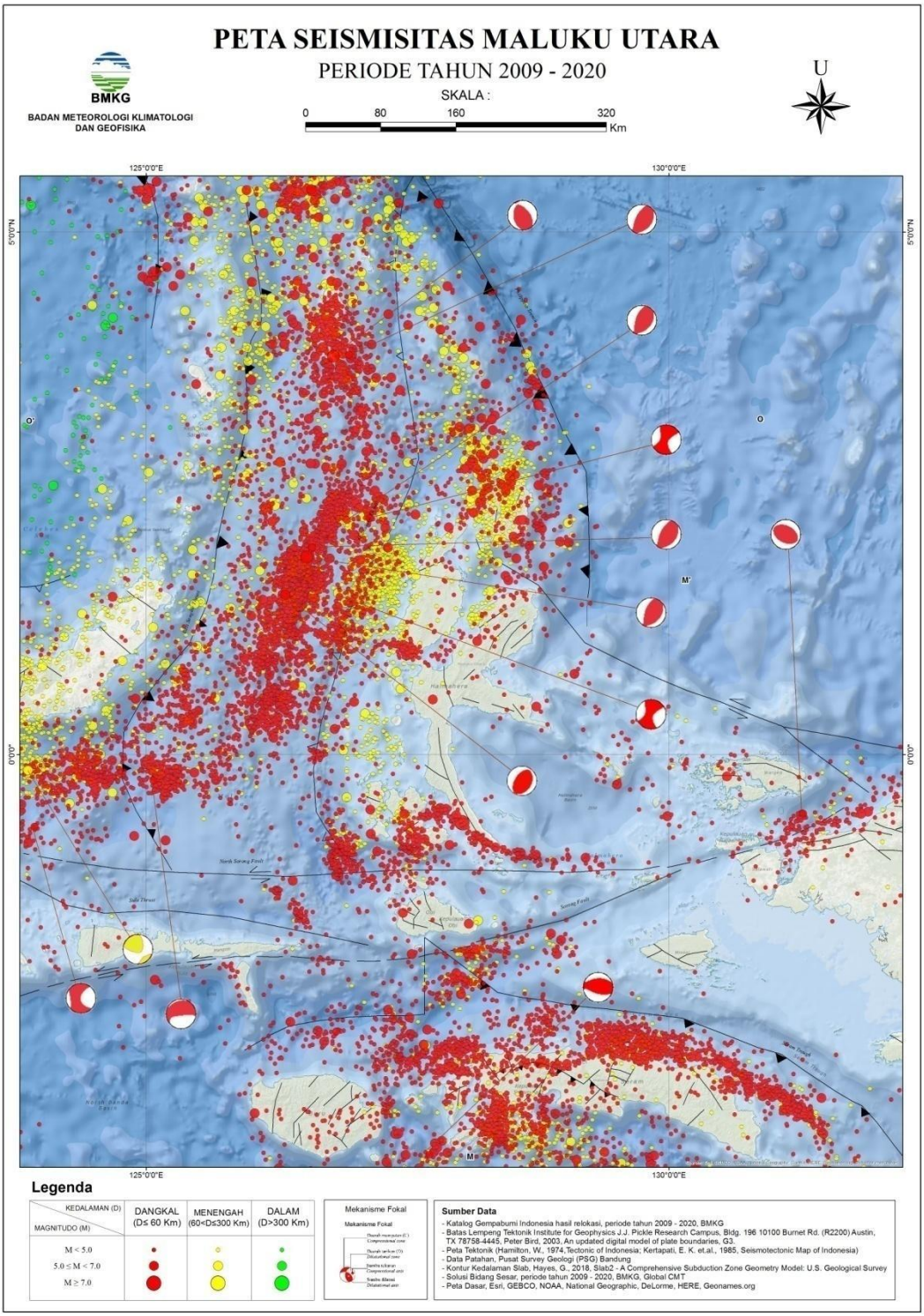
8.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Laut Maluku dan Sekitarnya

Episenter hasil relokasi hiposenter di area ini bergerak ke segala arah dengan dominannya ke arah barat daya. Faktor pergerakan ke arah tersebut kemungkinan besar disebabkan oleh konfigurasi stasiun dan adanya anomali kecepatan 3-D yang digunakan untuk perhitungan relokasi hiposenter (Pesicek dkk., 2010). Pergeseran episenter ke arah barat daya juga kemungkinan besar dipengaruhi oleh tunjaman Lempeng Laut Maluku yang lebih tua bergerak ke arah barat.



Gambar 8.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,2 (c).

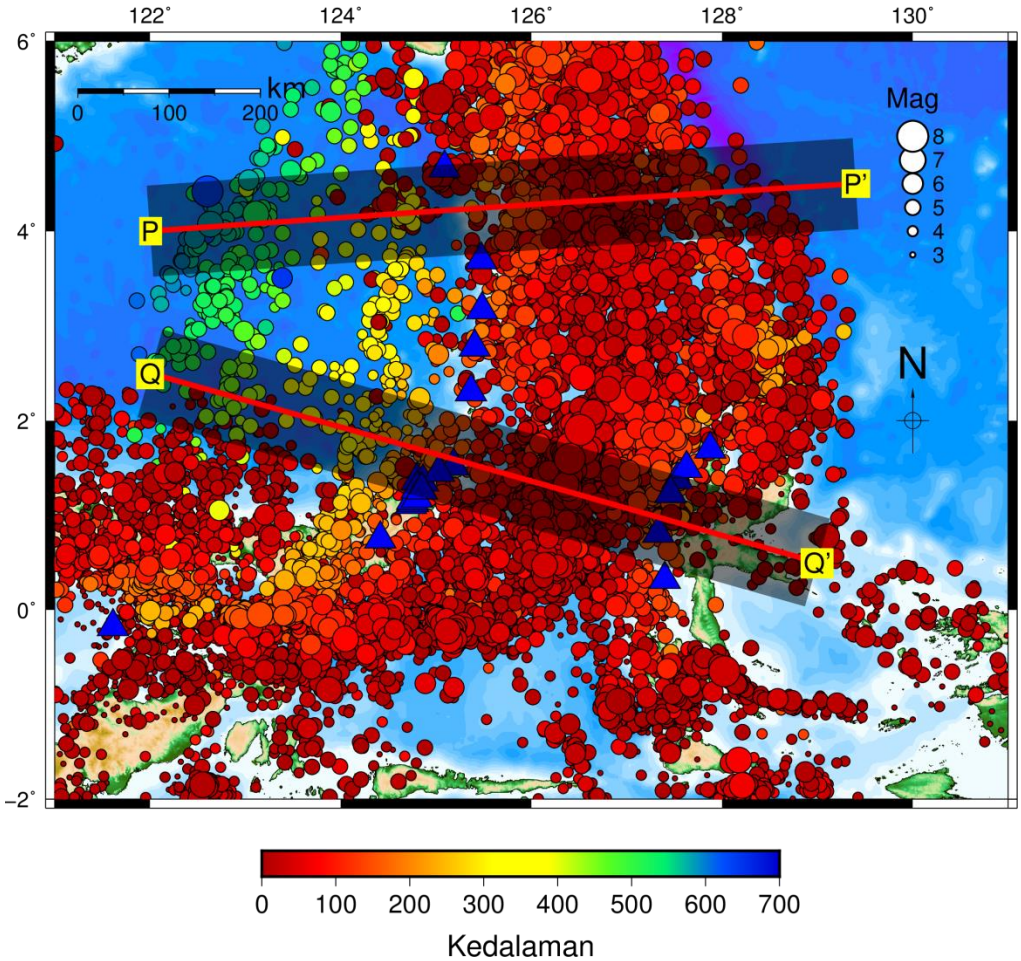
Peta seismotektonik hasil relokasi ditunjukkan pada Gambar 8.2. Pada peta tersebut tampak kluster-kluster hiposenter yang tersebar di beberapa lokasi. Gempabumi kedalaman dangkal (< 60 km) umumnya tersebar di tengah Laut Maluku membentuk kelurusan pada arah barat daya-timur laut, di antara Jailolo dan Pulau Ternate dan diantara Pulau Bacan dan Pulau Obi. Gempabumi kedalaman menengah (antara 60-300 km) umumnya tersebar di barat Jailolo dan di bawah Pulau Morotai. Sisanya tersebar merata mengikuti Zona Subduksi Sangihe dan Talaud.



Gambar 8.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5.

8.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Maluku Utara dan Sekitarnya

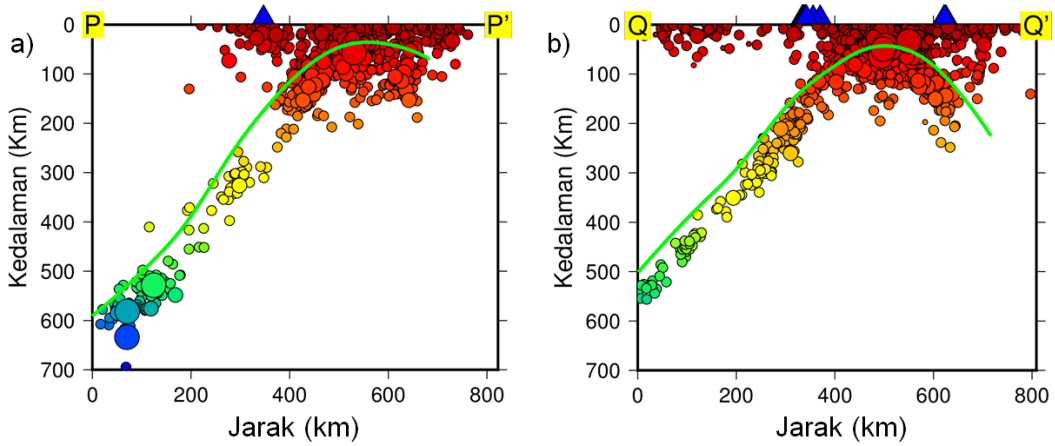
Dari peta seismisitas dibuat penampang seismisitas vertikal dengan dua lintasan (Gambar 8.3) yaitu P-P' dan Q-Q'. Penampang P-P' meliputi wilayah Laut Maluku di utara melintasi Tahuna dan Kepulauan Talaud. Penampang Q-Q' masih di wilayah Laut Maluku tetapi lebih ke selatan melintasi Sulawesi Utara dan Ternate.



Gambar 8.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Laut Maluku dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut.

Pada penampang P-P' (Gambar 8.4 kiri) tampak seismisitas vertikal di wilayah utara Laut Maluku. Pada penampang ini, aktivitas seismik dimulai dari kedalaman 0 hingga 700 km. Pada jarak penampang 200-400 km dan kedalaman kurang dari 100 km terdapat kluster seismisitas di bawah gunungapi di sekitar

Pulau Sangihe. Pada jarak penampang 400-700 km dan kedalaman 0 hingga 150 km aktivitas seismik sangat rapat yang disebabkan oleh sejumlah gempabumi di tengah Laut Maluku. Gempa-gempa ini disebabkan oleh kolisi lempeng mikro yang terjepit oleh subduksi ganda. Beberapa gempabumi besar (M>7) pernah terjadi di zona ini. Sementara itu seismisitas pada kedalaman 0 hingga 700 km menunjukkan aktivitas subduksi Lempeng Laut Maluku ke arah barat di bawah Sulawesi Utara. Pada penampang ini seismisitas akibat subduksi ke arah timur tidak terlalu dalam tetapi hanya mencapai 200 km.



Gambar 8.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan P-P' (kiri) dan lintasan Q-Q' (kanan) yang melintasi wilayah Laut Maluku dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan gunung api. Garis hijau merupakan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Segitiga biru menunjukkan posisi gunung api.

Pada penampang Q-Q' (Gambar 8.4 kanan) tampak seismisitas vertikal di wilayah selatan Laut Maluku. Pada penampang ini, aktivitas seismik dimulai dari kedalaman 0 hingga 550 km. Pada jarak penampang 0-200 km dan kedalaman 0 hingga 100 km terdapat kluster seismisitas yang disebabkan oleh aktivitas subduksi Sulawesi Utara. Pada jarak penampang 400-600 km dan kedalaman 0 hingga 150 km aktivitas seismik sangat rapat yang disebabkan oleh sejumlah gempabumi di tengah Laut Maluku. Sejumlah gempabumi tersebut disebabkan oleh kolisi lempeng mikro yang terjepit oleh subduksi ganda. Beberapa gempabumi besar (M>7) terjadi di zona ini. Sementara itu seismisitas pada kedalaman 0 hingga 550 km menunjukkan aktivitas subduksi Lempeng Laut

Maluku ke arah barat di bawah Sulawesi Utara. Pada penampang ini seismisitas akibat subduksi ke arah timur mencapai kedalaman 270 km.

8.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Maluku Utara dan Sekitarnya

Nilai Magnitudo *Completeness* di Wilayah Maluku Utara dan Sekitarnya 4,2 dimana peta hasil penghitungan nilai b di wilayah Maluku Utara menunjukkan terdapatnya lima zona dengan nilai b rendah yang berhubungan dengan proses penumpukan energi (Gambar 8.5). Ketiga zona tersebut antara lain zona subduksi ganda Laut Maluku, zona Halmahera selatan, zona Sesar Masohi, dan Palung Seram. Pengumpulan energi di zona subduksi ganda Maluku diduga terjadi akibat desakan subduksi dari arat barat dan timur Lempeng Laut Maluku. Pengumpulan energi di zona Laut Maluku diduga terjadi akibat desakan subduksi Lempeng Laut Maluku bagian barat dan penguncian batuan di segmen sesar Sorong utara. Pengumpulan energi di zona Halmahera selatan diduga utamanya terjadi akibat penguncian batuan di segmen sesar Sorong utara dan Sesar Sorong.

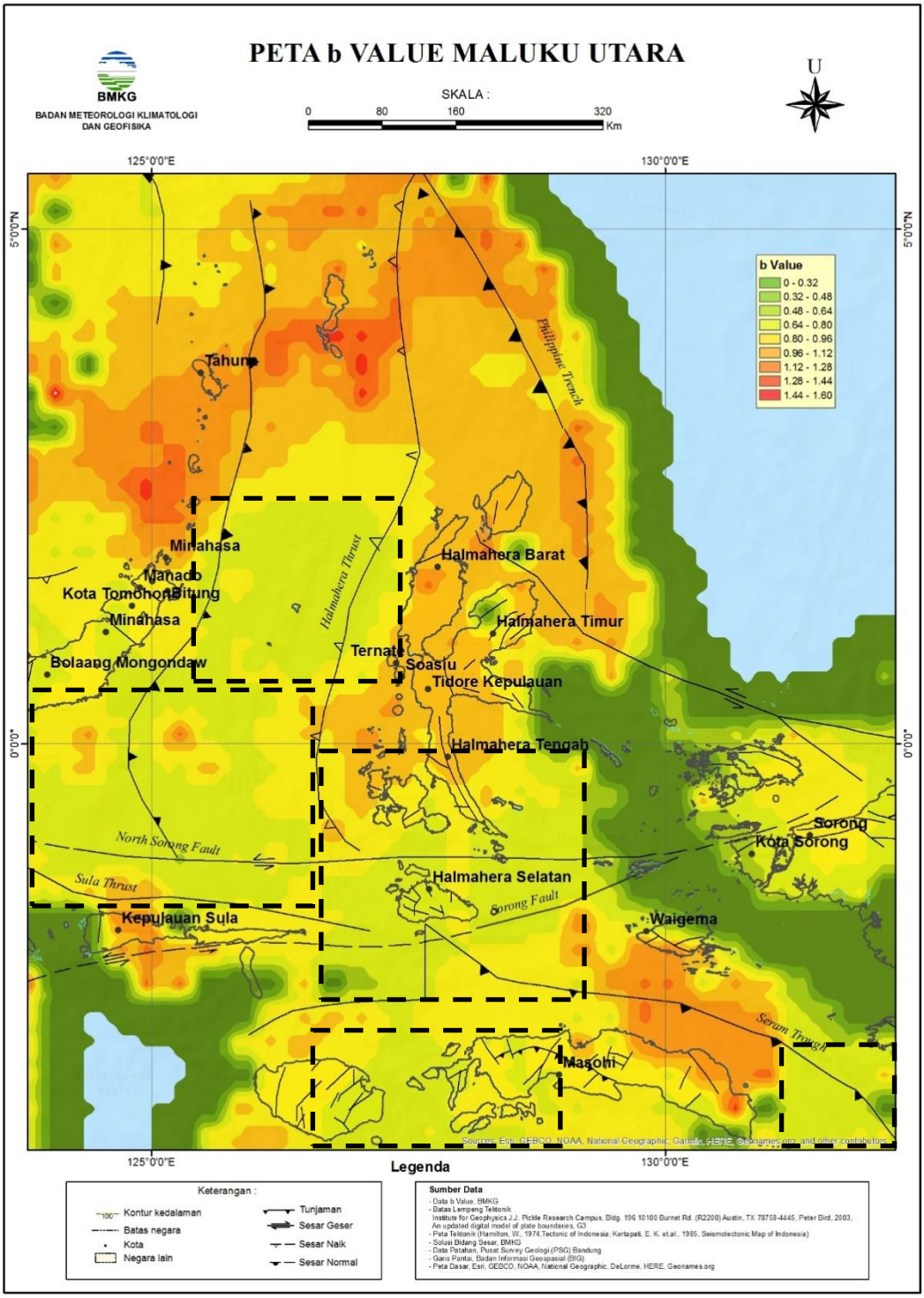
Peta hasil penghitungan nilai a menunjukkan bahwa aktivitas seismik yang tinggi terjadi di zona subduksi ganda bagian utara dan pulau Halmahera bagian utara-tengah (Gambar 8.7). Aktivitas seismik yang paling rendah terjadi di zona Halmahera selatan. Aktivitas seismik di zona subduksi ganda Maluku dan zona Laut Maluku tergolong sedang. Standar deviasi penghitungan nilai b sebagian besar (Gambar 8.6) menunjukkan nilai yang rendah sehingga dapat diinterpretasikan dengan baik, kecuali di sekitar Pulau Talaud, sekitar kepulauan Minahasa, dan sebagian kecil wilayah Halmahera Tengah.

Hasil estimasi periode ulang dipetakan pada Gambar 8.8. Peta tersebut menunjukkan bahwa gempabumi Mw $\geq$ 6,5 dominan terjadi pada periode yang pendek, yaitu 5-10 tahun. Periode ulang yang pendek utamanya mendominasi zona subduksi ganda Maluku. Wilayah Halmahera bagian tengah dan sekitar kepulauan Sula umumnya memiliki periode yang lebih panjang, yaitu 25-50 tahun. Wilayah Halmahera Selatan umumnya memiliki periode 10-25 tahun.

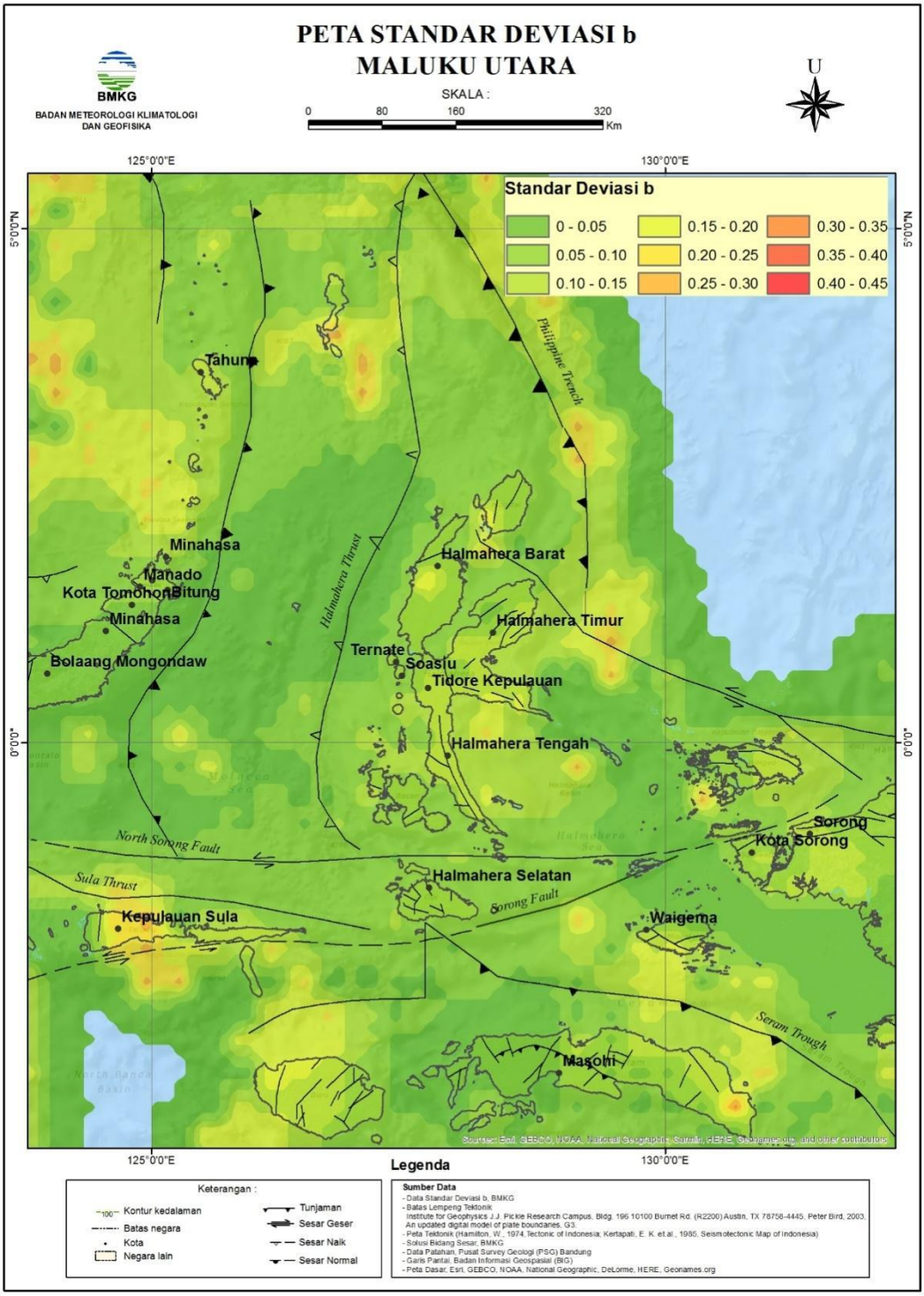
Magnitudo *completeness* (Gambar 8.9) yang cukup tinggi dengan kisaran 4,0-4,5 mendominasi wilayah Maluku Utara. Wilayah tersebut meliputi zona

subduksi ganda Maluku bagian utara, sekitar pulau Halmahera utara-tengah, sekitar Kepulauan Sula, dan sekitar Waigema. Bahkan di sekitar Kepulauan Talaud dan selatan Waigema kisaran magnitudo *completeness* mencapai 4,5-5,0. Magnitudo *completeness* yang cukup rendah dengan kisaran 3,5-4,0 tersebar di laut Maluku (zona subduksi ganda Maluku bagian selatan) dan sekitar Halmahera Selatan.

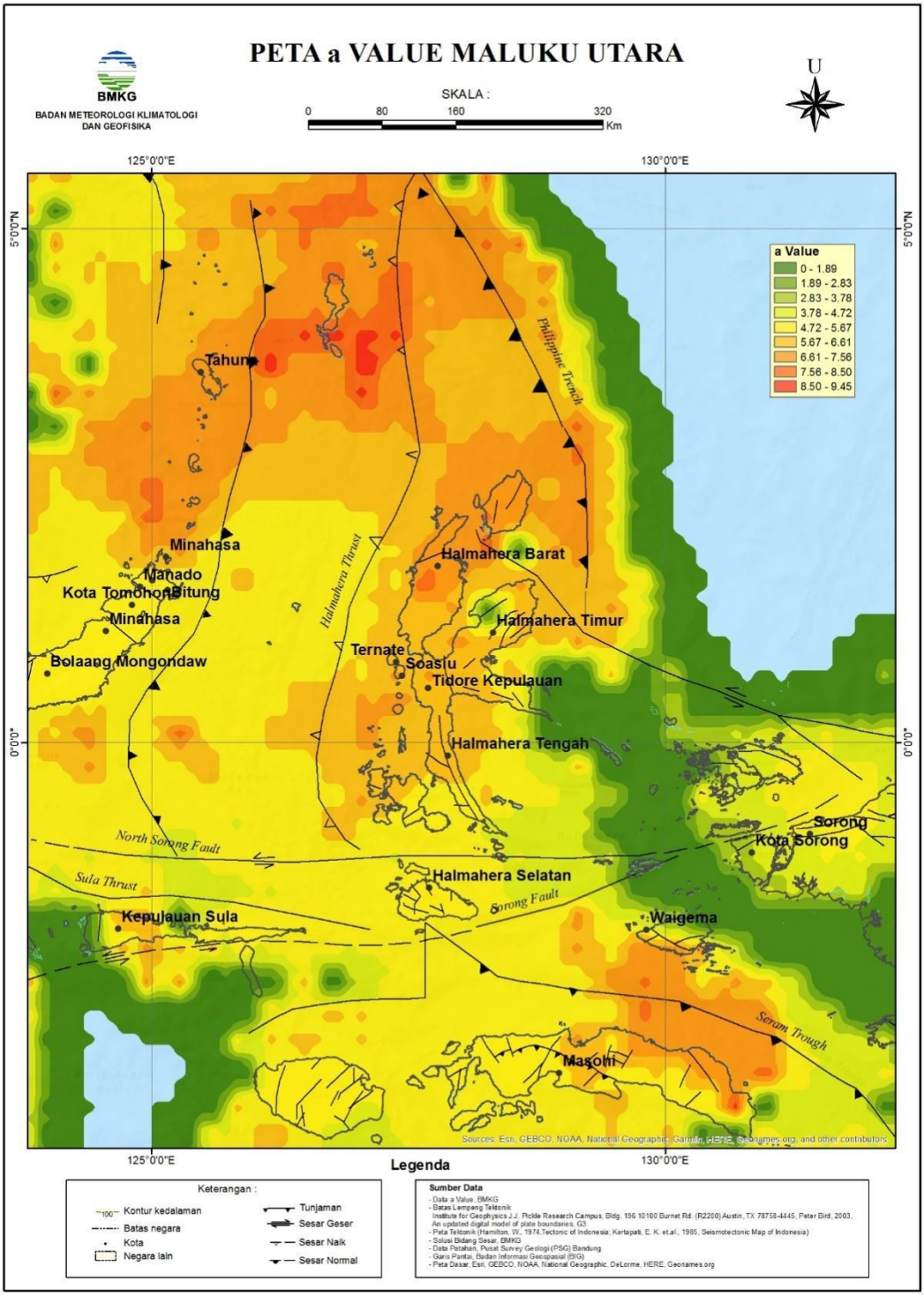
Magnitudo *completeness* yang rendah berada di sekitar Pulau Seram dan sekitar Sorong. tingginya nilai magnitudo *completeness* di sekitar Halmahera dan zona subduksi ganda Maluku bagian utara mengindikasikan masih perlunya penguatan jaringan seismik di wilayah tersebut untuk mendeteksi gempa-gempa dengan magnitudo kecil.



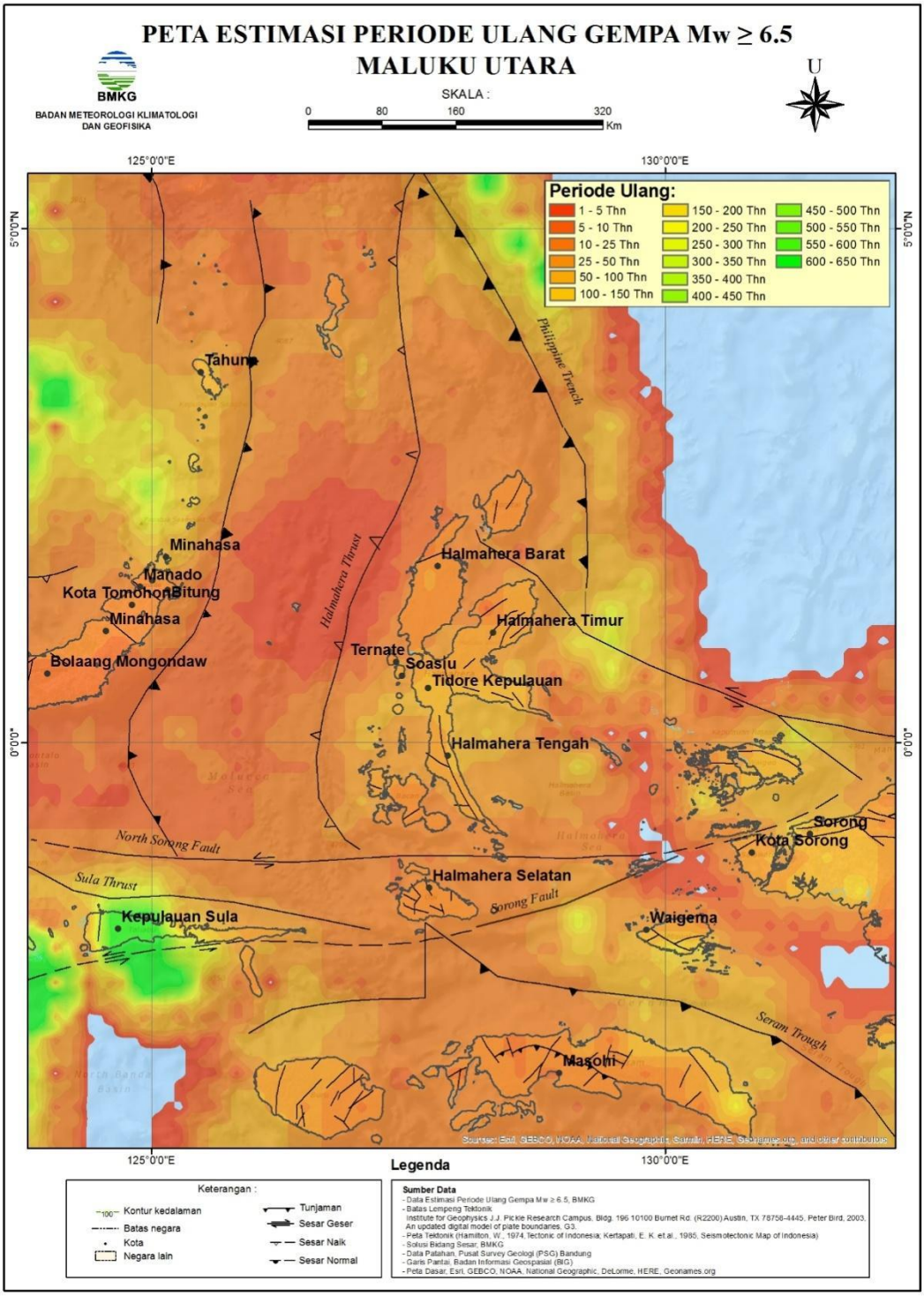
Gambar 8.5 Sebaran nilai b di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020. Kotak hitam dengan garis putus-putus merupakan area yang diinterpretasi.



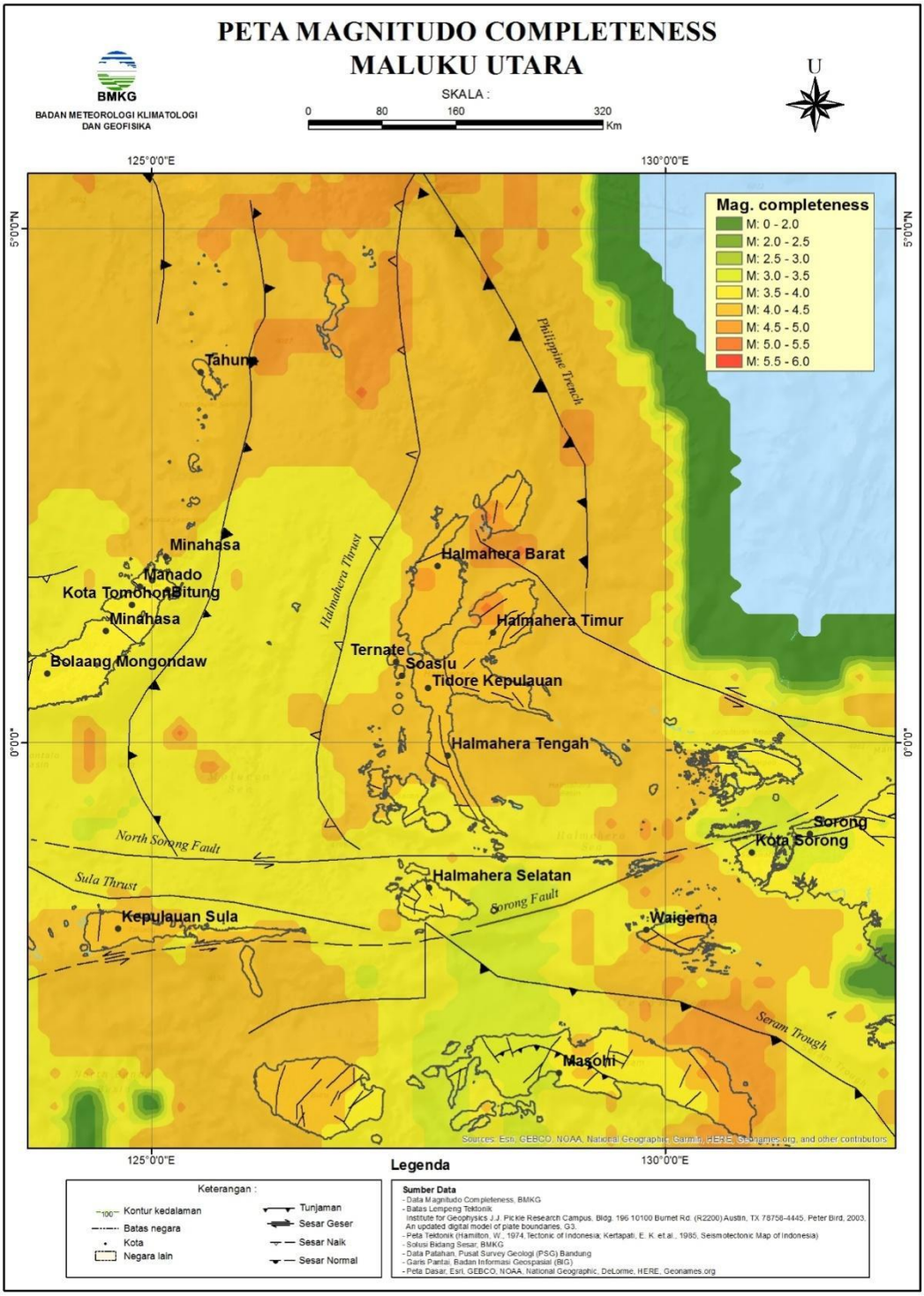
Gambar 8.6 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 8.7 Sebaran nilai a di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 8.8 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



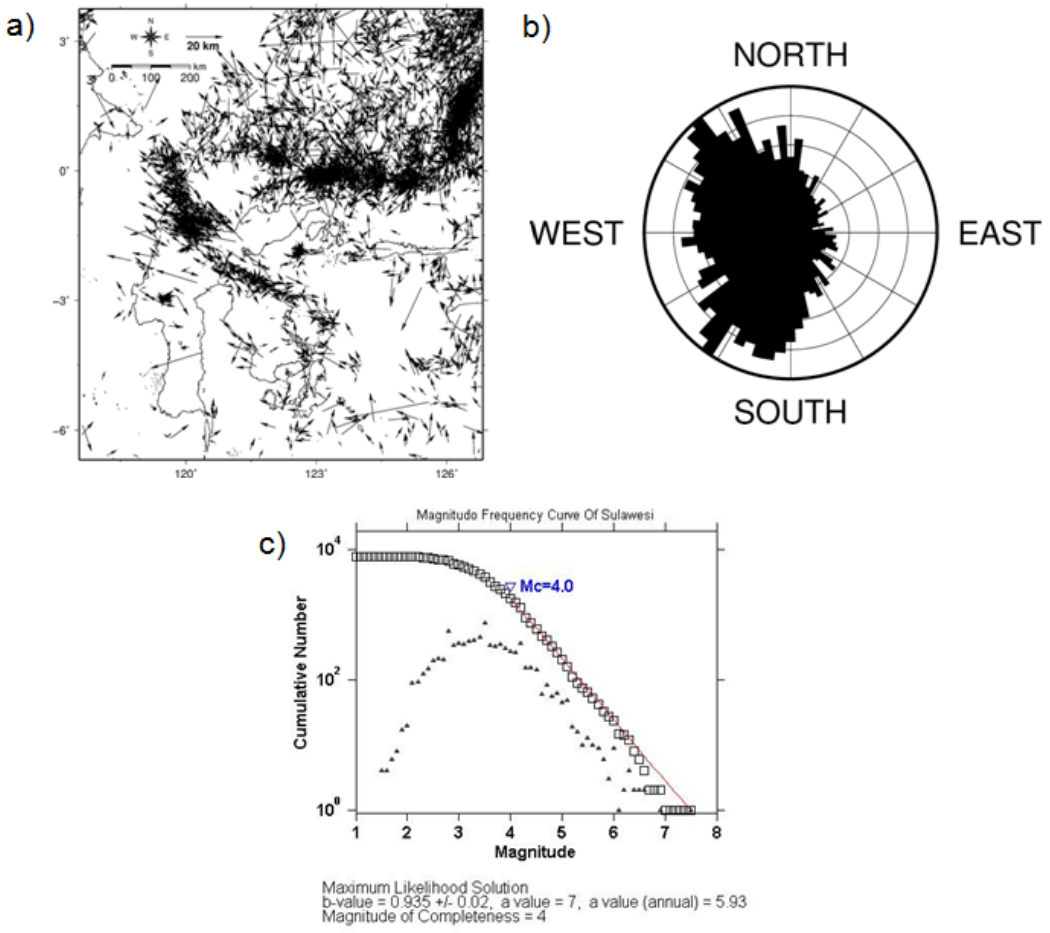
Gambar 8.9 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Maluku Utara dan sekitarnya berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

BAB 9
SULAWESI DAN SEKITARNYA

Wilayah tektonik Sulawesi terdiri dari seluruh Pulau Sulawesi, wilayah laut Sulawesi Utara, sebagian wilayah Laut Maluku, Laut Banda, dan Selat Makasar. Tektonik regional Pulau Sulawesi terutama di kontrol oleh zona subduksi Sulawesi Utara,subduksi Lempeng Laut Maluku di sepanjang Sangihe, Sesar Palu-Koro, Sesar Matano dan sistem sesar di sekitar Kepulauan Banggai.

9.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Sulawesi dan Sekitarnya

Episenter hasil relokasi hiposenter di area ini bergerak ke segala arah dengan dominannya ke arah barat sebagaimana terlihat pada Gambar 9.1. Faktor pergerakan ke arah tersebut kemungkinan besar disebabkan oleh konfigurasi stasiun dan adanya anomali kecepatan 3-D yang digunakan untuk perhitungan relokasi hiposenter (Pesicek dkk., 2010). Selain itu kondisi tektonik pada suatu area juga akan mempengaruhi pergeseran tersebut.

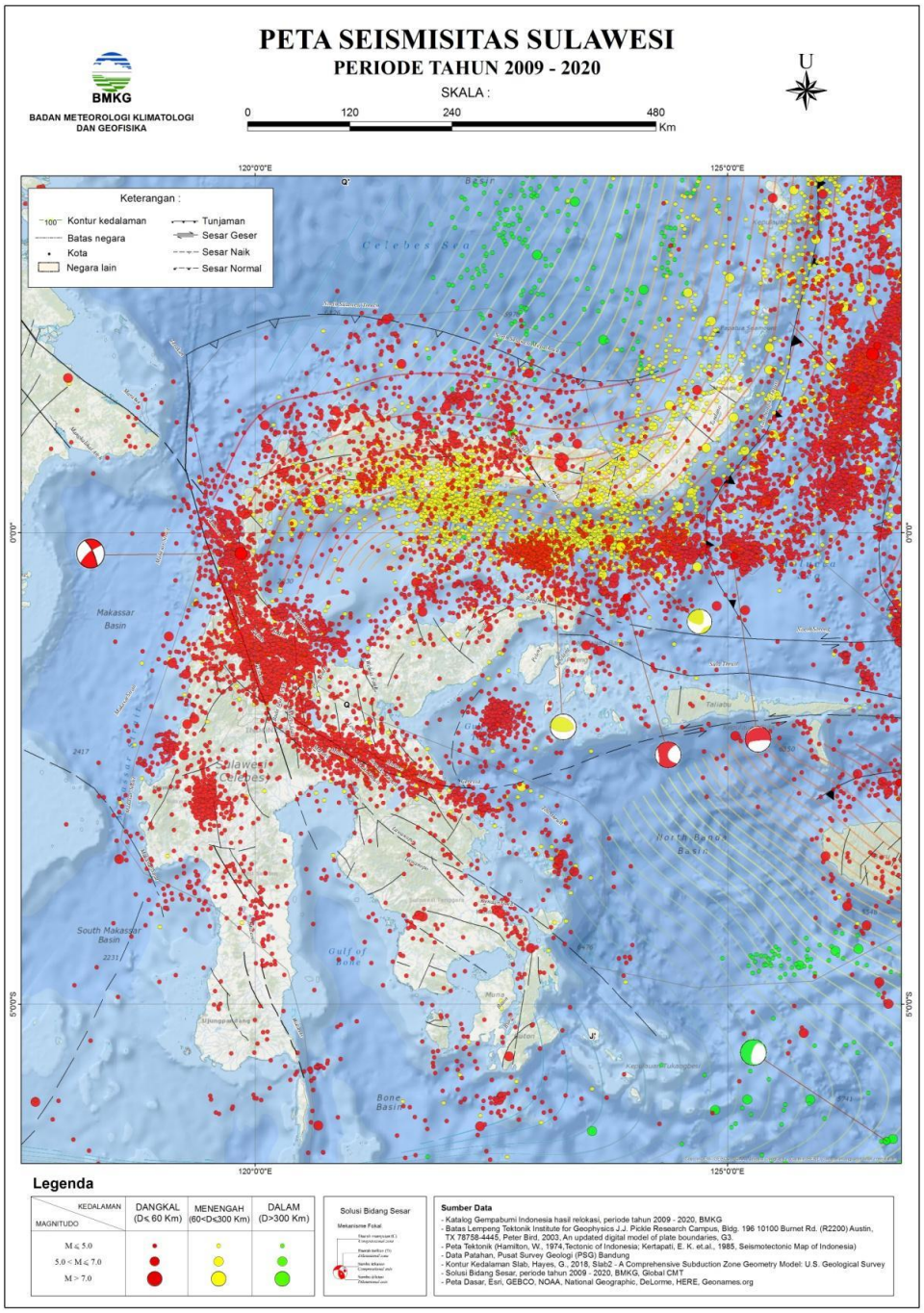


Gambar 9.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Sulawesi dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,0 (c).

Peta seismotektonik hasil relokasi ditunjukkan pada Gambar 9.2. Pada peta tersebut tampak kluster-kluster hiposenter yang tersebar di beberapa lokasi. Gempabumi kedalaman dangkal (< 60 km) umumnya tersebar di antara pantai utara Sulawesi (Toli-toli hingga Manado), pantai timur Sulawesi utara, Teluk Tomini, hingga Laut Maluku. Kluster lainnya terdapat di sepanjang sesar Palu-Koro hingga sesar Lawanopo. Pasca gempabumi Palu Mw 7,5 tahun 2018 lalu, terjadi gempabumi *swarm* di Mamasa Sulawesi Barat yang membentuk kluster tersendiri. Kluster yang lebih kecil lainnya terdapat di sekitar Kota Kendari dan tenggara Kendari.

Gempabumi kedalaman menengah (antara 60-300 km) umumnya tersebar di Teluk Tomini mulai dari selatan Gorontalo dan di utara Kepulauan Banggai.

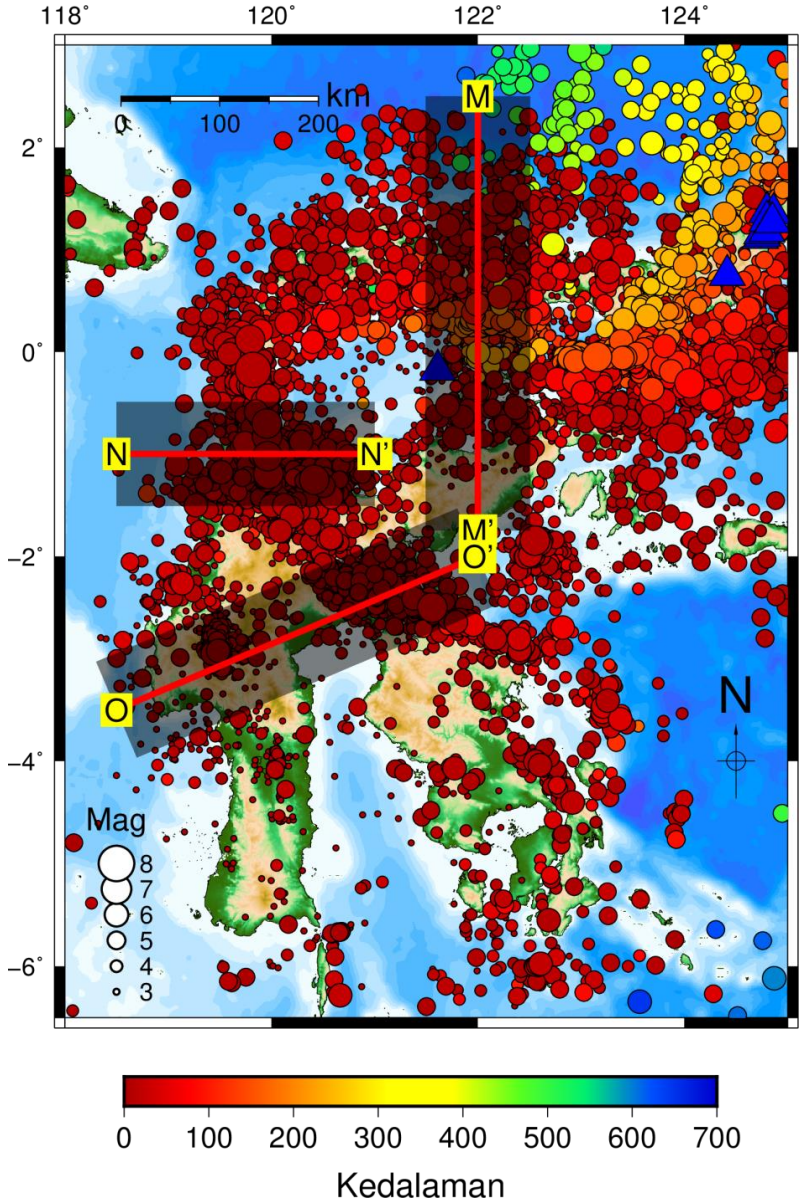
Kluster ini menerus berbelok ke utara mengikuti subduksi Sangihe di timur Sulawesi Utara.



Gambar 9.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Sulawesi dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5.

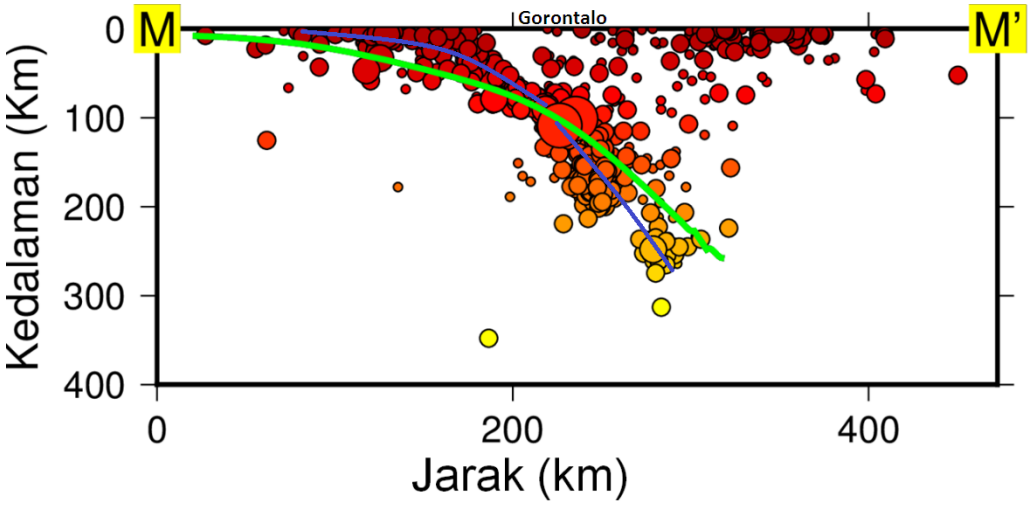
9.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Sulawesi dan Sekitarnya

Dari peta seismisitas dibuat penampang seismisitas vertikal dengan tiga lintasan (Gambar 9.4) yaitu, M-M', N-N'dan O-O'. Penampang M-M' meliputi wilayah Laut Sulawesi Utara melalui Teluk Tomini hingga lengan timur Pulau Sulawesi. Penampang N-N' melalui wilayah Sulawesi Tengah di sekitar Teluk Palu. Penampang O-O' melalui wilayah Sulawesi Barat hingga Sulawesi Tengara di sekitar Sesar Lawanopo.



Gambar 9.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Sulawesi dan sekitarnya. Segitiga biru merupakan posisi gunung api di area tersebut.

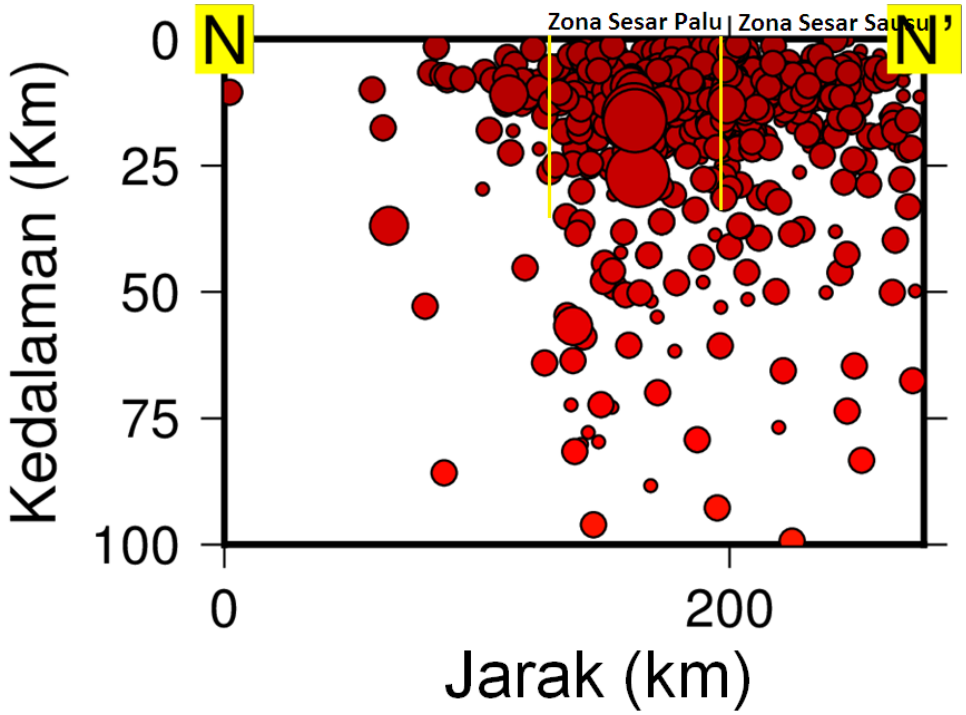
Pada penampang M-M' (Gambar 9.4) tampak seismisitas vertikal di Laut Sulawesi Utara (kiri), Teluk Tomini (tengah) hingga Luwuk (Sulawesi Tengah).Berdasarkan seismisitas tampak bahwa subduksi Lempeng Laut Maluku terjadi hingga kedalaman 300 km. Jika dibandingkan dengan model Slab 2.0, maka perkiraan garis lempeng berdasarkan seismisitas tampak lebih curam. Tepat di bawah wilayah Gorontalo terdapat kluster gempa-gempa kecil yang diakibatkan oleh sesar lokal di daratan. Semakin ke selatan (bagian kanan penampang) tampak adanya kluster seismisitas di sekitar Teluk Tomini. Kluster ini terjadi pada kedalaman kurang dari 50 km.



Gambar 9.4 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan M-M' yang melintasi wilayah Laut Sulawesi, Gorontalo, Teluk Tomini hingga Luwuk (Sulawesi Tengah). Garis hijau merupkan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018), sementara garis biru adalah perkiraan lempeng berdasarkan seismisitas.

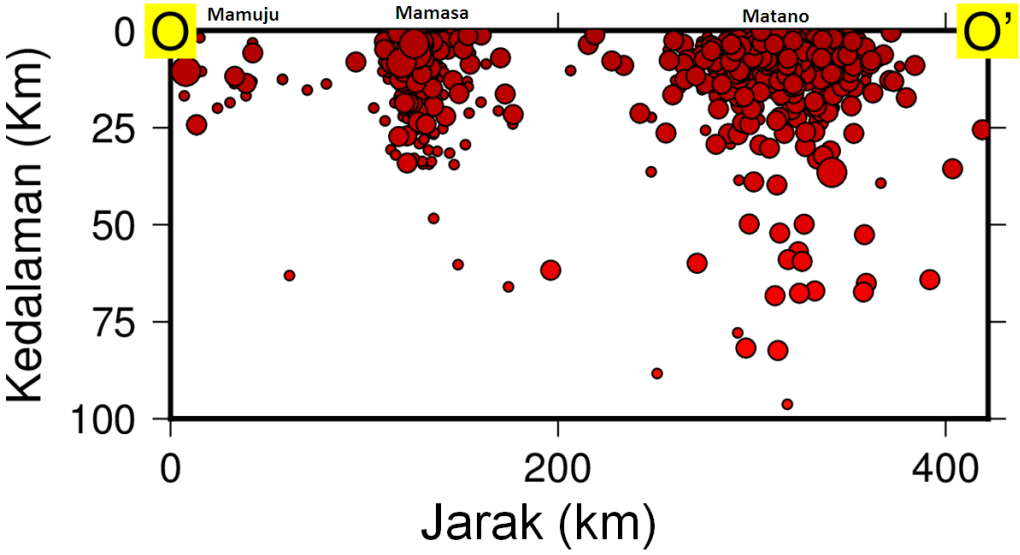
Pada penampang N-N' (Gambar 9.5) tampak seismisitas pada penampang vertikal Sulawesi Tengah di sekitar Sesar Palu. Umumnya seismisitas terjadi pada kedalaman 0 hingga 100 km. Gempa-gempa darat merusak (M>6) umumnya disebabkan oleh aktivitas Sesar Palu dan Sesar Sausu di Poso. Gempa-gempa tersebut umumnya terjadi pada kedalaman kurang dari 50 km. Tingginya seismisitas pada zona ini sebagian besar disebabkan oleh aktivitas gempabumi susulan Poso 2017 dan Palu 2018. Hasil relokasi hiposenter menunjukkan bahwa aktivitas Sesar Palu hanya terjadi pada kedalaman 0-25 km (Ramdhan dan

Priyobudi, 2019). Sementara itu gempa-gempa dengan kedalaman lebih dari itu disebabkan oleh pergerakan lempeng di bawah Pulau Sulawesi.



Gambar 9.5 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan N-N' yang melintasi wilayah Sulawesi Tengah dan sekitarnya. Garis kuning menunjukkan perkiraan bidang Sesar Palu.

Penampang O-O' pada Gambar 9.6 menunjukkan seismisitas vertikal di wilayah Sulawesi Barat dan Sulawesi Tenggara. Secara umum terdapat tiga kluster seismisitas pada penampang tersebut. Kluster pertama berada di ujung kiri penampang, adalah seismisitas di sekitar pantai Sulawesi Barat. Kluster kedua terdapat pada jarak penampang 100-200 km dan kedalaman 0 hingga 60 km. Seismisitas pada kluster ini diakibatkan oleh gempabumi Mamasa pada tahun 2018. Gempabumi ini merupakan gempabumi *swarm* yang berlangsung cukup lama pasca gempabumi Palu tahun 2018. Kluster ketiga terdapat pada jarak penampang 200-400 km dan kedalaman kurang dari 50 km. Seismisitas pada kluster ini diakibatkan oleh aktivitas gempabumi di sekitar Sesar Lawanopo. Zona seismisitas dengan kedalaman lebih dari 60 km dengan frekuensi gempa yang relatif jarang berkaitan dengan zona subduksi dari aktivitas seismik di zona subduksi Sulawesi Utara dan Maluku Utara.



Gambar 9.6 Penampang seismisitas vertikal pada lintasan O-O' yang melintasi wilayah Sulawesi Barat (Mamuju dan Mamasa) dan Sulawesi Tenggara (Matano).Kluster seismisitas di bawah Mamasa akibat aktivitas gempa *swarm* 2018. Area biru adalah seismisitas akibat Sesar Matano.

9.3 Parameter nilai a, b, Estimasi Priode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Sulawesi dan Sekitarnya

Magnitudo *Completeness* (Mc) di Wilayah Sulawesi dan sekitarnya pada kisaran 4,0 dimana hasil penghitungan nilai b di wilayah Sulawesi menunjukkan terdapatnya empat zona dengan distribusi nilai b yang rendah yang diduga sedang terjadi peningkatan peningkatan *stress*, yaitu zona Danau Poso, zona Uebonti, zona *megathrust* Sulawesi Utara, dan zona sesar Teluk Bone (Gambar 9.7). Zona Sulawesi Danau Poso, Uebonti dan Teluk Bone dengan nilai b rendah ini mengindikasikan masih terdapatnya energi yang belum dilepaskan sebagai gempa di Sulawesi Tengah, meskipun pada 28 September 2018 telah terjadi gempa signifikan dengan magnitudo Mw 7,5 di Donggala. Munculnya zona dengan nilai b rendah di bagian timur *megathrust* Sulawesi Utara diduga terjadi akibat desakan *megathrust* tersebut dari arah utara.

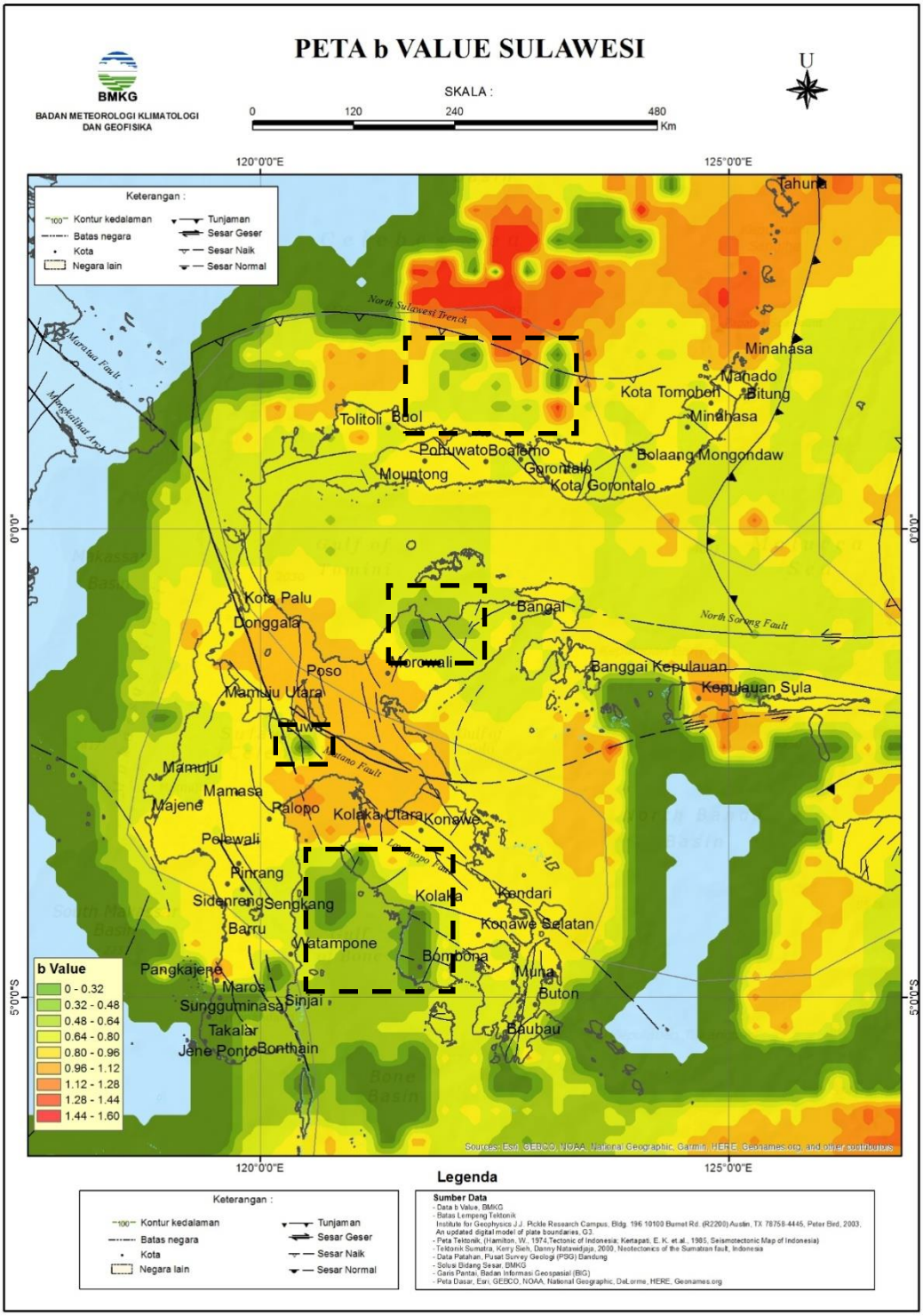
Peta hasil penghitungan nilai a menunjukkan aktivitas seismik yang rendah di wilayah antara zona Sesar Palu-Koro dan Sesar Poso (Gambar 9.9). Aktivitas seismik yang rendah juga terjadi di sebagian kecil *megathrust* Sulawesi Utara

tepatnya di Kepulauan Talaud. Peta hasil penghitungan nilai a juga menunjukkan aktivitas seismik yang relatif rendah di sekitar Sesar Gorontalo dan Kepulauan Banggai-Sula. Demikian pula dari Donggala, Morowali hingga Konawe Utara yang merupakan bagian dari Sesar Palu-Koro. Nilai standar deviasi yang didapatkan dari penghitungan nilai b di wilayah Sulawesi sebagian besar bernilai kecil sehingga hasil penghitungan nilai b dapat diinterpretasikan dengan baik, kecuali di sekitar *megathrust* Sulawesi Utara dan Kepulauan Sula. (Gambar 9.8).

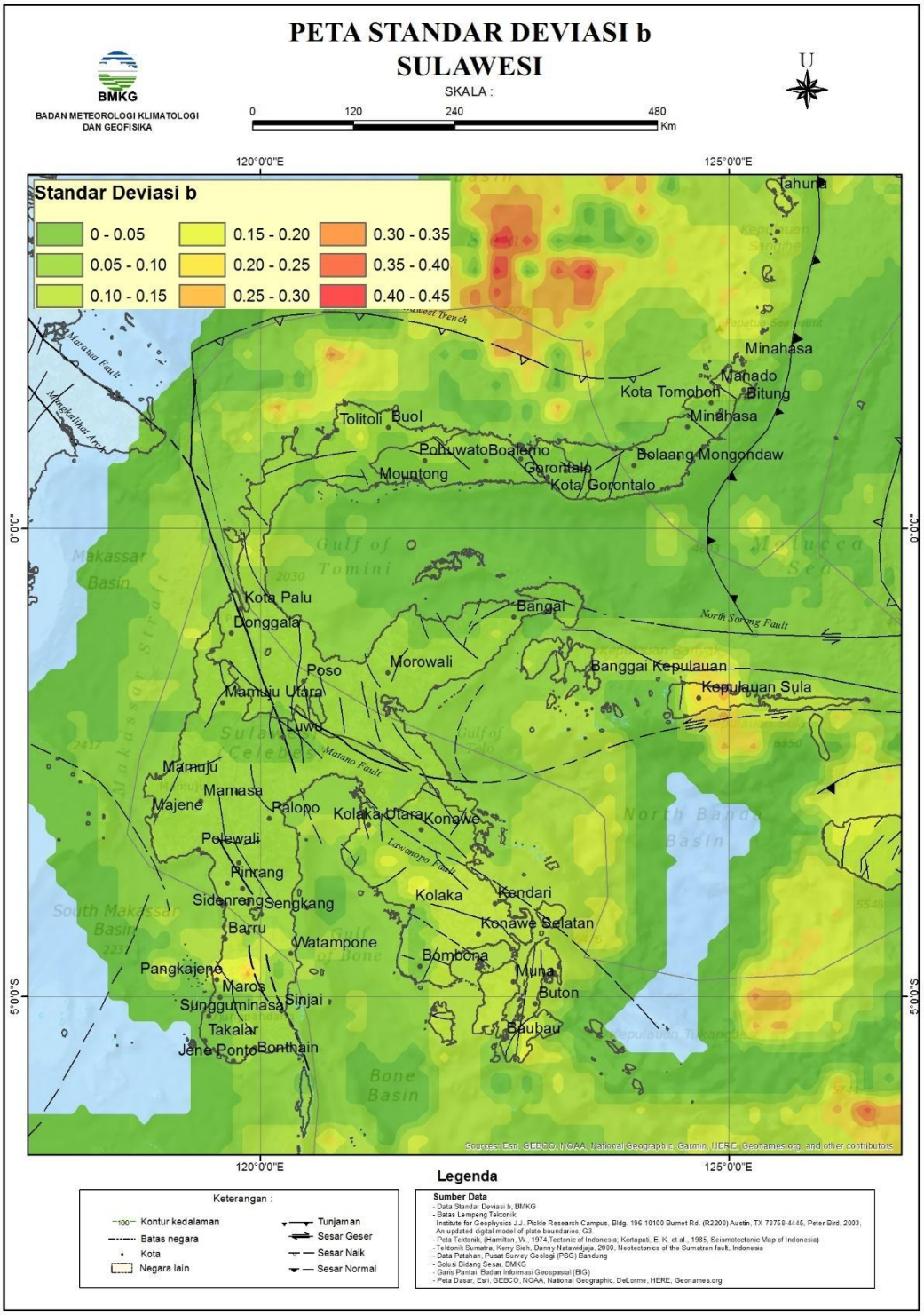
Berdasarkan peta estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5, wilayah Sulawesi bagian utara dominan memiliki periode yang pendek yaitu 5-10 tahun, utamanya di wilayah perairan selatan Gorontalo-Sulawesi Utara, Banggai dan zona sesar barat Maluku (Gambar 9.10),

Wilayah *megathrust* Sulawesi Utara dan Donggala memiliki periode 250-300 tahun dan pada wilayah punggungannya memiliki periode ulang lebih panjang 500-550 tahun. Wilayah yang dilewati sesar Matano, sekitar Morowali memiliki periode ulang 50-100 tahun. Begitu pula dengan daerah sekitar Mamasa, Mamuju, Palopo, hingga Pinrang memiliki periode 50-100 tahun. Wilayah yang dilewati sesar Lawanopo seperti Kolaka Utara dan Kolaka memiliki periode ulang 250-300 tahun, demikian pula dengan Kepulauan Banggai-Sula. Wilayah yang dilewati segmen-segmen sesar Walanae Barat seperti Barru, Pangkep dan Maros memiliki periode yang paling lama yaitu hingga 450-500 tahun.

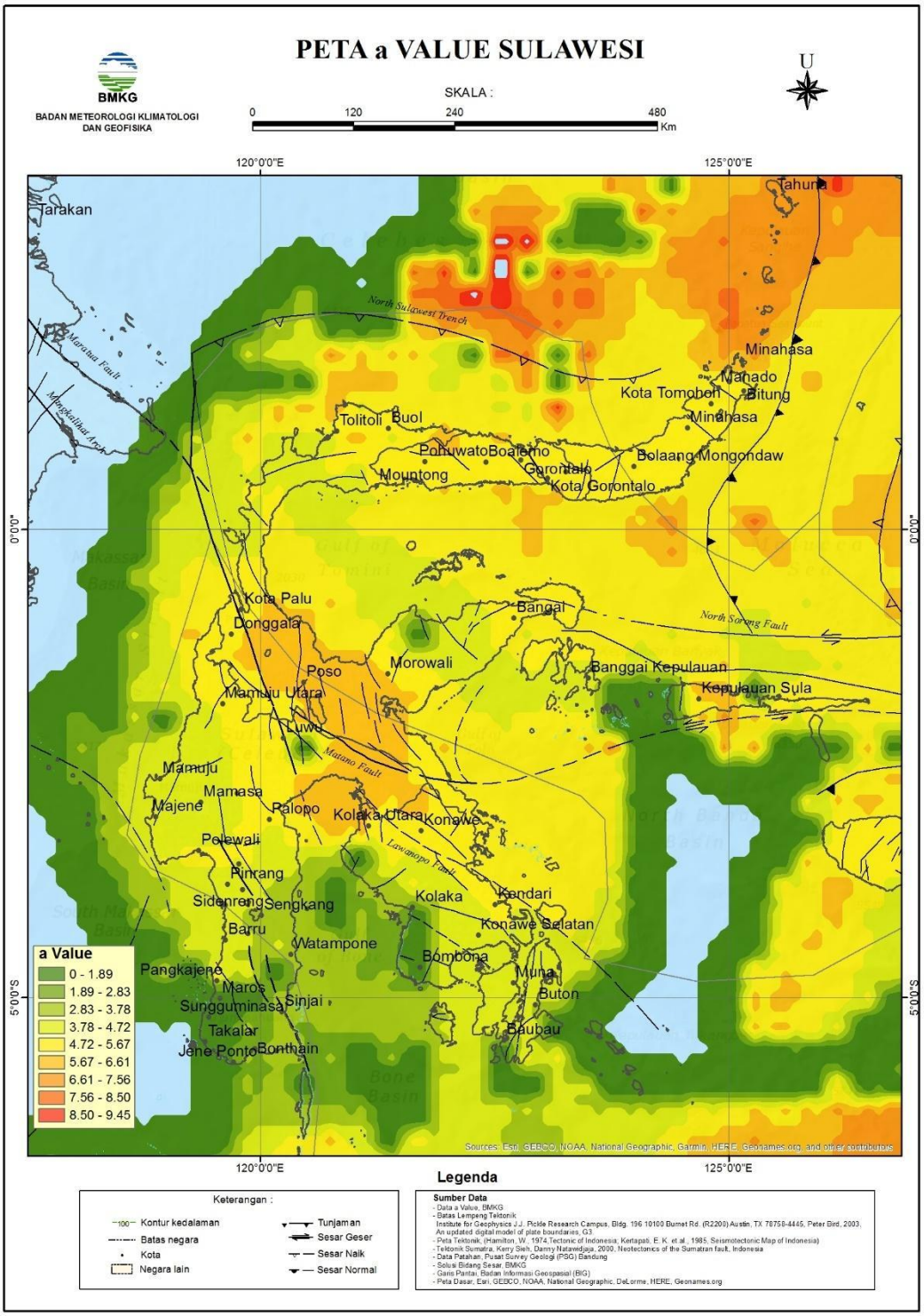
Berdasarkan peta magnitudo *completeness* tampak bahwa nilai yang rendah mendominasi wilayah Sulawesi, khususnya Sulawesi Selatan (Gambar 9.11). Adapun wilayah Gorontalo bagian timur, wilayah Manado dan *megathrust* di Sulawesi Utara, Kota Palu wilayah Sulawesi Tenggara yang meliputi Morowali, Bombana, Pulau Buton, Kepulauan Banggai dan wilayah Luwu memiliki magnitudo *completeness* sedang, 3,5-4,0. Sebaran nilai magnitudo *completeness* tersebut menunjukkan bahwa jaringan seismik di wilayah Sulawesi dapat mendeteksi dengan baik gempabumi hingga magnitudo kecil.



Gambar 9.7 Sebaran nilai b di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020. Kotak hitam dengan garis putus-putus merupakan area yang diinterpretasi.

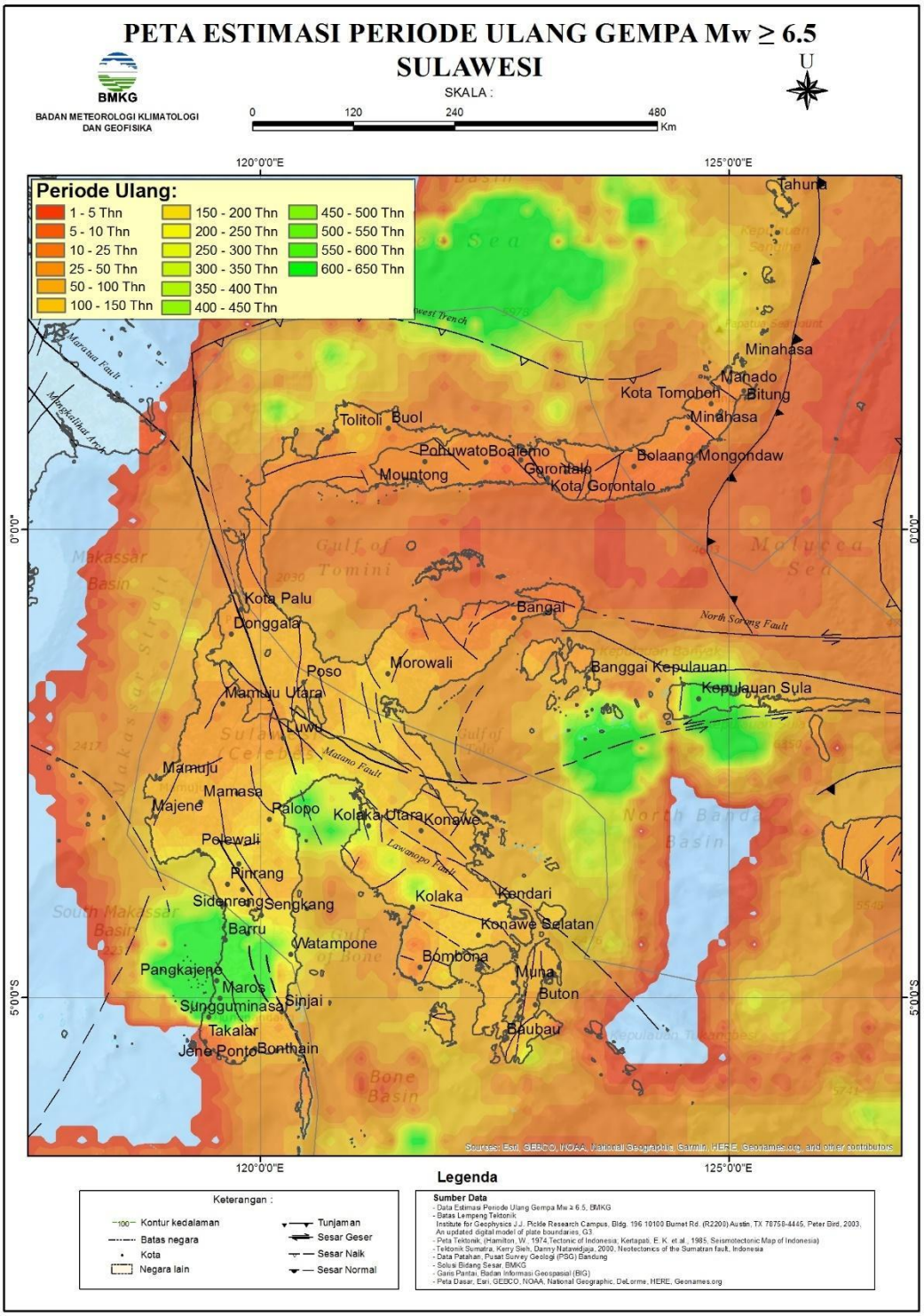


Gambar 9.8 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



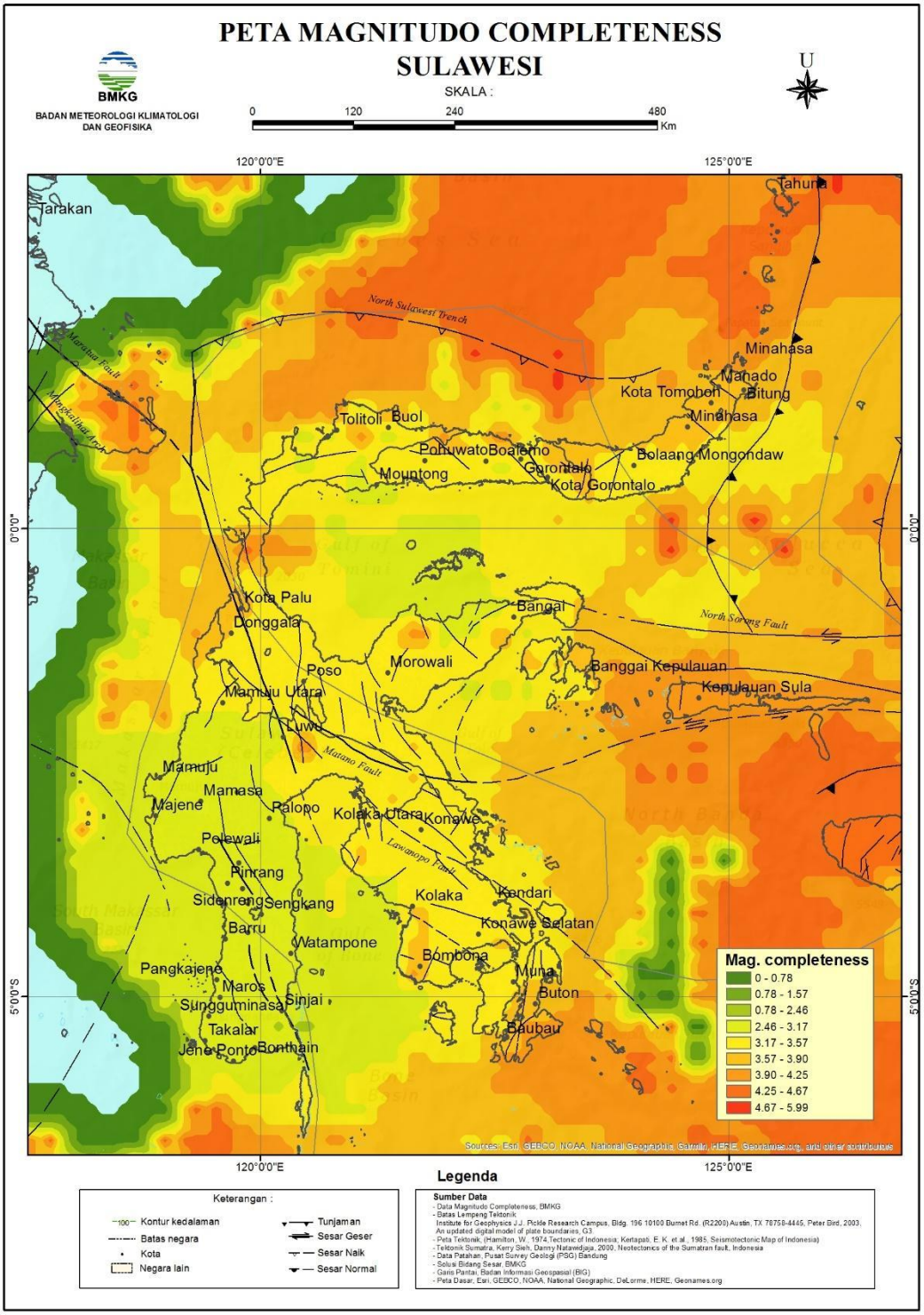
Gambar 9.9 Sebaran nilai a di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

.



Gambar 9.10 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

.



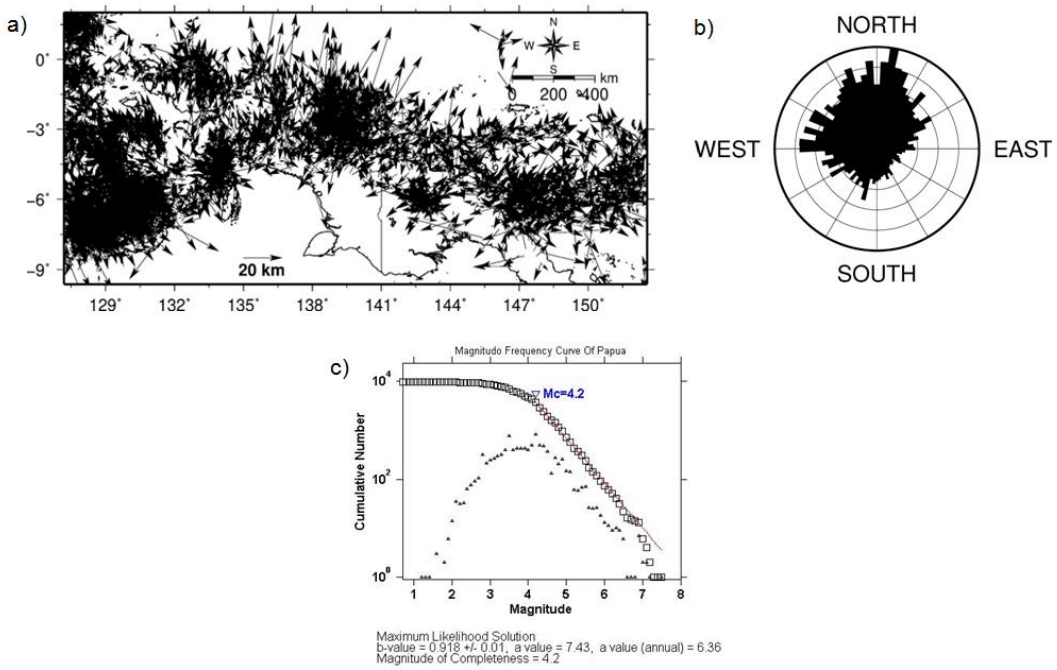
Gambar 9.11 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Sulawesi berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

BAB 10
PAPUA DAN SEKITARNYA

Wilayah Papua merupakan wilayah dengan kondisi tektonik yang aktif dan kompleks. Tektonik Papua mulai dari barat ke timur banyak dikontrol oleh sesar-sesar: Sorong-Ransiki-Yapen, Seram fold *thrust belt*, Tarera-Aiduna, Membramo *Fold-Thrust Belt*, Aru *Through*, *West Fold-thrust belt*.

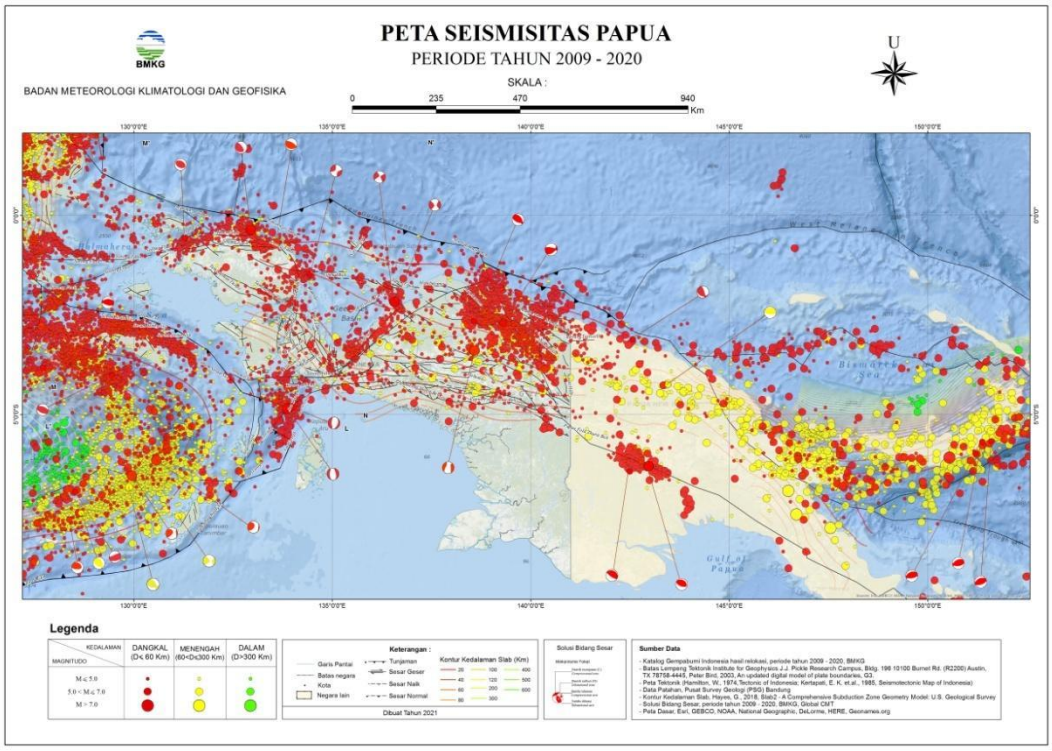
10.1 Hasil Relokasi Hiposenter di Wilayah Papua dan Sekitarnya

Episenter hasil relokasi hiposenter di area ini bergerak ke segala arah dengan pergeseran dominan ke arah utara sebagaimana ditunjukkan oleh Gambar 9.1. Konfigurasi stasiun dan adanya anomali kecepatan 3-D yang digunakan untuk perhitungan relokasi hiposenter menjadi sejumlah faktor penyebab arah pergeseran tersebut (Pesicek dkk., 2010). Faktor kondisi tektonik yang kompleks juga menjadi salah satu penyebabnya. Penelitian lebih lanjut perlu dilakukan untuk mengetahui faktor yang paling dominan dari penentu pergeseran episenter tersebut.



Gambar 10.1 Vektor pergeseran posisi episenter relatif terhadap katalog BMKG di wilayah Papua dan sekitarnya (a) dan diagram mawarnya (b). Grafik magnitudo *completeness* (Mc) sebesar 4,2 (c).

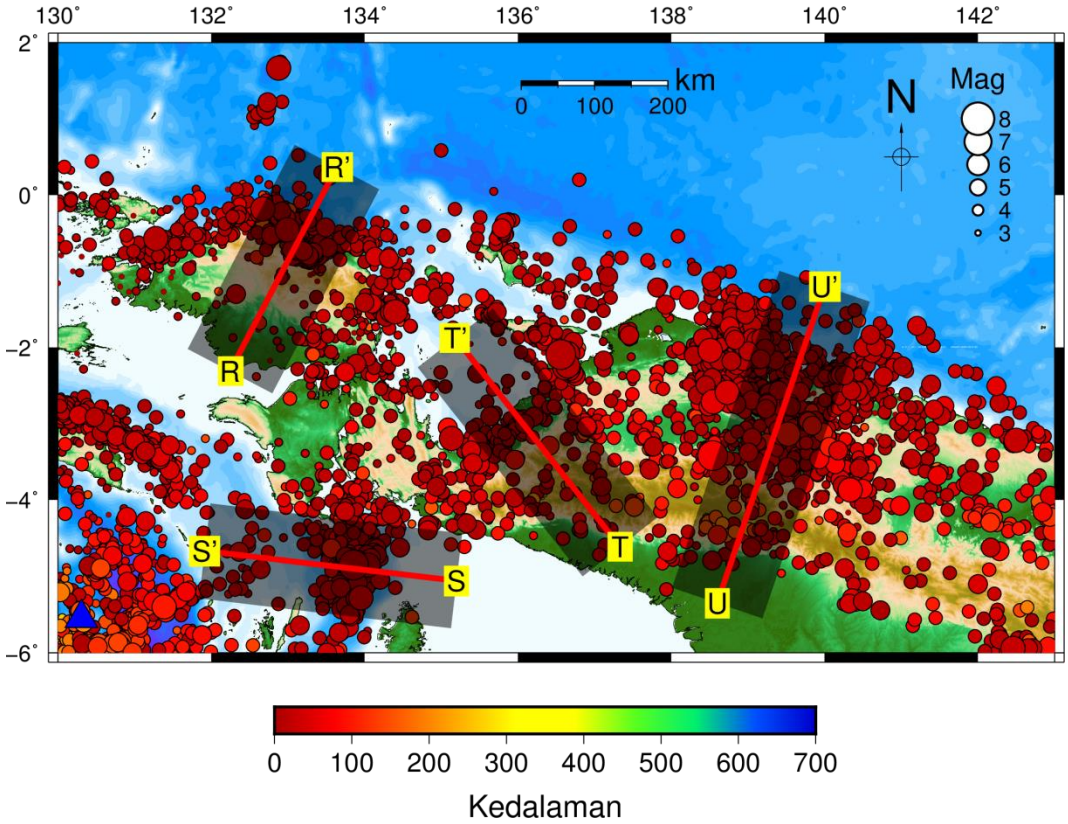
Peta seismotektonik hasil relokasi ditunjukkan pada Gambar 10.2. Pada peta tersebut tampak kluster-kluster hiposenter yang tersebar di beberapa lokasi. Gempabumi kedalaman dangkal (< 60 km) umumnya tersebar di pantai utara kepala burung (Sorong hingga Manokwari), sekitar cekungan antara Pulau Aru dan Tual, Teluk Nabire hingga Serui dan Zona Pegunungan Memberamo. Gempabumi kedalaman menengah (60-300 km) umumnya tersebar di bawah pegunungan Memberamo menerus hingga ke timur wilayah Papua Nugini. Kluster kecil gempa berkedalaman menengah juga terdapat di antara Sorong-Manokwari dan di antara Tual-Aru.



Gambar 10.2 Peta seismisitas hasil relokasi hiposenter di wilayah Papua dan sekitarnya. Sebaran mekanisme sumber menunjukkan gempabumi dengan M ≥ 6,5.

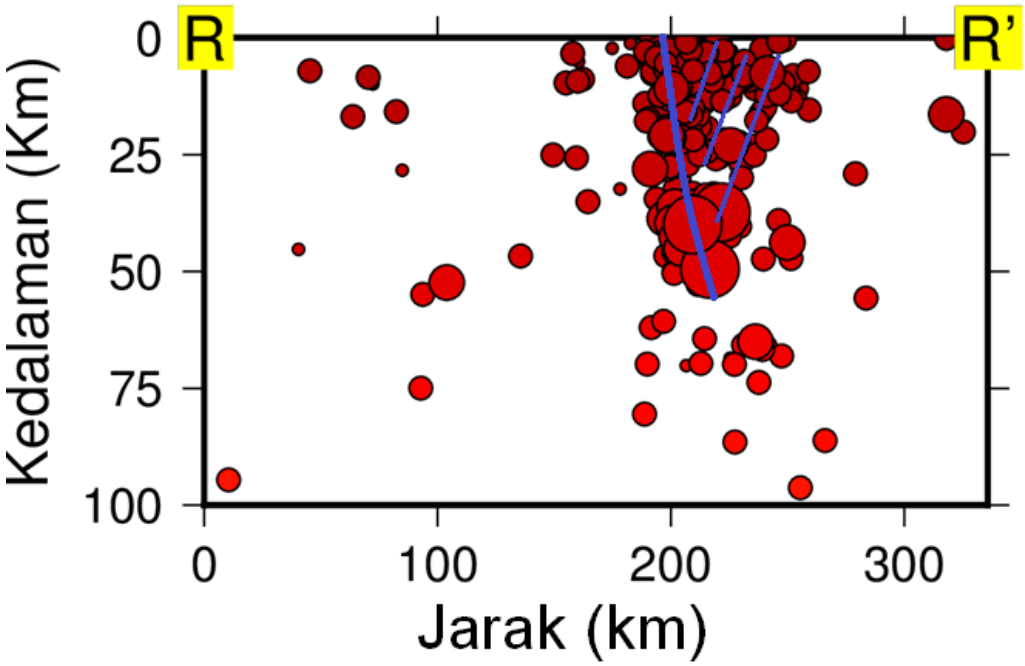
10.2 Penampang Seismisitas Vertikal di Wilayah Papua dan Sekitarnya

Dari peta seismisitas dibuat penampang seismisitas vertikal dengan empat lintasan (Gambar 10.3) yaitu R-R', S-S', T-T' dan U-U'. Penampang R-R' melalui wilayah kepala burung atau lintasan Sesar Sorong, penampang S-S' meliputi wilayah Aru *Through*, penampang T-T' lintasan Sesar Tarera-Aiduna dan penampang U-U' melalui Memberamo *fold belt* serta Subduksi Utara Papua.



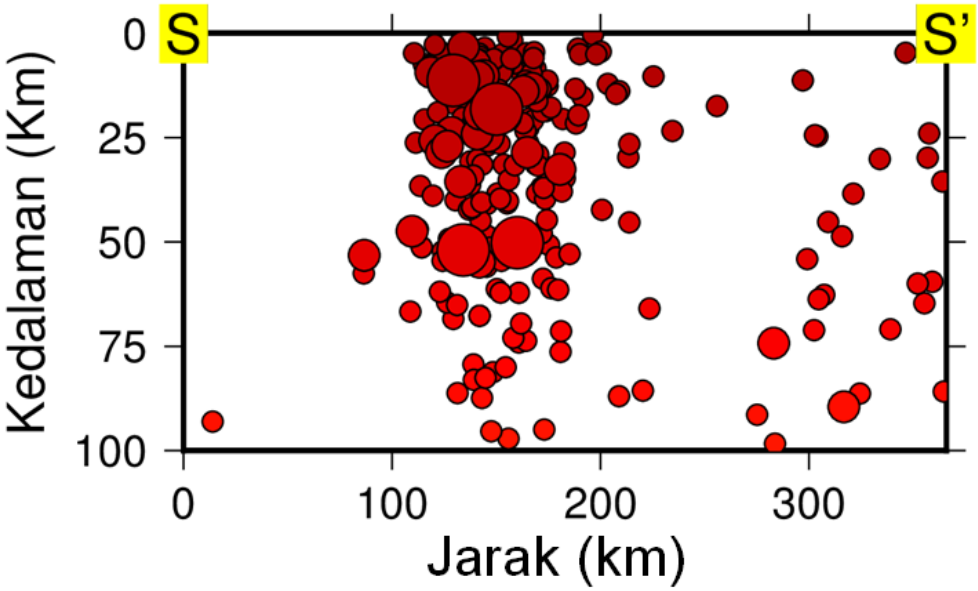
Gambar 10.3 Lintasan penampang seismisitas vertikal di wilayah Papua dan sekitarnya.

Penampang R-R' (Gambar 10.4) menunjukkan aktivitas seismik di wilayah Kepala Burung Papua. Seismisitas terdapat pada kedalaman dangkal hingga mendekati kedalaman 100 km. Pada penampang ini jelas sekali aktivitas seismik yang disebabkan oleh Sesar Sorong. Berdasarkan seismisitas kedalaman Sesar Sorong mencapai 60 km. Dari penampang seismisitas dapat direkonstruksi bidang utama Sesar Sorong dan perkiraan sesar-sesar sekundernya.



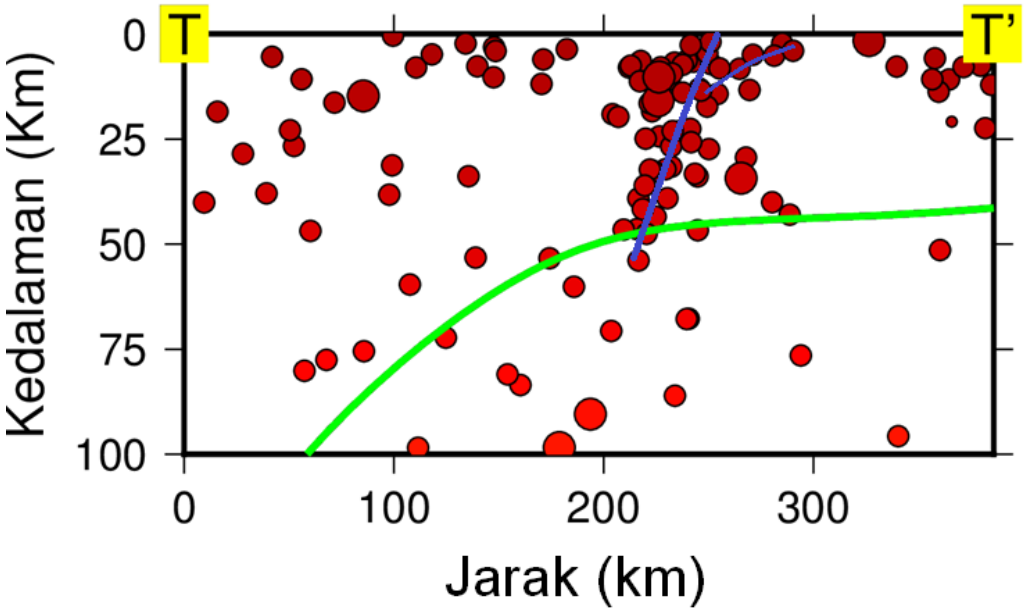
Gambar 10.4 Penampang seismisitas vertikal lintasan R-R' di sekitar Sesar Sorong. Garis biru tebal merupakan perkiraan bidang sesar Sorong, sementara garis biru tipis adalah sesar-sesar sekundernya.

Penampang S-S' (Gambar 10.5) menunjukkan aktivitas seismik di wilayah sekitar Aru *Through*. Aktivitas seismik di daerah ini diakibatkan oleh aktivitas graben Aru. Dari penampang seismisitas tersebut tampak bahwa kedalaman Graben Aru mencapai 100 km. Pembentukan Graben Aru terjadi akibat Lempeng Australia yang mengalami *roll back* di pusat Busur Banda sehingga menyebabkan gaya tarikan pada bagian atas lempeng di sekitar Kepulauan Aru.



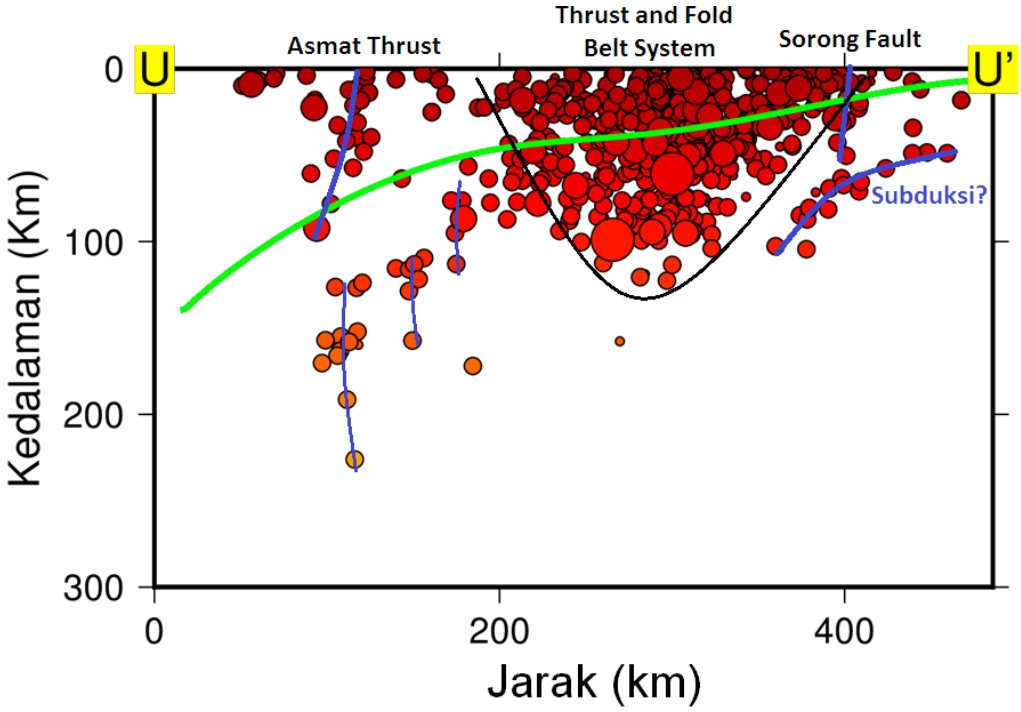
Gambar 10.5 Penampang seismisitas vertikal lintasan S-S' di sekitar Aru *through.*

Penampang T-T' (Gambar 10.6) menunjukkan aktivitas seismik di wilayah sekitar leher burung Papua, tepatnya di Waipoga Through. Jalur sesar ini disebut sebagai Sesar Waipoga (PuSGeN, 2017), membentang melewati Kota Nabire dan memanjang lebih dari 200 km ke arah Timur Laut menyusuri pantai barat punggung Pulau Papua yang menghadap ke Teluk Cendrawasih. Dari penampang seismisitas diketahui bahwa kedalaman sesar mencapai 50 km. Bidang sesar ini kemungkinan berhenti di kedalaman tersebut pada pertemuan dengan *interface* subduksi Papua. Meskipun bukti-bukti geologi data seismik refleksi di Teluk Cendrawasih menunjukkan adanya lipatan dan sesar naik, tetapi Sesar Waipoga ini memiliki pergerakan mendatar mengiri (*sinistral strike-slip*). Sesar ini merupakan lompatan (*step over*) dari Sesar Memberamo di utara ke Sesar Tarera Aiduna di selatan.



Gambar 10.6 Penampang seismisitas vertikal lintasan T-T' di sekitar Waipoga *Through*. Garis hijau merupkan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018). Garis biru adalah perkiraan bidang sesar

Penampang U-U' (Gambar 10.7) menunjukkan aktivitas seismik di wilayah sekitar Memberamo *Fold and Thrust Belt*, dan Subduksi Utara Papua. Penampang vertikal seismisitas menunjukkan aktivitas seismik hingga kedalaman lebih dari 100 km. Model Slab 2.0 terlalu dangkal jika dibandingkan dengan seismisitas yang terjadi. Beberapa model geologi juga menunjukkan jika subduksi di daerah tersebut terjadi pada kedalaman 50 km. Hal ini sangat bertolak belakang dengan seismistas yang berbentuk corong hingga kedalaman lebih dari 100 km. Bentuk corong ini diduga berkaitan dengan pembebanan lempeng akibat sistem *thrust* dan *fold belt* yang sangat intensif. Berkembangnya pegunungan anjakan menyebabkan pembebanan vertikal dan menyebabkan *buoyancy* negatif pada bagian tengah Papua.



Gambar 10.7 Penampang seismisitas vertikal lintasan U-U' di sekitar Memberamo *Thrust Fold Belt* (garis kuning) dan subduksi utara Papua (garis hijau) yang merupkan model *slab* 2.0 (Hayes dkk., 2018).

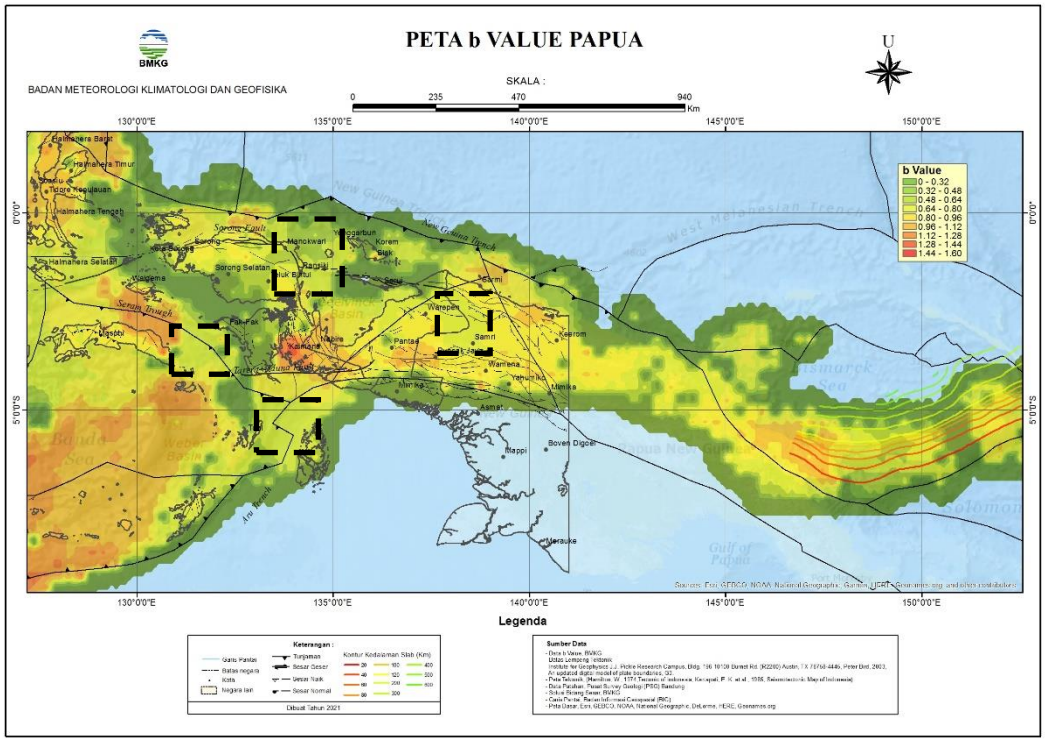
10.3 Parameter Nilai a, b, Estimasi Periode Ulang dan Magnitudo *Completeness* di Wilayah Papua dan Sekitarnya

Magnitudo *Completeness* (Mc) di Wilayah Papua dan sekitarnya pada kisaran 4,2 dimana hasil penghitungan nilai b di wilayah papua (Gambar 10.8) menunjukkan terdapatnya tiga zona dengan nilai b yang rendah, yaitu zona palung Seram, Aru *trench*, segmen Ransiki dan Mamberamo. Indikasi peningkatan *stress* di zona Palung Seram dan pergerakan *rollback* dari segmen Banda Seram. Indikasi peningkatan *stress* di Aru *trench* dimungkinkan terjadi akibat penguncian dorongan kerak benua Australia yang mendesak ke utara sehingga terjadi gaya tektonik tekan (*compressional regime*). Adapun segmen Ransiki dimungkinkan terjadi akibat penguncian gerakan batuan di segmen Ransiki dan segmen-segmen pendek lainnya yang sedang berkembang di sepanjang Sesar Sorong. Pada zona segmen Mamberamo indikasi peningkatan *stress* dimungkinkan terjadi akibat penguncian batuan di segmen-segmen pendek sekitar Mamberamo dan dorongan dari *megathrust* Papua di bagian utara. Hasil penghitungan nilai a (Gambar 10.10)

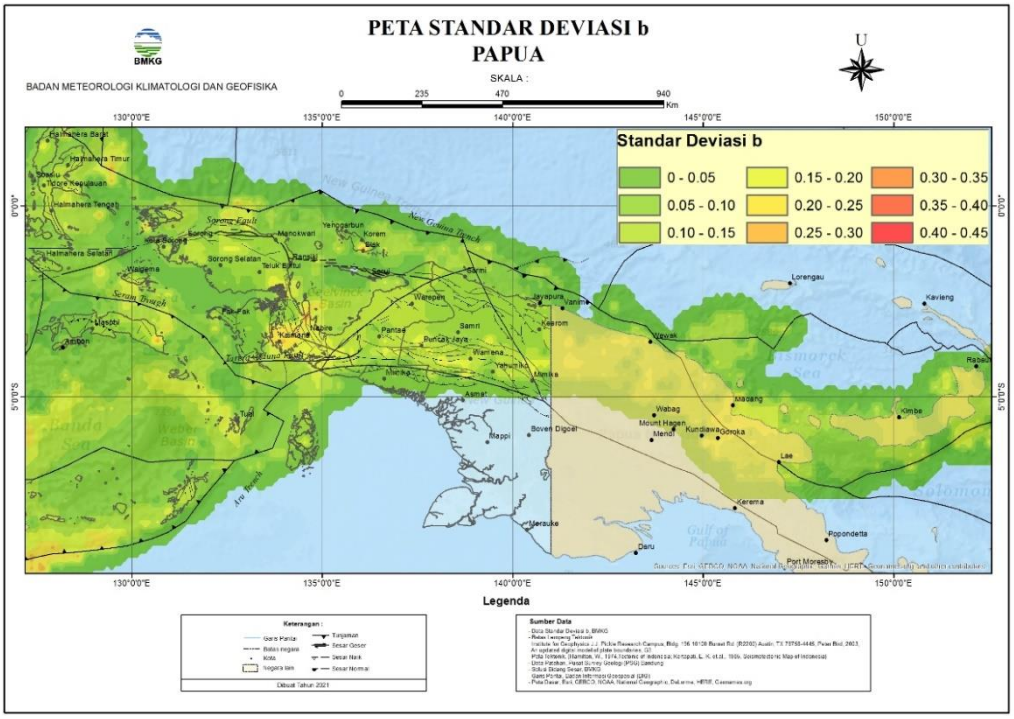
menunjukkan Aru *trench* memiliki tingkat aktivitas seismik yang paling rendah di antara tiga zona lainnya. Zona palung Seram dan segmen Ransiki menunjukkan tingkat aktivitas seismik yang sedang. Sementara segmen Memberamo memiliki tingkat aktivitas seismik yang paling tinggi. Berdasarkan standar deviasi yang didapatkan (Gambar 10.9) sebagian besar penghitungan nilai b di wilayah Papua dapat diinterpretasikan dengan baik, kecuali wilayah Kaimana yang memiliki nilai standar deviasi cukup tinggi. Penghitungan nilai a, b, dan estimasi periode ulang tidak dapat dilakukan di wilayah Papua bagian tengah-selatan karena minimnya kejadian gempabumi di wilayah tersebut, sehingga wilayah tersebut merupakan wilayah yang stabil.

Peta estimasi periode ulang gempa Mw ≥ 6,5 (Gambar 10.11) dominan menunjukkan periode yang pendek, yaitu 10-25 tahun. Estimasi periode ulang lebih pendek di Seram, Cekungan Weber, Tual, Sorong dan Samri menunjukkan periode 5-10 tahun. Sekitar wilayah Halmahera Timur, Sorong dan Wamena menunjukkan periode yang lebih lama yaitu 50-100 tahun. Wilayah Laut Banda, Kaimana, dan Biak memiliki periode yang lama yaitu 100-150 tahun.

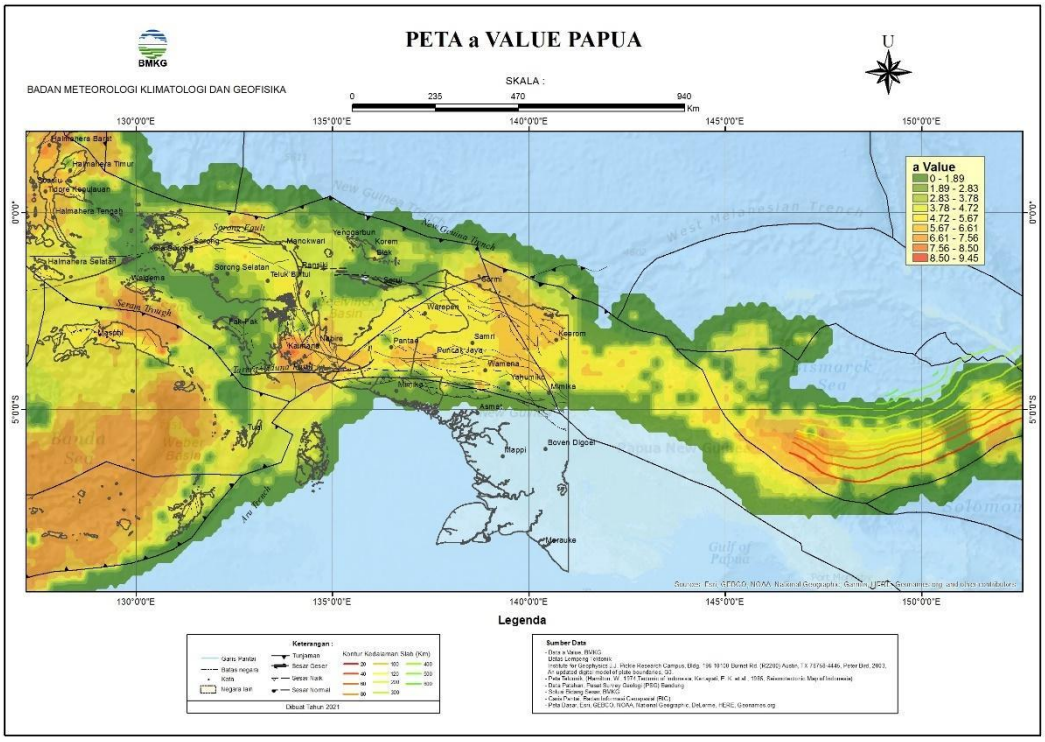
Gambar 10.12 menunjukkan magnitudo *completeness* paling rendah di wilayah Papua adalah 3,17-3,57 yang dominan berada di sekitar Seram, Sorong dan Jayapura. Magnitudo *completeness* di Papua bagian Barat dominan pada kisaran 3,5-4.0. Hal ini merepresentasikan jaringan seismik di wilayah tersebut masih perlu dirapatkan lagi sehingga dapat mendeteksi gempa-gempa yang lebih kecil.



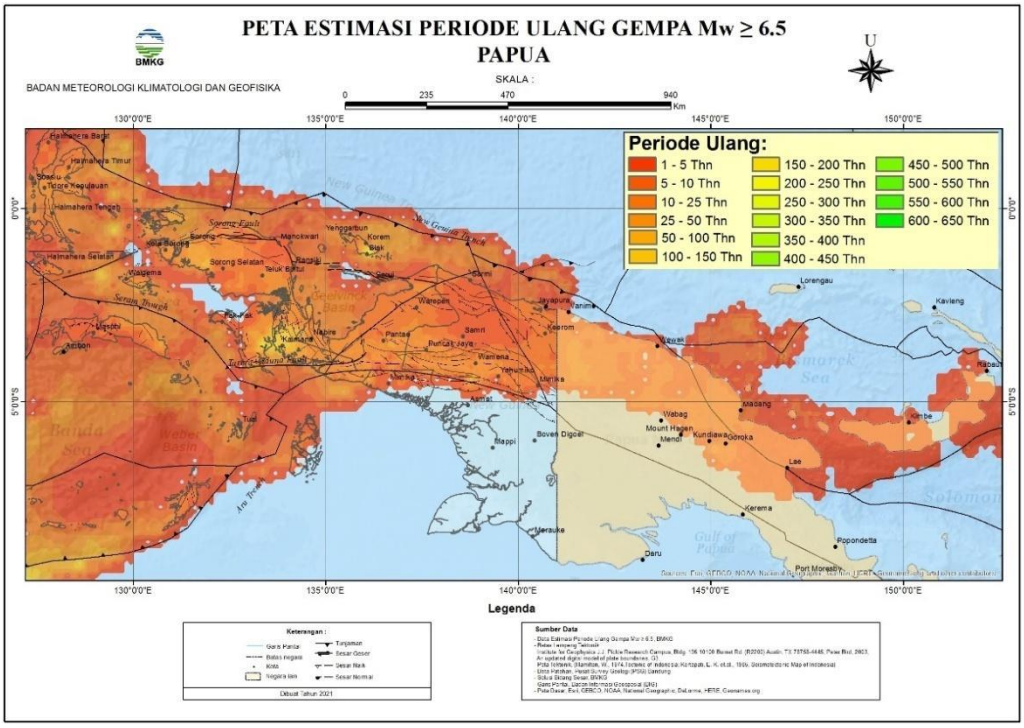
Gambar 10.8 Sebaran nilai b di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi rerelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020. Kotak hitam dengan garis putus-putus merupakan area yang diinterpretasi.



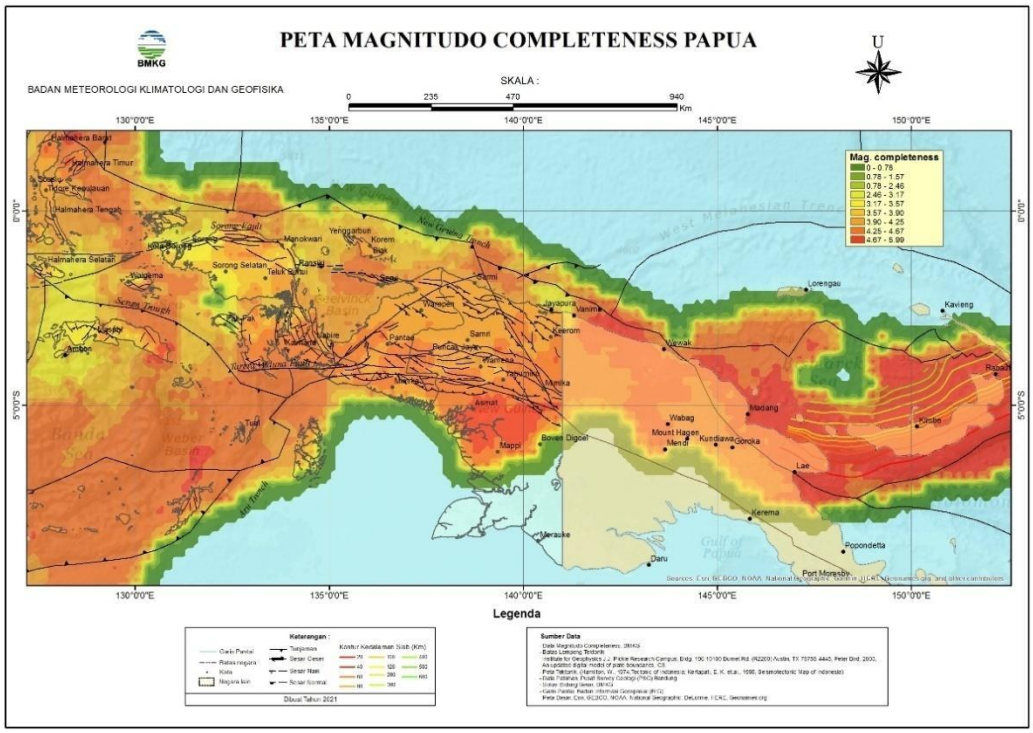
Gambar 10.9 Sebaran standar deviasi nilai b di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 10.10 Sebaran nilai a di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 10.11 Estimasi periode ulang gempabumi Mw ≥ 6,5 di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.



Gambar 10.12 Sebaran magnitudo *completeness* di Wilayah Papua berdasarkan katalog gempabumi terelokasi BMKG periode April 2009–Desember 2020.

DAFTAR PUSTAKA

Abers, G., and McCaffrey, R. (1988): Active Deformation in the New Guinea Fold-and-Thrust Belt: Seismological Evidence for Strike-Slip Faulting dan Basement-Involved Thrusting, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **93**(B11), 13332–13354. https://doi.org/10.1029/JB093iB11p13332

Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., McCaffrey, R., Subarya, C., Puntodewo, S. S. O., dan Calais, E. (2003): Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**(B8). https://doi.org/10.1029/2001JB000324

Cardwell, R. K., dan Isacks, B. L. (1978): Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **83**(B6), 2825–2838. https://doi.org/10.1029/JB083iB06p02825

Curray, J. R., Shor, G. G., Raitt, R. W., dan Henry, M. (1977): Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the Eastern Sunda and Western Banda Arcs, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, **82**(17), 2479–2489. https://doi.org/10.1029/JB082i017p02479

Das, S. (2004): Seismicity gaps and the shape of the seismic zone in the Banda Sea region from relocated hypocenters, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **109**(B12). https://doi.org/10.1029/2004JB003192

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., dan Stein, S. (1994): Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, **21**(20), 2191–2194. https://doi.org/10.1029/94GL02118

Diament, M., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen Jr, M., Gerard, M., Lassal, O., Martin, A., dan Malod, J. (1992): Mentawai fault zone off Sumatra: A new key to the geodynamics of western Indonesia, *Geology*, **20**(3), 259–262.

El-Isa, Z. H., dan Eaton, D. W. (2014): Spatiotemporal variations in the b-value of earthquake magnitudo–frequency distributions: Classification and causes, *Tectonophysics*, **615–616**, 1–11 https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.001

Engdahl, E. R., Hilst, R. van der, dan Buland, R. (1998): Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(3), 722–743.

Engdahl, E. R., Villasenor, A., DeShon, H. R., dan Thurber, C. H. (2007): Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918–2005) in the region of the 2004 M w 9.0 Sumatra–Andaman and 2005 M w 8.6 Nias Island great earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(1A), S43–S61.

Fitch, T. J. (1972): Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, **77**(23), 4432–4460. https://doi.org/10.1029/JB077i023p04432

Geiger, L. (1912): Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, *Bull. St. Louis Univ*, **8**(1), 56–71.

Genrich, J. F., Bock, Y., McCaffrey, R., Calais, E., Stevens, C. W., dan Subarya, C. (1996): Accretion of the southern Banda arc to the Australian plate margin determined by Global Positioning System measurements, *Tectonics*, **15**(2), 288–295. https://doi.org/10.1029/95TC03850

Gutenberg, B., dan Richter, C. F. (1944): Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **34**(4), 185–188.

Hamilton, W. B. (1979): *Tectonics of the Indonesian region*, US Govt. Print. Off.

Havskov, J., dan Ottemöller, L. (2010): Introduction, 9–10 *inRoutine Data Processing in Earthquake Seismology*, Springer.

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., dan Smoczyk, G. M. (2018): Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, **362**(6410), 58–61. https://doi.org/10.1126/science.aat4723

Hayes, G. P., Wald, D. J., dan Johnson, R. L. (2012): Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B1).

Hirose, F., dan Maeda, K. (2011): Earthquake forecast models for inland Japan based on the G-R law and the modified G-R law, *Earth, Planets and Space*, **63**(3), 8. https://doi.org/10.5047/eps.2010.10.002

Kanamori, H. (1981): The Nature of Seismicity Patterns Before Large Earthquakes, 1–19 *inEarthquake Prediction*, American Geophysical Union (AGU). https://doi.org/10.1029/ME004p0001

Katili, J. A. (1971): A review of the geotectonic theories and tectonic maps of Indonesia, *Earth-Science Reviews*, **7**(3), 143–163. https://doi.org/10.1016/0012-8252(71)90006-7

Katili, J. A. (1978): Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia, *Tectonophysics*, **45**(4), 289–322. https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90166-X

Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., dan Buland, R. (1995): Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophysical Journal International*, **122**(1), 108–124. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x

Koketsu, K., dan Sekine, S. (1998): Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities, *Geophysical Journal International*, **132**(2), 339–346. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00427.x

McCaffrey, R., dan Nábělek, J. (1984): The geometry of back arc thrusting along the Eastern Sunda Arc, Indonesia: Constraints from earthquake and gravity data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **89**(B7), 6171–6179. https://doi.org/10.1029/JB089iB07p06171

Morris, J., Jezek, P., Hart, S., dan Hill, J. (1983): The Halmahera island arc, Molucca Sea collision zone, Indonesia: a geochemical survey, *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, **27**, 373–387.

Natawidjaja, D. H., dan Triyoso, W. (2007): The sumatran fault zone — from source to hazard, *Journal of Earthquake and Tsunami*, **01**(01), 21–47. https://doi.org/10.1142/S1793431107000031

Newcomb, K. R., dan McCann, W. R. (1987): Seismic history and seismotectonics of the Sunda Arc, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **92**(B1), 421–439. https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00421

Nuannin, P. (2006): *The Potential of b-value Variations as Earthquake Precursors for Small and Large Events*, phd, Uppsala University, SE-75236, Uppsala, Sweden, retrieved December 28, 2020from internet: https://tcs.ah-epos.eu/eprints/1394/.

Nugraha, A. D., Shiddiqi, H. A., Widiyantoro, S., Thurber, C. H., Pesicek, J. D., Zhang, H., Wiyono, S. H., Ramdhan, M., Wandono, dan Irsyam, M. (2018): Hypocenter Relocation along the Sunda Arc in Indonesia, Using a 3D Seismic-Velocity Model, *Seismological Research Letters*, **89**(2A), 603–612. https://doi.org/10.1785/0220170107

Pesicek, J., Thurber, C., Zhang, H., DeShon, H., Engdahl, E., dan Widiyantoro, S. (2010): Teleseismic double-difference relocation of earthquakes along the Sumatra-Andaman subduction zone using a 3-D model, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**(B10).

Puntodewo, S. S. O., McCaffrey, R., Calais, E., Bock, Y., Rais, J., Subarya, C., Poewariardi, R., Stevens, C., Genrich, J., Fauzi, Zwick, P., dan Wdowinski, S. (1994): GPS measurements of crustal deformation within the Pacific-Australia plate boundary zone in Irian Jaya, Indonesia, *Tectonophysics*, **237**(3), 141–153. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90251-8

Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN), "Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017", Puslitbang Perumahan dan Permukiman, Balitbang Kementerian PUPR, 2017.

Puspito, N. T., Yamanaka, Y., Miyatake, T., Shimazaki, K., dan Hirahara, K. (1993): Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Indonesian region, *Tectonophysics*, **220**(1), 175–192. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90230-H

Ramdhan, M. dan Priyobudi (2019): Hypocenter relocation analysis of 7.5 Mw Palu and its aftershocks: A preliminary result, *Journal of Physics: Conference Series*, **1341**, 082009. https://doi.org/10.1088/1742-6596/1341/8/082009

Ramdhan, M., Priyobudi, Triyono, R., Daryono, Heryandoko, N., dan Imananta, R. T. (2019): Seismicity around Sunda strait and its surroundings based on hypocenter relocation using 3-D velocity: a preliminary result of relocated hypocenter database construction from the BMKG catalog, *Journal of Physics: Conference Series*, **1341**, 082010. https://doi.org/10.1088/1742-6596/1341/8/082010

Rohadi, S., Grandis, H., dan Ratag, M. A. (2014): Studi Variasi Spatial Seismisitas Zona Subduksi Jawa, *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, **8**(1). https://doi.org/10.31172/jmg.v8i1.4

Samuel, M. A., dan Harbury, N. A. (1996): The Mentawai fault zone and deformation of the Sumatran Forearc in the Nias area, *Geological Society, London, Special Publications*, **106**(1), 337–351.

Santoso, D., Wahyudi, E. J., Kadir, W. G. A., Alawiyah, S., Nugraha, A. D., Supendi, P., dan Parnadi, W. W. (2018): Gravity Structure around Mt. Pandan, Madiun, East Java, Indonesia and Its Relationship to 2016 Seismic Activity, *Open Geosciences*, **10**(1), 882–888. https://doi.org/10.1515/geo-2018-0069

Shi, Y., dan Bolt, B. A. (1982): The standard error of the magnitudo-frequency b value, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**(5), 1677–1687.

Sieh, K., dan Natawidjaja, D. (2000): Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**(B12), 28295–28326. https://doi.org/10.1029/2000JB900120

Silver, E. A., dan Moore, J. C. (1978): The Molucca Sea Collision Zone, Indonesia, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **83**(B4), 1681–1691. https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01681

Smyth, H. R., Hall, R., dan Nichols, G. J. (2008): Cenozoic volcanic arc history of East Java, Indonesia: the stratigraphic record of eruptions on an active continental margin, *Geological Society of America Special Papers*, **436**, 199–222.

Stevens, C. W., McCaffrey, R., Bock, Y., Genrich, J. F., Pubellier, M., dan Subarya, C. (2002): Evidence for block rotations and basal shear in the world's fastest slipping continental shear zone in NW New Guinea, *Plate Boundary Zones, Geodyn. Ser*, **30**, 87–99.

Sukamto, R. (1978): The structure of Sulawesi in the light of plate tectonics, *Proceedings of the Regional Conference on the Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, 1978*, Geological and Research Development Center, 121–141.

Syuhada, S., Hananto, N. D., Abdullah, C. I., Puspito, N. T., Anggono, T., Yudistira, T., dan Ramdhan, M. (2016): Crustal Anisotropy along the Sunda-Banda Arc Transition Zone from Shear Wave Splitting Measurements, Journal of Geodynamics.

Uhrhammer, R. (1986): Characteristics of northern and central California seismicity, *Earthquake Notes*, **57**(1), 21.

Um, J., dan Thurber, C. (1987): A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**(3), 972–986.

Utsu, T. (1965): A method for determining the value of" b" in a formula log n= a-bm showing the magnitudo-frequency relation for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **13**, 99–103.

van Stiphout, T., Zhuang, J., dan Marsan, D. (2012): Seismicity declustering, *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, **10**(1).

Waldhauser, F., dan Ellsworth, W. L. (2000): A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**(6), 1353–1368. https://doi.org/10.1785/0120000006

Waldhauser, Felix, dan Schaff, D. (2007): Regional and teleseismic double-difference earthquake relocation using waveform cross-correlation and global bulletin data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**(B12). https://doi.org/10.1029/2007JB004938

Wandono (2007): *Studi Tomografi Seismik Non Linier Lokal untuk Kompleks Kaldera Toba dan Sekitarnya*, Disertasi Doktor, Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Watkinson, I. M., dan Hall, R. (2017): Fault systems of the eastern Indonesian triple junction: evaluation of Quaternary activity and implications for seismic hazards, *Geological Society, London, Special Publications*, **441**(1), 71–120.

Widiyantoro, S, Pesicek, J., dan Thurber, C. (2011): Subducting slab structure below the eastern Sunda arc inferred from non-linear seismic tomographic imaging, *Geological Society, London, Special Publications*, **355**(1), 139–155.

Widiyantoro, Sri, dan Hilst, R. van der (1996): Structure and Evolution of Lithospheric Slab Beneath the Sunda Arc, Indonesia, *Science*, **271**(5255), 1566–1570. https://doi.org/10.1126/science.271.5255.1566

Widiyantoro, Sri, dan van der Hilst, R. (1996): Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda arc, Indonesia, *Science*, **271**(5255), 1566.

Zhugang, X., Xiaolin, H., Yong, F., Xinyi, Y., dan Hongyu, D. (2016): Tectonic evolution of North Seram Basin, Indonesia, and its control over hydrocarbon accumulation conditions, *China Petroleum Exploration*, **21**(6), 91–97.

KATALOG GEMPABUMI INDONESIA: RELOKASI HIPOSENTER DAN IMPLIKASI TEKTONIK

Buku ini berisikan katalog gempabumi BMKG yang presisi beserta implikasi tektonik di seluruh wilayah Indonesia. Pembaca diharapkan memahami gambaran tektonik Indonesia secara utuh setelah membaca buku ini. Katalog gempabumi yang presisi yang dimiliki BMKG sangat bermanfaat untuk studi tektonik tingkat lanjut di Indonesia seperti pembaruan sesar aktif, model *slab*, *seismic hazard assessment*, tomografi seismik dan studi-studi lainnya. Studi-studi tersebut sangat bermanfaat untuk mengungkap fenomena-fenomena alam bawah permukaan di Indonesia yang sangat berguna untuk mitigasi bencana gempabumi.

Penerbit : Bidang Informasi Gempabumi dan Peringatan Dini Tsunami BMKG
Alamat : Jl. Angkasa I No.2 Kemayoran Jakarta Pusat, DKI Jakarta 10610 PO Box 3540 Jkt.
Telepon : (021) 6546316
Email : pgn@bmkg.go.id
Website : https://www.bmkg.go.id/

ISBN 978-623-98986-0-1

9 786239 898601