

PENGANTAR ILMU KEBUMIHAN

Lalu Muhammad Jaelani



QRCBN : 62-10672-8370-732

GEOITS PRESS

September, 2026

PENGANTAR ILMU KEBUMIHAN

Penulis: Lalu Muhamad Jaelani

Desain cover dan Lay Out: TIM GEOITS PRESS

Diterbitkan oleh: GEOITS PRESS

Alamat:

Laboratorium Geospasial, Gedung Teknik Geomatika, Kampus ITS, Sukolilo,
Surabaya 60111

Email: carpathacademy@gmail.com

Website: <https://geo.its.ac.id/book/>

Hp. 085156117445

Tahun Cetak: September, 2026

QRCBN: 62-10672-8370-732

Buku ini dilisensikan di bawah Lisensi Creative Commons Atribusi
NonKomersial-BerbagiSerupa 4.0 Internasional (CC BY-NC-SA 4.0).

Buku ini boleh disebarluaskan dan diadaptasi untuk keperluan nonkomersial
dengan mencantumkan identitas penulis/penerbit serta melisensikan karya baru
di bawah ketentuan yang sama.

Kata Pengantar

Puji syukur ke hadirat Allah SWT, karena atas limpahan rahmat-Nya, buku ajar berjudul "Pengantar Ilmu Kebumian" ini dapat hadir di hadapan pembaca. Ilmu Kebumian (Earth Science) adalah kajian tentang planet Bumi beserta interaksi yang kompleks antara atmosfer, hidrosfer, litosfer, dan biosfer. Bidang ini menjadi dasar bagi pemahaman tentang fenomena alam yang membentuk dan memengaruhi kehidupan di planet kita, sekaligus landasan bagi berbagai bidang terapan yang bekerja dengan data permukaan Bumi.

Buku ini disusun terutama untuk mahasiswa Program Studi Teknik Geomatika, yaitu sebagai pengetahuan dasar sebelum memasuki mata kuliah pada semester-semester di atasnya. Meskipun demikian, cakupan materinya bersifat umum sehingga tetap dapat digunakan oleh mahasiswa bidang geosains lain, seperti geografi, geologi, meteorologi, dan ilmu lingkungan. Bagi mahasiswa Teknik Geomatika, penguasaan konsep kebumian menjadi penting karena hampir seluruh pekerjaan geospasial berhubungan dengan objek dan proses di permukaan Bumi: pengukuran posisi, pemetaan, penginderaan jauh, serta analisis perubahan lingkungan dan kebencanaan.

Urutan penyajian bab dalam buku ini mengikuti urutan penyampaian materi di kelas. Buku dibuka dengan pembahasan planet Bumi sebagai satu sistem, meliputi bentuk, ukuran, umur, gravitasi, dan medan magnetnya. Pembahasan kemudian berlanjut ke atmosfer dan fenomena ionosfer, hidrosfer, serta litosfer beserta proses tektonik yang bekerja di dalamnya. Setelah itu dibahas dinamika dan struktur Bumi bagian dalam, dan ditutup dengan bencana alam kebumian di Indonesia. Susunan berurutan ini dipilih agar mahasiswa memperoleh gambaran yang utuh dan bertahap, mulai dari komponen sistem Bumi sampai pada proses yang saling menghubungkannya.

Setiap bab dilengkapi dengan tabel, istilah kunci, dan rangkuman untuk memudahkan pembaca menelusuri kembali pokok-pokok penting. Pada bagian akhir buku disajikan glosarium dan daftar pustaka, sehingga pembaca dapat menelusuri sumber asli dari data dan pernyataan yang digunakan. Bahasa penjelasan diupayakan tetap sederhana agar konsep

yang rumit dapat dipahami tanpa harus menguasai matematika tingkat lanjut.

Terbitnya buku ini tidak lepas dari dukungan banyak pihak. Penulis mengucapkan terima kasih yang tulus kepada rekan sejawat di Departemen Teknik Geomatika ITS, tim riset, serta keluarga yang selalu menjadi sumber motivasi terbesar.

Penulis menyadari bahwa buku ini masih memiliki keterbatasan. Oleh karena itu, kritik dan saran yang membangun sangat dinantikan untuk perbaikan di masa depan. Besar harapan penulis, buku ini dapat menjadi fondasi yang kokoh bagi mahasiswa dalam menempuh perkuliahan dan mengembangkan ilmu geospasial di Indonesia.

Surabaya, September 2026

Lalu Muhamad Jaelani

DAFTAR ISI

Kata Pengantar.....	3
BAB I PLANET BUMI.....	11
1.1 Pendahuluan.....	11
1.2 Bentuk dan Ukuran Bumi.....	11
1.2.1 Model Bola (Spheroid) dan Penerapannya.....	15
1.2.2 Model Elipsoid dan Penerapannya.....	16
1.2.3 Model Geoid dan Penerapannya.....	16
1.2.4 Perbandingan Ketiga Model Bentuk Bumi.....	17
1.3 Umur Bumi.....	19
1.3.1 Cara Kerja Jam Radioaktif.....	19
1.3.2 Metode Uranium-Timbal (U-Pb): Standar Terbaik.....	20
1.3.3 Mengapa Batuan Bumi Sulit Dijadikan Bukti?.....	21
1.3.4 Terobosan Clair Patterson (1956).....	22
1.3.5 Kapan Inti Bumi Terbentuk? Metode Hafnium-Tungsten.....	23
1.3.6 Skala Waktu Geologi.....	24
1.4 Sabuk Van Allen.....	25
1.4.1 Jenis-Jenis Sabuk Van Allen.....	25
1.4.2 Mengapa Sabuk Ini Terbentuk?.....	26
1.4.3 Manfaat Sabuk Van Allen bagi Bumi.....	27
1.4.4 Gangguan Teknologi Akibat Sabuk Radiasi.....	28
1.4.5 Proses Penemuan: Siapa, Kapan, dan Menggunakan Wahana Apa?.....	29
1.5 Gravitasi.....	31
1.5.1 Definisi Konseptual: Gravitasi dan Gravitasi.....	31
1.5.2 Formulasi Matematis dan Mekanisme Pembentukan.....	32

1.5.3 Faktor Penyebab Variasi Nilai dan Arah Gravitasi.....	33
1.6 Hubungan Gravitasi dan Gravitasi.....	34
1.6.1 Metode dan Instrumen Pengukuran.....	34
1.6.2 Bidang Pemanfaatan dan Aplikasi Praktis.....	37
1.7 Rangkuman Bab.....	39
BAB II ATMOSFER BUMI.....	41
2.1 Pendahuluan.....	41
2.2 Awal Evolusi Atmosfer.....	41
2.3 Karakteristik Umum Atmosfer.....	42
2.4 Lapisan Atmosfer.....	43
2.4.1 Troposfer: Lapisan Tempat Cuaca Terjadi.....	44
2.4.2 Stratosfer: Lapisan Pelindung Ozon.....	49
2.4.3 Mesosfer: Lapisan Tempat Meteor Terbakar.....	49
2.4.4 Termosfer dan Eksosfer: Menuju Batas Luar Angkasa	50
2.5 Komposisi Atmosfer.....	51
2.6 Ionosfer.....	52
2.6.1 Mengapa Ionosfer Bersifat Konduktif?.....	52
2.6.2 Aurora sebagai Fenomena Ionosfer.....	53
2.6.3 Hubungan Gempa Bumi dengan Ionosfer: Kerangka LAIC.....	53
2.6.4 Gangguan Koseismik (CID): Transfer Energi Mekanik	54
2.6.5 Anomali Pre-seismik: Kopling LAIC Non-Mekanik.....	56
2.6.6 Pengamatan Ionosfer Menggunakan GNSS-TEC.....	58
2.6.7 Kriteria Validasi Anomali Pra-gempa.....	59
2.7 Kompleksitas Atmosfer Indonesia.....	61
2.7.1 Faktor Penyebab Kompleksitas.....	61
2.7.2 Fenomena Iklim yang Memengaruhi Indonesia.....	62

2.7.3 Variabilitas Curah Hujan.....	63
2.7.4 Tantangan Pengamatan dan Prediksi.....	63
2.8 Model Atmosfer.....	64
2.8.1 Klasifikasi Model Atmosfer.....	64
2.8.2 Komponen Penyusun Model Atmosfer.....	65
2.8.3 Aplikasi dan Contoh Model Atmosfer Global.....	66
2.8.4 Keterbatasan Model Atmosfer.....	67
2.9 Atmosfer dalam Teknik Geomatika.....	67
2.9.1 Refraksi Atmosfer dalam Pengukuran Geodetik.....	67
2.9.2 Penyerapan dan Hamburan Atmosfer dalam Penginderaan Jauh.....	68
2.9.3 Turbulensi Atmosfer dalam Astronomi dan Geodesi..	68
2.9.4 Ionosfer dan Propagasi Gelombang Radio.....	69
2.10 Rangkuman Bab.....	69
BAB III HIDROSFER.....	73
3.1 Pendahuluan.....	73
3.2 Distribusi Air di Permukaan Bumi.....	73
3.3 Siklus Hidrologi.....	74
3.4 Arti dan Manfaat Air Laut.....	75
3.5 Morfologi Lantai Samudra.....	76
3.6 Pengukuran Kedalaman Laut.....	77
3.7 Sebaran Temperatur Laut Vertikal.....	78
3.8 Salinitas.....	79
3.9 Arus Laut.....	80
3.9.1 Arus Permukaan dan Efek Coriolis.....	81
3.9.2 Arus Laut Dalam dan Sirkulasi Termohalin.....	81
3.10 Rangkuman Bab.....	82
BAB IV LITOSFER.....	85

4.1 Pendahuluan.....	85
4.2 Lapisan Bumi.....	85
4.2.1 Kerak Benua dan Kerak Samudra.....	86
4.3 Geomagnetisme.....	88
4.4 Proses di Dalam Litosfer.....	88
4.5 Lantai Samudra.....	89
4.6 Pergerakan Benua: Sejarah Penemuan.....	90
4.6.1 Bukti dari Fosil.....	90
4.6.2 Bukti dari Iklim Purba.....	91
4.6.3 Teori Continental Drift dan Kontroversinya.....	91
4.7 Tektonik Lempeng.....	92
4.7.1 Jenis-Jenis Batas Lempeng.....	93
4.8 Sabuk Seismik dan Laju Pergerakan Lempeng.....	96
4.9 Konveksi Mantel sebagai Penggerak Lempeng.....	97
4.10 Rangkuman Bab.....	98
BAB V DINAMIKA DAN STRUKTUR BUMI BAGIAN DALAM (DEEP EARTH).....	101
5.1 Pendahuluan.....	101
5.1.1 Diferensiasi Planet: Mengapa Bumi Berlapis.....	101
5.1.2 Kondisi Aktual di Dalam Bumi: Tekanan dan Temperatur Ekstrem.....	102
5.2 Cara Mengetahui Isi Bumi: Pengamatan Tidak Langsung	102
5.2.1 Gelombang Seismik sebagai Pencitra Bumi.....	103
5.2.2 Peran Data Gravitasi, Geomagnet, dan Fluks Panas.....	105
5.2.3 Tomografi Seismik dan Osilasi Bebas Bumi.....	106
5.3 Struktur Berlapis Bumi Bagian Dalam.....	107
5.3.1 Kerak Bumi.....	107

5.3.2 Mantel Atas dan Astenosfer.....	108
5.3.3 Zona Transisi Mantel.....	108
5.3.4 Mantel Bawah.....	109
5.3.5 Inti Luar.....	109
5.3.6 Inti Dalam.....	110
5.4 Diskontinuitas Internal dan Sejarah Penemuannya.....	111
5.5 Komposisi, Mineralogi, dan Rezim Tekanan-Suhu.....	111
5.6 Komposisi Kimia Kerak dan Mantel: Bagaimana Kita Mengetahuinya?.....	112
5.7 Perubahan Fase Mineral di Mantel.....	113
5.8 Peran Meteorit dalam Menentukan Unsur Inti Bumi.....	114
5.9 Temperatur Interior Bumi.....	115
5.10 Perpindahan Panas di Dalam Bumi.....	115
5.11 Dinamika Mantel sebagai Mesin Bumi.....	116
5.11.1 Konveksi Mantel.....	116
5.11.2 Plume Mantel dan Titik Panas.....	117
5.11.3 Gaya Penggerak Lempeng Tektonik.....	118
5.12 Pembentukan Kerak Samudra dan Bukti Pemekaran Dasar Samudra.....	119
5.13 Dinamika Inti dan Medan Magnet Bumi.....	120
5.14 Air Bumi sebagai Bagian dari Sistem Deep Earth.....	121
5.15 Energi Bumi Bagian Dalam dan Interaksinya dengan Permukaan.....	122
5.16 Peran Geomatika dalam Kajian Bumi Bagian Dalam....	123
5.17 Rangkuman Bab.....	125
BAB VI BENCANA ALAM KEBUMIHAN DI INDONESIA.....	129
6.1 Pendahuluan.....	129
6.2 Letak Tektonik Indonesia dan Cincin Api Pasifik.....	129

6.3 Jenis Bencana Alam Kebumian.....	130
6.4 Gempa Bumi di Indonesia.....	131
6.4.1 Tingkat Kegempaan Indonesia.....	131
6.4.2 Mengukur Kekuatan Gempa.....	132
6.5 Gunung Berapi di Indonesia.....	133
6.5.1 Letusan Bersejarah di Indonesia.....	133
6.6 Tsunami di Indonesia.....	134
6.7 Gerakan Tanah dan Bencana Kebumian Lainnya.....	135
6.8 Mitigasi dan Sistem Peringatan Dini.....	136
6.8.1 Strategi Mitigasi.....	137
6.9 Peran Geomatika dalam Mitigasi Bencana.....	137
6.10 Rangkuman Bab.....	138
Daftar Istilah Kunci (Glosarium).....	141
Daftar Pustaka.....	159

BAB I PLANET BUMI

1.1 Pendahuluan

Ilmu Kebumian (Earth Science) adalah cabang ilmu yang mempelajari planet Bumi secara menyeluruh, mencakup atmosfer, hidrosfer, litosfer, dan interaksi kompleks di antara ketiganya. Sebagai ilmu yang bersifat multidisiplin, Ilmu Kebumian mengintegrasikan pengetahuan dari fisika, kimia, biologi, dan matematika untuk memahami proses-proses yang membentuk permukaan Bumi serta dinamika internal dan eksternal yang memengaruhinya.

Mata kuliah ini membekali mahasiswa dengan pemahaman fundamental tentang Bumi sebagai planet, mulai dari bentuk dan ukurannya, atmosfer yang menyelubunginya, hidrosfer yang menutupi sebagian besar permukaannya, litosfer yang menjadi tempat berpijak, hingga fenomena bencana alam kebumian yang sering terjadi di Indonesia. Seluruh materi disusun secara sistematis untuk membangun pemahaman yang utuh tentang sistem Bumi dan keterkaitan antar komponennya (Adams dan Lambert, 2006; Turner, 2006).

Lingkup pembahasan Ilmu Kebumian sangatlah luas. Bidang kajiannya meliputi struktur internal Bumi, dinamika atmosfer dan cuaca, siklus hidrologi dan oseanografi, geomorfologi dan pembentukan batuan, serta tektonika lempeng yang menjelaskan pergerakan benua dan gempa bumi. Pemahaman terhadap bidang-bidang ini menjadi dasar penting bagi berbagai disiplin terapan seperti geodesi, penginderaan jauh, mitigasi bencana, dan pengelolaan sumber daya alam.

1.2 Bentuk dan Ukuran Bumi

Sekitar tahun 500 SM, seorang filsuf dan matematikawan Yunani bernama Pythagoras mengemukakan gagasan revolusioner bahwa Bumi itu bulat. Ide ini sangat bertentangan dengan kepercayaan umum pada masa itu, yang menganggap Bumi datar. Namun, Pythagoras yakin bahwa bentuk bulat Bumi adalah kunci untuk memahami alam semesta.

Argumentasi Pythagoras didasarkan pada estetika geometri: bola adalah bangun ruang tiga dimensi yang paling sempurna secara matematis, sehingga benda langit semulia Bumi niscaya berbentuk bola. Aristoteles kemudian memperkuatnya pada abad ke-4 SM melalui pengamatan

gerhana Bulan, di mana bayangan Bumi yang jatuh ke permukaan Bulan selalu berbentuk busur lingkaran sempurna—suatu sifat yang hanya dimiliki oleh benda berbentuk bola.

Sekitar 260 tahun setelah Pythagoras, pada sekitar tahun 240 SM, seorang ilmuwan Yunani bernama Eratosthenes melakukan pengukuran keliling Bumi untuk pertama kalinya. Eratosthenes adalah kepala perpustakaan di Alexandria, Mesir. Ia mendengar bahwa di kota Syene (sekarang Aswan), yang terletak sekitar 925 km di selatan Alexandria, pada tengah hari saat titik balik matahari musim panas, matahari berada tepat di atas kepala sehingga tidak ada bayangan yang terbentuk di dasar sumur. Eratosthenes memutuskan untuk melakukan eksperimen pada hari yang sama. Ia mengukur panjang bayangan sebuah tongkat di Alexandria dan menemukan bahwa bayangan tersebut membentuk sudut sekitar 7,5 derajat, atau sekitar $\frac{1}{48}$ dari lingkaran penuh.

Untuk mengetahui jarak antara Alexandria dan Syene, Eratosthenes menggunakan data dari perjalanan kafilah unta yang sering dilakukan para pedagang. Jarak ini diukur dalam satuan stadia—satuan panjang yang digunakan oleh orang Yunani kuno—dan diperkirakan sekitar 5.000 stadia, setara dengan sekitar 925 km. Perjalanan ini biasanya memakan waktu sekitar 50 hari, dengan asumsi unta berjalan sekitar 100 stadia per hari. Dengan menggunakan proporsi sederhana—jika 7,5 derajat adalah $\frac{1}{48}$ dari lingkaran penuh, maka keliling Bumi adalah 48 kali jarak antara Alexandria dan Syene—Eratosthenes menghitung keliling Bumi sekitar 44.400 kilometer, suatu hasil yang sangat mendekati nilai sebenarnya yang kita ketahui sekarang (Jaelani, 2024).

Pada abad ke-14, seorang penjelajah dan cendekiawan Muslim bernama Ibnu Batutah melakukan perjalanan yang luar biasa. Lahir di Maroko pada tahun 1304, Ibnu Batutah memulai perjalanannya pada usia 21 tahun dengan tujuan menunaikan ibadah haji ke Mekah. Namun, perjalanannya tidak berhenti di sana. Selama hampir 30 tahun, ia menjelajahi lebih dari 40 negara modern, termasuk Afrika Utara, Timur Tengah, India, Asia Tenggara, dan bahkan Tiongkok. Ia berlayar melintasi lautan, menyeberangi gurun, dan menjelajahi kota-kota besar. Pengalamannya dicatat dalam sebuah buku yang dikenal sebagai "Rihla" (Perjalanan). Meskipun tidak secara langsung mengukur Bumi, perjalanan Ibnu Batutah memberikan wawasan berharga tentang luas dan keanekaragaman dunia,

serta secara tidak langsung memperkuat pemahaman bahwa Bumi berbentuk bola.

Bertahun-tahun kemudian, pada abad ke-15, seorang penjelajah Italia bernama Christopher Columbus lahir. Columbus tumbuh dengan pengetahuan bahwa Bumi itu bulat, berkat karya-karya ilmuwan sebelumnya seperti Pythagoras dan Eratosthenes. Dengan keyakinan ini, ia memutuskan untuk mencari rute baru ke Hindia dengan berlayar ke barat, berharap dapat membuktikan bahwa Bumi bulat dan menemukan jalur perdagangan baru. Pada tahun 1492, Columbus memulai perjalanannya yang terkenal dengan tiga kapal: Santa Maria, Pinta, dan Niña. Perjalanan ini penuh dengan tantangan—badai besar, angin kencang, dan gelombang tinggi. Persediaan makanan dan air mulai menipis, dan para awak kapal mulai merasa putus asa. Namun, Columbus menggunakan pengetahuannya tentang navigasi dan bintang-bintang untuk menjaga arah mereka tetap benar.

Akhirnya, pada tanggal 12 Oktober 1492, setelah lebih dari dua bulan berlayar, mereka melihat daratan. Columbus dan krunya mendarat di sebuah pulau di Bahama yang kemudian ia beri nama San Salvador. Meskipun ia tidak mencapai Hindia seperti yang diharapkannya, Columbus justru menemukan benua baru yang belum dikenal oleh orang Eropa pada masa itu—yaitu Benua Amerika. Penemuan ini mengubah sejarah dunia dan memperkuat keyakinan bahwa Bumi memang bulat, serta membuka era baru penjelajahan dan perdagangan global.

Meskipun secara umum dikenal bulat, Bumi tidaklah berbentuk bola sempurna. Rotasi Bumi pada porosnya menghasilkan gaya sentrifugal yang menyebabkan penggelembungan di bagian ekuator dan pemampatan di bagian kutub. Bentuk ini disebut sebagai ellipsoid atau spheroid pepat (oblate spheroid). Jari-jari vertikal yang menghubungkan kedua kutub ($b = 6.356.752,3$ meter) lebih pendek sekitar 21,4 kilometer dibandingkan jari-jari horizontal di ekuator ($a = 6.378.137$ meter). Perbandingan antara selisih kedua jari-jari dengan jari-jari ekuator dikenal sebagai faktor pengepungan (flattening) yang bernilai $1/298,257$ untuk ellipsoid referensi WGS 84 (Hofmann-Wellenhof dan Moritz, 2006).

Penemuan bahwa Bumi berbentuk ellipsoid—tidak bulat sempurna—bukanlah hasil kerja satu orang, melainkan buah dari perkembangan mekanika klasik pada abad ke-17 dan ke-18. Orang pertama yang

menurunkan bentuk pepat Bumi secara teoretis adalah Isaac Newton dalam karyanya *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica* (1687). Newton menyadari bahwa rotasi Bumi menimbulkan gaya sentrifugal yang paling kuat di ekuator dan nol di kutub. Melalui eksperimen pikiran dua kanal air—satu menuju kutub dan satu menuju ekuator—ia menyimpulkan bahwa agar kedua kolom air berada dalam keseimbangan hidrostatik, kolom air di ekuator harus lebih panjang daripada kolom air di kutub. Dengan demikian, Bumi niscaya menggelembung di ekuator dan pepat di kutub (oblate spheroid). Newton menghitung rasio pemampatan sebesar $1/230$, suatu nilai yang cukup dekat dengan nilai sebenarnya mengingat ia mengasumsikan densitas Bumi seragam.

Pada tahun 1690, Christiaan Huygens mencapai kesimpulan yang sama secara independen menggunakan argumen dan pendekatan matematis yang sedikit berbeda. Kedua ilmuwan ini—Newton dan Huygens—adalah pencetus pertama gagasan bahwa Bumi berbentuk ellipsoid, bukan bola sempurna (Newton, 1687; Maupertuis, 1738).

Setelah Newton mengemukakan teorinya, muncul perdebatan ilmiah yang sengit. Pada tahun 1720, Jacques Cassini—direktur Observatorium Paris—menerbitkan hasil pengukuran triangulasi di Prancis yang justru menyimpulkan bahwa Bumi berbentuk prolate spheroid (lonjong memanjang seperti lemon), kebalikan dari prediksi Newton. Kesimpulan Cassini ini kemudian terbukti keliru akibat akumulasi kesalahan pengukuran pada rantai triangulasi yang panjang. Persoalan ini akhirnya diselesaikan melalui dua ekspedisi geodesi besar: Ekspedisi Lapland (1736–1737) yang dipimpin Pierre Louis Maupertuis dan Ekspedisi Peru (1735–1744) yang dipimpin Pierre Bouguer bersama Charles Marie de La Condamine. Hasil kedua ekspedisi ini mengonfirmasi kebenaran teori Newton. Pada tahun 1738, Maupertuis menerbitkan *La Figure de la Terre, déterminée par les Observations* yang memuat pengukuran langsung pertama pemampatan Bumi sebesar $+0,524\%$. Pada tahun 1744, perdebatan ini dinyatakan selesai secara definitif: Bumi berbentuk oblate spheroid. Nilai pemampatan Bumi yang diukur secara modern adalah $0,335281\%$ —hasil yang menandai kemenangan pertama geodesi sebagai ilmu eksperimental (Maupertuis, 1738).

Tahap terakhir dalam evolusi pemahaman bentuk Bumi adalah geoid. Istilah geoid pertama kali dicetuskan oleh Johann Benedict Listing pada

tahun 1873, meskipun konsepnya telah berkembang sejak awal abad ke-19 melalui karya Carl Friedrich Gauss dan Friedrich Wilhelm Bessel dalam pengukuran dan penentuan bentuk Bumi. Geoid didefinisikan sebagai permukaan equipotensial medan gravitasi Bumi yang paling mendekati permukaan laut rata-rata, diperpanjang secara imajiner melewati daratan. Berbeda dengan ellipsoid yang merupakan model matematis halus, geoid bersifat fisis dan memiliki undulasi akibat distribusi massa yang tidak merata di dalam Bumi (Listing, 1873; Heiskanen dan Moritz, 1967).

Perbedaan antara geoid dan ellipsoid referensi disebut undulasi geoid, yang nilainya bervariasi antara sekitar -100 hingga $+100$ meter di berbagai lokasi di permukaan Bumi. Undulasi ini mencerminkan ketidakseragaman distribusi massa di dalam Bumi—misalnya, keberadaan pegunungan, cekungan samudra, dan variasi densitas batuan di bawah permukaan. Dalam praktik geodesi, ellipsoid digunakan sebagai kerangka horizontal (datum horizontal) untuk penentuan posisi, sedangkan geoid digunakan sebagai kerangka vertikal (datum vertikal) untuk penentuan ketinggian yang akurat. Dengan demikian, ketiga model bentuk Bumi—bola (sphere), ellipsoid, dan geoid—masing-masing memiliki peran dan tingkat ketelitian yang berbeda, dan pemilihannya disesuaikan dengan kebutuhan aplikasi geospasial yang dihadapi.

Dalam geodesi modern, ukuran Bumi telah ditetapkan dengan presisi tinggi melalui berbagai sistem referensi. Sistem WGS 84 (World Geodetic System 1984) yang digunakan secara global oleh sistem GPS menetapkan jari-jari ekuator (a) sebesar 6.378.137 meter dan jari-jari kutub (b) sebesar 6.356.752,3 meter, dengan luas permukaan Bumi sekitar 510 juta kilometer persegi serta keliling ekuator sekitar 40.075 km. Pengetahuan tentang bentuk dan ukuran Bumi yang presisi ini menjadi fondasi penting bagi navigasi, pemetaan, penginderaan jauh, dan berbagai aplikasi geospasial lainnya (NASA, 2024).

1.2.1 Model Bola (Spheroid) dan Penerapannya

Model bola (spheroid) adalah penyederhanaan paling dasar dari bentuk Bumi, yaitu menganggap Bumi sebagai bola sempurna dengan jari-jari tunggal. Meskipun secara teknis kurang akurat—karena mengabaikan pemampatan di kutub sekitar 21,4 km—model ini tetap banyak digunakan dalam pekerjaan sehari-hari yang tidak menuntut ketelitian tinggi.

Alasannya sederhana: perhitungan pada bola jauh lebih mudah dan cepat dibandingkan perhitungan pada ellipsoid, sementara kesalahan yang timbul masih dapat ditoleransi untuk keperluan tertentu.

Contoh penerapan model bola dalam pekerjaan sehari-hari antara lain: (1) perhitungan jarak kasar antar kota untuk keperluan estimasi biaya perjalanan atau logistik; (2) penentuan arah kiblat secara sederhana menggunakan rumus bola (spherical trigonometry); (3) perhitungan luas wilayah kasar pada peta skala kecil; (4) sistem navigasi udara jarak jauh yang menggunakan great-circle route untuk menghemat bahan bakar; serta (5) perhitungan zona waktu berdasarkan selisih bujur. Pada aplikasi ponsel seperti Google Maps, perhitungan jarak antar titik pada mode tampilan global juga menggunakan pendekatan bola sebelum diterapkan koreksi ellipsoidal (Heiskanen dan Moritz, 1967).

1.2.2 Model Ellipsoid dan Penerapannya

Model ellipsoid (oblate spheroid) merupakan model yang paling banyak digunakan dalam praktik geodesi dan pemetaan modern. Model ini memperhitungkan pemampatan Bumi di kutub, sehingga memberikan akurasi yang jauh lebih baik dibandingkan model bola. Setiap negara umumnya memiliki ellipsoid referensi nasional yang disesuaikan dengan bentuk geoid di wilayahnya, seperti WGS 84 yang digunakan secara global, GRS 80, Bessel 1841, atau Krasovsky 1940 (Hofmann-Wellenhof dan Moritz, 2006).

Contoh penerapan model ellipsoid dalam pekerjaan sehari-hari meliputi: (1) penentuan koordinat GPS pada perangkat ponsel, kendaraan, dan alat survei—semua sinyal satelit GNSS dihitung menggunakan ellipsoid WGS 84; (2) pembuatan peta topografi dan peta tematik skala besar yang memerlukan ketelitian tinggi; (3) pengukuran bidang tanah untuk keperluan sertifikasi tanah oleh BPN; (4) perhitungan jarak geodesi antar titik yang presisi untuk perencanaan jalan, jembatan, dan saluran irigasi; (5) penentuan lintasan penerbangan dan pelayaran yang akurat; serta (6) pengolahan citra satelit penginderaan jauh yang memerlukan koreksi geometrik berbasis ellipsoid. Tanpa model ellipsoid, kesalahan penentuan posisi dapat mencapai ratusan meter untuk jarak yang jauh (Hofmann-Wellenhof dan Moritz, 2006).

1.2.3 Model Geoid dan Penerapannya

Model geoid adalah model bentuk Bumi yang paling akurat secara fisis karena menggambarkan permukaan equipotensial medan gravitasi Bumi yang berimpit dengan permukaan laut rata-rata. Geoid tidak dapat dinyatakan dengan rumus matematis sederhana seperti ellipsoid, melainkan harus ditentukan melalui pengukuran gravitasi di lapangan dan satelit. Perbedaan antara geoid dan ellipsoid (undulasi geoid) bervariasi antara -100 hingga +100 meter di berbagai lokasi di dunia (Heiskanen dan Moritz, 1967; Pahlevi dkk., 2024).

Contoh penerapan model geoid dalam pekerjaan sehari-hari antara lain: (1) penentuan ketinggian akurat di atas permukaan laut rata-rata (orthometric height) yang digunakan dalam proyek konstruksi, bendungan, dan saluran air—ketinggian ini diukur terhadap geoid, bukan terhadap ellipsoid; (2) perencanaan drainase dan sistem irigasi yang membutuhkan informasi beda tinggi presisi antar titik; (3) penentuan tinggi muka air laut untuk studi kenaikan muka laut dan mitigasi banjir rob di kota pesisir seperti Semarang dan Jakarta; (4) survei geoid lokal untuk mendukung pembangunan infrastruktur besar; (5) eksplorasi sumber daya alam seperti minyak, gas, dan mineral yang memanfaatkan anomali gravitasi untuk mendeteksi struktur bawah permukaan; serta (6) kalibrasi sistem penentuan ketinggian berbasis GNSS agar hasilnya konsisten dengan ketinggian orthometrik yang digunakan di bidang teknik sipil (Sulaiman dkk., 2023).

1.2.4 Perbandingan Ketiga Model Bentuk Bumi

Ketiga model bentuk Bumi tersebut memiliki tingkat ketelitian, kompleksitas, dan kegunaan yang berbeda. Pemilihan model yang tepat bergantung pada tingkat akurasi yang dibutuhkan, luas cakupan wilayah, dan tujuan aplikasi. Tabel 1.1 merangkum perbandingan ketiga model beserta contoh penerapannya dalam pekerjaan sehari-hari.

Tabel 1.1 Perbandingan model bentuk Bumi dan contoh penerapannya

Aspek	Model Bola (Spheroid)	Model Ellipsoid	Model Geoid
Definisi	Bola sempurna dengan jari-jari tunggal.	Bola gepat (oblate spheroid) dengan jari-jari ekuator lebih panjang daripada	Permukaan equipotensial medan gravitasi Bumi yang berimpit dengan

Aspek	Model Bola (Spheroid)	Model Ellipsoid	Model Geoid
		jari-jari kutub.	permukaan laut rata-rata.
Parameter kunci	Jari-jari rata-rata ± 6.371 km.	$a = 6.378.137$ m; $b = 6.356.752,3$ m; $f = 1/298,257$ (WGS 84).	Undulasi geoid -100 s/d $+100$ m terhadap ellipsoid referensi.
Tingkat ketelitian	Rendah (kesalahan hingga ratusan meter untuk jarak jauh).	Tinggi (akurasi sentimeter hingga milimeter untuk posisi horizontal).	Sangat tinggi (akurasi sentimeter untuk ketinggian vertikal).
Kegunaan utama	Perhitungan cepat dan kasar.	Penentuan posisi horizontal.	Penentuan ketinggian vertikal.
Contoh penerapan sehari-hari	Estimasi jarak antar kota; penentuan arah kiblat sederhana; great-circle route navigasi udara; perhitungan zona waktu.	Penentuan koordinat GPS/GNSS; pembuatan peta topografi; pengukuran bidang tanah BPN; perencanaan jalan dan jembatan; koreksi geometrik citra satelit.	Penentuan ketinggian di atas muka laut; perencanaan drainase dan irigasi; survei banjir rob pesisir; eksplorasi minyak dan gas; kalibrasi ketinggian GNSS.
Kelemahan	Mengabaikan pemampatan Bumi sehingga kurang akurat.	Tidak menggambarkan variasi medan gravitasi setempat.	Penentuannya memerlukan data gravitasi yang banyak dan mahal.

Dalam praktik pekerjaan geospasial, ketiga model ini sering digunakan secara berjenjang. Model bola dipakai untuk perhitungan awal dan estimasi cepat, model ellipsoid digunakan untuk penentuan posisi horizontal yang presisi, sedangkan model geoid digunakan untuk

penentuan ketinggian vertikal yang akurat. Pemahaman yang tepat tentang ketiga model ini menjadi kompetensi dasar yang wajib dimiliki oleh setiap praktisi geodesi, geomatika, dan penginderaan jauh.

1.3 Umur Bumi

Umur Bumi ditetapkan sebesar $4,54 \pm 0,05$ miliar tahun. Angka ini merupakan salah satu pencapaian terbesar dalam geokronologi modern—ilmu yang mempelajari penentuan umur batuan dan peristiwa geologi. Menariknya, angka tersebut tidak diperoleh dari mengukur satu batuan Bumi saja, melainkan dari penggabungan tiga bidang ilmu: fisika nuklir, kimia analitik, dan ilmu meteorit (Patterson, 1956).

Sebelum metode modern ditemukan, para ilmuwan menaksir umur Bumi dengan cara yang sederhana. Salah satunya dengan menghitung berapa lama Bumi mendingin dari kondisi awalnya yang sangat panas, atau dengan mengukur berapa cepat sedimen terendapkan di dasar laut. Kedua cara ini menghasilkan angka yang sangat berbeda-beda dan tidak dapat dipercaya. Terobosan baru muncul setelah radioaktivitas ditemukan pada akhir abad ke-19. Sejak itu, para ilmuwan memiliki "jam" alami yang jauh lebih akurat (Holmes, 1946).

1.3.1 Cara Kerja Jam Radioaktif

Penanggalan radiometrik bekerja seperti jam pasir yang tidak bisa diubah kecepatannya. Di dalam batuan terdapat atom-atom radioaktif yang meluruh secara alami menjadi atom jenis lain. Kecepatan peluruhan ini selalu tetap, tidak peduli apakah batuan tersebut menjadi panas, tertekan, atau bereaksi dengan zat lain. Karena itulah, peluruhan radioaktif dapat dijadikan alat ukur waktu yang andal (Holmes, 1946).

Atom yang meluruh disebut isotop induk (parent isotope), sedangkan atom hasil peluruhannya disebut isotop anak (daughter isotope). Semakin lama waktu berlalu, semakin sedikit isotop induk yang tersisa dan semakin banyak isotop anak yang terbentuk. Jumlah isotop induk yang tersisa setelah waktu t dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$N(t) = N_0 e^{(-\lambda t)}$$

Isotop anak yang terbentuk adalah selisih antara jumlah isotop induk pada awalnya dengan jumlah yang tersisa:

$$D = N_0 - N = N(e^{\lambda t} - 1)$$

Namun, pada kenyataannya batuan sering kali sudah mengandung sebagian isotop anak sejak awal pembentukannya. Karena itu, persamaan perlu ditambah suku D_0 sebagai berikut:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$

Keterangan: N adalah jumlah isotop induk yang tersisa saat ini; D adalah jumlah isotop anak saat ini; D_0 adalah jumlah isotop anak yang sudah ada sejak awal (initial daughter); λ (dibaca lambda) adalah konstanta peluruhan, yaitu angka yang menunjukkan seberapa cepat peluruhan berlangsung; dan t adalah waktu atau umur batuan yang ingin kita ketahui.

Satu istilah penting yang perlu dipahami adalah waktu paruh (half-life), disingkat $t_{1/2}$. Waktu paruh adalah lamanya waktu yang dibutuhkan agar separuh dari isotop induk meluruh. Hubungan antara waktu paruh dan konstanta peluruhan adalah $\lambda = \ln 2 / t_{1/2}$. Sebagai gambaran, jika sebuah isotop memiliki waktu paruh 10 juta tahun, maka setelah 10 juta tahun hanya separuh atomnya yang tersisa; setelah 20 juta tahun tinggal seperempatnya; dan seterusnya.

1.3.2 Metode Uranium–Timbal (U–Pb): Standar Terbaik

Di antara berbagai metode penanggalan radiometrik, metode uranium–timbal (U–Pb) dianggap paling akurat dan sering disebut sebagai "standar emas" (gold standard) dalam penentuan umur batuan (Jaffey dkk., 1971). Keistimewaan metode ini adalah adanya dua jalur peluruhan yang berlangsung bersamaan di dalam mineral yang sama. Kedua jalur tersebut adalah:

^{238}U meluruh menjadi ^{206}Pb , dengan waktu paruh sekitar 4,468 miliar tahun (Jaffey dkk., 1971).

^{235}U meluruh menjadi ^{207}Pb , dengan waktu paruh sekitar 703,8 juta tahun (Jaffey dkk., 1971).

Karena ada dua "jam" yang berjalan sekaligus, kita bisa saling memeriksa hasil pengukuran. Jika kedua jam memberikan umur yang sama, hasilnya dapat dipercaya. Jika berbeda, berarti ada sesuatu yang mengganggu sistem tersebut dan perlu dikoreksi (Wetherill, 1956).

Mineral yang paling sering digunakan untuk metode ini adalah zirkon (ZrSiO_4). Zirkon memiliki dua keunggulan yang membuatnya sangat

istimewa. Pertama, saat mengkristal dari magma, zirkon mudah menerima atom uranium tetapi menolak atom timbal. Akibatnya, zirkon yang baru terbentuk hampir tidak mengandung timbal sama sekali ($D_0 \approx 0$). Artinya, hampir seluruh timbal yang kita temukan di dalam zirkon murni pasti berasal dari peluruhan uranium sejak kristal tersebut membeku. Kedua, zirkon sangat kuat dan tahan lama. Ia tidak mudah hancur oleh pelapukan, tidak mudah berubah bentuk oleh panas dan tekanan, dan tidak mudah terurai oleh air panas. Karena ketahanannya inilah, butiran zirkon tertua di dunia masih dapat ditemukan hingga hari ini, meskipun usianya sudah lebih dari 4 miliar tahun (Wilde dkk., 2001).

Metode ini juga memiliki cara cerdas untuk mengoreksi gangguan. Karena ada dua jalur peluruhan, hasil pengukuran dapat digambarkan pada sebuah grafik yang disebut Kurva Konkordia (Wetherill, 1956). Jika sebuah sampel tidak pernah terganggu, titik datanya akan jatuh tepat pada kurva tersebut. Sebaliknya, jika sampel pernah kehilangan sebagian timbal akibat pemanasan atau pergeseran tektonik, titik datanya akan bergeser dan membentuk garis lurus yang memotong kurva di dua tempat. Titik potong atas menunjukkan umur pembentukan awal batuan, sedangkan titik potong bawah menunjukkan kapan gangguan geologi itu terjadi. Dengan cara ini, para ahli dapat memperoleh umur asli batuan meskipun batuan tersebut pernah mengalami gangguan.

1.3.3 Mengapa Batuan Bumi Sulit Dijadikan Bukti?

Ada satu masalah besar dalam menentukan umur Bumi: batuan Bumi sendiri sudah tidak menyimpan rekaman aslinya. Bumi adalah planet yang aktif. Kerak Bumi terus didaur ulang melalui pergerakan lempeng, letusan gunung berapi, pelapukan, dan aliran panas dari dalam Bumi. Batuan yang terbentuk pada masa paling awal (eon Hadean) sudah lama hancur dan melebur kembali. Akibatnya, batuan tertua yang masih dapat ditemukan di permukaan Bumi hanya berusia sekitar 4,0 hingga 4,4 miliar tahun—lebih muda daripada umur Bumi itu sendiri (Wilde dkk., 2001).

Pertanyaannya kemudian: bagaimana caranya mengukur umur Bumi jika batuan Bumi sendiri sudah tidak dapat diandalkan? Jawabannya adalah dengan memeriksa material dari luar angkasa. Meteorit dan batuan Bulan terbentuk pada masa yang sama dengan Bumi, tetapi tidak mengalami daur ulang geologis seperti yang terjadi di Bumi. Meteorit besi, khususnya, berasal dari inti planet kecil yang terbentuk pada awal sejarah

Tata Surya dan sejak itu tidak lagi berubah. Karena itu, meteorit berfungsi seperti "kotak waktu" yang menyimpan kondisi kimia Tata Surya pada masa awalnya (Amelin dkk., 2002; Bouvier dan Wadhwa, 2010).

1.3.4 Terobosan Clair Patterson (1956)

Penentuan umur Bumi secara modern dilakukan oleh Clair Cameron Patterson pada tahun 1956 melalui artikelnya yang berjudul "Age of Meteorites and the Earth" di jurnal *Geochimica et Cosmochimica Acta* (Patterson, 1956). Patterson menggunakan pendekatan yang membandingkan antar-isotop timbal, tanpa perlu mengukur kandungan uranium secara langsung. Pendekatan ini dikenal sebagai metode isokron Pb–Pb.

Langkah penting yang dilakukan Patterson adalah mengukur perbandingan isotop timbal pada mineral troilit (FeS) di dalam meteorit besi Canyon Diablo yang ditemukan di Arizona, Amerika Serikat. Troilit hampir tidak mengandung uranium sama sekali. Karena tidak ada uranium, tidak ada timbal baru yang terbentuk di dalamnya sejak pertama kali mineral itu terbentuk. Dengan kata lain, timbal di dalam troilit adalah timbal "asli" dari masa awal Tata Surya—sebuah titik nol yang menjadi acuan perhitungan.

Patterson kemudian membandingkan komposisi timbal tersebut dengan meteorit lain, serta dengan sedimen laut dalam dari Bumi yang mewakili komposisi timbal rata-rata di kerak dan mantel Bumi saat ini. Ketika semua data digambar pada sebuah grafik, titik-titik tersebut ternyata membentuk satu garis lurus. Garis inilah yang disebut garis isokron. Yang menarik, kemiringan (slope) garis tersebut ditentukan langsung oleh waktu peluruhan t , sesuai persamaan berikut:

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0)}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0)} = \frac{(^{235}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{saat ini}} \times (e^{\lambda_2 t} - 1)}{(e^{\lambda_1 t} - 1)}$$

Persamaan ini mungkin terlihat rumit, tetapi maknanya sederhana. Bagian kiri adalah kemiringan garis yang kita ukur di laboratorium. Bagian kanan adalah rumus matematika yang hanya bergantung pada waktu. Karena nilai λ_1 dan λ_2 sudah diketahui secara pasti dari penelitian fisika nuklir, kita dapat menghitung umur t hanya dari kemiringan garis tersebut. Dengan cara ini Patterson memperoleh umur Bumi sebesar $4,55 \pm 0,07$ miliar tahun. Angka ini kemudian disempurnakan lagi dengan alat

spektrometri massa modern yang lebih teliti, sehingga menjadi 4,54 miliar tahun (Patterson, 1956; Amelin dkk., 2002; Bouvier dan Wadhwa, 2010).

Ada catatan menarik dari kisah Patterson. Untuk dapat mengukur timbal dalam jumlah sangat kecil, ia harus membangun laboratorium yang benar-benar bersih—bebas dari kontaminasi timbal, bahkan dari debu dan cat dinding. Ketelitiannya yang luar biasa ini justru membawanya pada penemuan lain yang sangat penting: ternyata lingkungan tempat kita hidup sudah tercemar timbal dalam jumlah besar akibat penggunaan bensin bertimbal. Temuan ini kemudian mengubah kebijakan kesehatan publik di seluruh dunia (Patterson, 1956).

1.3.5 Kapan Inti Bumi Terbentuk? Metode Hafnium–Tungsten

Selain mengetahui kapan materi Bumi mulai berkumpul, para ilmuwan juga ingin tahu kapan inti besi Bumi terpisah dari mantelnya. Untuk menjawab pertanyaan ini digunakan metode yang memanfaatkan pasangan isotop hafnium-182 (^{182}Hf) dan tungsten-182 (^{182}W). Pasangan ini istimewa karena waktu paruhnya sangat pendek, yaitu hanya sekitar 8,9 juta tahun (Kleine dkk., 2002; Yin dkk., 2002).

Karena waktu paruhnya pendek, ^{182}Hf sekarang sudah tidak ada lagi di alam. Seluruhnya sudah meluruh menjadi ^{182}W dalam beberapa puluh juta tahun pertama sejarah Tata Surya. Isotop semacam ini disebut isotop punah (extinct isotope). Karena itu, metode ini hanya dapat digunakan untuk merekam peristiwa yang terjadi pada masa paling awal—seperti pembentukan inti Bumi.

Cara kerja metode ini bertumpu pada perbedaan sifat kimia kedua unsur tersebut. Hafnium bersifat litofil, artinya ia suka bergabung dengan batuan silikat dan cenderung tinggal di dalam mantel Bumi. Sebaliknya, tungsten bersifat siderofil, artinya ia suka bergabung dengan logam dan cenderung tenggelam ke dalam inti bersama besi cair.

Bayangkan seperti memisahkan campuran pasir dan serbuk besi dengan magnet. Ketika inti Bumi terbentuk, "magnet" gravitasi menarik besi dan tungsten turun ke pusat Bumi, sedangkan hafnium tertinggal di mantel. Setelah pemisahan itu, ^{182}Hf yang masih tersisa di mantel terus meluruh menjadi ^{182}W . Akibatnya, mantel Bumi menjadi lebih kaya akan ^{182}W seiring berjalannya waktu.

Dari sinilah kita bisa membaca waktu. Jika inti Bumi terbentuk dengan cepat, masih banyak ^{182}Hf yang tersisa di mantel pada saat pemisahan, sehingga kelebihan ^{182}W yang terbentuk kemudian menjadi besar. Sebaliknya, jika pembentukan inti berjalan lambat, sebagian besar ^{182}Hf sudah meluruh lebih dulu, sehingga kelebihan ^{182}W menjadi kecil. Jadi, besarnya kelebihan ^{182}W di mantel Bumi berfungsi sebagai penunjuk seberapa cepat inti Bumi terbentuk (Kleine dkk., 2002; Yin dkk., 2002; Kleine dkk., 2009).

Dengan membandingkan kelebihan ^{182}W di mantel Bumi terhadap komposisi meteorit, para ahli menyimpulkan bahwa pembentukan inti Bumi selesai dalam rentang 30 hingga 50 juta tahun setelah materi pertama Tata Surya mengembun, yaitu sekitar 4,50 hingga 4,52 miliar tahun yang lalu (Kleine dkk., 2009). Hasil ini menunjukkan bahwa pemisahan inti dan mantel Bumi berlangsung sangat cepat dalam ukuran waktu geologi.

Kedua metode ini saling melengkapi. Metode Pb–Pb menjawab pertanyaan "kapan materi Bumi mulai berkumpul?", sedangkan metode Hf–W menjawab pertanyaan "kapan Bumi selesai terpisah menjadi inti dan mantel?" Dengan menggabungkan keduanya, kita memperoleh gambaran yang lengkap tentang masa-masa paling awal dalam sejarah planet kita.

1.3.6 Skala Waktu Geologi

Pemahaman tentang umur Bumi mengubah cara kita memandang sejarah planet ini. Rentang waktu yang sangat panjang itu dibagi menjadi beberapa era besar yang disebut skala waktu geologi, meliputi Pra-Kambrium, Paleozoikum, Mesozoikum, dan Kenozoikum. Setiap era memiliki ciri khas tersendiri, seperti pembentukan benua, kepunahan massal, dan perkembangan kehidupan.

Untuk memberikan gambaran betapa panjangnya waktu geologi, bayangkan sejarah Bumi dipadatkan menjadi satu hari yang berlangsung 24 jam. Dalam perbandingan ini, kehidupan pertama baru muncul sekitar pukul 4 pagi. Dinosaurius baru muncul sekitar pukul 10 malam dan punah sekitar pukul 11 malam. Manusia modern—spesies kita—baru muncul pada beberapa detik terakhir sebelum tengah malam, sekitar 200.000 tahun yang lalu. Itu berarti keberadaan manusia hanya mencakup kurang

dari 0,004% dari seluruh usia Bumi. Perbandingan ini menegaskan pentingnya memahami skala waktu geologi agar kita tidak salah menafsirkan kecepatan proses-proses kebumian (Tarbuck dkk., 2025).

1.4 Sabuk Van Allen

Bumi dikelilingi oleh medan magnet yang membentang jauh ke luar angkasa, membentuk wilayah yang disebut magnetosfer. Magnetosfer adalah daerah di sekitar Bumi yang dipengaruhi oleh medan magnet Bumi dan berfungsi sebagai perisai alami terhadap partikel bermuatan berbahaya yang berasal dari Matahari. Batas terluarnya disebut magnetopause, yaitu titik tempat tekanan angin Matahari seimbang dengan tekanan medan magnet Bumi. Pada sisi yang menghadap Matahari, jarak magnetopause dari permukaan Bumi sekitar lima kali diameter Bumi. Sebaliknya, pada sisi malam hari, magnetosfer memanjang membentuk ekor magnetik yang panjangnya bisa mencapai sekitar satu juta mil.

Di dalam magnetosfer terdapat wilayah yang sangat penting bagi perlindungan Bumi, yaitu Sabuk Radiasi Van Allen. Sabuk ini pertama kali ditemukan pada tahun 1958 oleh misi Explorer 1 dan Explorer 3 yang dipimpin oleh Dr. James Van Allen dari University of Iowa (Van Allen dan Frank, 1959). Sabuk Van Allen adalah pita radiasi yang terbentuk dari partikel bermuatan yang terperangkap oleh medan magnet Bumi.

1.4.1 Jenis-Jenis Sabuk Van Allen

Secara struktural, sabuk Van Allen terbagi menjadi dua lapisan utama yang bersifat permanen, ditambah dua lapisan tambahan yang bersifat sementara:

a. Sabuk Bagian Dalam (Inner Belt)

Ketinggian: 1.000 hingga 6.000 kilometer di atas permukaan Bumi.

Komposisi: Didominasi proton berenergi sangat tinggi, yaitu di atas 100 MeV, yang berasal dari peluruhan neutron hasil tumbukan sinar kosmik.

Karakteristik: Sangat stabil dan tidak mudah terpengaruh oleh perubahan cuaca antariksa harian.

b. Sabuk Bagian Luar (Outer Belt)

Ketinggian: 13.000 hingga 60.000 kilometer, dengan zona paling padat berada pada ketinggian 15.000 hingga 25.000 kilometer.

Komposisi: Didominasi elektron relativistik dengan energi antara 0,1 hingga 10 MeV.

Karakteristik: Sangat dinamis. Bentuk, ketebalan, dan intensitas fluks partikelnya dapat berubah drastis hanya dalam hitungan jam ketika terjadi badai geomagnetik.

c. Celah Pemisah (Slot Region)

Letak: Terletak di antara kedua sabuk, pada jarak sekitar 2 hingga 3 jari-jari Bumi (R_E).

Karakteristik: Wilayah ini relatif bersih dari partikel berenergi tinggi. Penyebabnya adalah adanya gelombang elektromagnetik berfrekuensi sangat rendah (VLF radio waves) yang mendestabilisasi partikel di wilayah tersebut dan membuangnya ke atmosfer Bumi (Thorne, 2010).

d. Sabuk Ketiga Sementara (Transient Third Belt)

Penemuan: Ditemukan pada tahun 2012 oleh sepasang wahana antariksa kembar Van Allen Probes milik NASA.

Karakteristik: Lapisan sempit dan berumur pendek ini terbentuk di antara sabuk dalam dan sabuk luar setelah terjadinya lontaran massa korona (coronal mass ejection/CME) yang sangat kuat. Sabuk ini bertahan sekitar empat pekan sebelum akhirnya terurai kembali (Baker dkk., 2013; Shprits dkk., 2013) (Van Allen dan Frank, 1959).

1.4.2 Mengapa Sabuk Ini Terbentuk?

Sabuk Van Allen terbentuk akibat interaksi antara medan dipol magnetik Bumi dan partikel plasma bermuatan. Proses ini dapat dijelaskan melalui tiga tahap berikut.

a. Sumber Partikel

Partikel yang terperangkap di sabuk Van Allen berasal dari dua sumber utama. Sumber pertama adalah angin Matahari (solar wind), yaitu aliran konstan plasma berupa elektron dan proton berkecepatan tinggi yang dipancarkan Matahari. Sumber kedua adalah sinar kosmik galaksi (Galactic Cosmic Rays/GCR), yaitu partikel kosmik berenergi luar biasa

yang menumbuk molekul atmosfer atas Bumi dan menghasilkan neutron bebas. Neutron-neutron ini kemudian meluruh menjadi proton dan elektron melalui mekanisme yang disebut Cosmic Ray Albedo Neutron Decay (CRAND). Mekanisme CRAND inilah yang menjadi sumber utama proton di sabuk bagian dalam (Selesnick dkk., 2007).

b. Gaya Lorentz dan Jebakan Magnetik

Ketika partikel bermuatan memasuki medan magnet Bumi, partikel tersebut mengalami gaya Lorentz, yaitu gaya yang bekerja pada muatan yang bergerak di dalam medan magnet. Gaya ini memaksa partikel bergerak berpilin (gyration) menyusuri garis-garis medan magnetik menuju kutub Bumi. Karena itulah partikel tidak bergerak lurus, melainkan mengikuti lintasan spiral yang mengelilingi garis medan magnet.

c. Efek Cermin Magnetik (Magnetic Mirror Effect)

Semakin dekat ke kutub, garis-garis medan magnet semakin rapat dan nilai induksi magnetik (B) semakin kuat. Berdasarkan hukum konservasi momen magnetik, partikel yang bergerak menuju daerah dengan medan magnet lebih kuat akan mengalami perlambatan pada komponen kecepatan majunya. Kecepatan maju partikel tersebut melambat hingga nol, lalu berbalik arah kembali menuju kutub yang berlawanan. Gerakan bolak-balik ini disebut gerak pantul (bounce motion). Akibatnya, miliaran partikel terjebak bergerak bolak-balik di dalam sabuk tanpa pernah menyentuh permukaan Bumi (Selesnick dkk., 2007).

1.4.3 Manfaat Sabuk Van Allen bagi Bumi

Keberadaan sabuk Van Allen memberikan tiga manfaat utama bagi kehidupan di Bumi:

a. Perlindungan Atmosfer

Bersama dengan magnetosfer, sabuk ini membelokkan dan memerangkap partikel berenergi mematikan sebelum partikel tersebut mencapai lapisan termosfer dan stratosfer. Dengan demikian, sabuk ini mencegah penipisan lapisan ozon dan mencegah erosi atmosfer secara massal.

b. Perisai Biosfer

Sabuk Van Allen meredam radiasi pengion kosmik hingga pada dosis yang tidak letal. Tanpa perlindungan ini, mutasi genetik massal dan kepunahan biosfer di permukaan tanah tidak dapat dihindari.

c. Pembentukan Fenomena Aurora

Ketika sabuk mengalami kejenuhan akibat badai Matahari, sebagian partikel bocor melalui corong kutub (polar cusps) dan bertumbukan dengan atom oksigen serta nitrogen di atmosfer atas. Tumbukan ini menghasilkan pendaran cahaya yang kita kenal sebagai aurora (Selesnick dkk., 2007; Thorne, 2010).

1.4.4 Gangguan Teknologi Akibat Sabuk Radiasi

Meskipun berada jauh di luar angkasa, dinamika partikel di dalam sabuk Van Allen memicu efek domino yang berdampak langsung pada infrastruktur di darat maupun di orbit Bumi.

a. Satelit Komunikasi, Geostasioner, dan Navigasi (GNSS)

Orbit geostasioner (GEO) berada pada ketinggian sekitar 35.786 kilometer, yang ternyata berada persis di tepi sabuk bagian luar. Sementara itu, orbit satelit navigasi GPS dan Galileo (Medium Earth Orbit/MEO) berada pada ketinggian sekitar 20.000 kilometer, yaitu tepat di inti sabuk bagian luar. Ini berarti satelit-satelit tersebut terus-menerus terpapar radiasi berenergi tinggi.

Radiasi tersebut dapat memicu gangguan yang disebut Single Event Effects (SEE), yaitu gangguan yang timbul akibat satu partikel berenergi tinggi menumbuk komponen elektronik. Bentuk gangguan ini bermacam-macam, mulai dari bit-flip pada unit memori komputer satelit (data berubah tanpa disadari), kegagalan fungsi sensor, penuaan dini panel surya, hingga korsleting akibat penumpukan muatan dielektrik (dielectric breakdown). Karena itulah, perancangan satelit modern selalu menyertakan pelindung radiasi, sistem cadangan (redundancy), dan perangkat lunak pengoreksi kesalahan (error correction).

Fenomena badai geomagnetik yang dipicu oleh aktivitas Matahari dapat meningkatkan intensitas radiasi di sabuk Van Allen secara signifikan. Ketika hal ini terjadi, risiko gangguan pada satelit komunikasi, sistem navigasi GNSS, dan bahkan jaringan listrik di Bumi meningkat. Pemahaman tentang sabuk Van Allen karena itu menjadi sangat penting bagi bidang geodesi satelit dan geomatika, khususnya dalam menjaga

ketelitian pengukuran posisi berbasis GNSS serta keandalan data penginderaan jauh dari satelit.

b. Gangguan Sinyal Navigasi dan Radio Frekuensi Tinggi (HF)

Presipitasi partikel dari sabuk ke ionosfer dapat mengubah densitas elektron secara tiba-tiba. Perubahan ini menimbulkan efek yang disebut scintillation, yaitu fluktuasi cepat pada amplitudo dan fase sinyal yang melewati ionosfer. Akibatnya, terjadi kesalahan pengukuran jarak propagasi sinyal GPS, penurunan akurasi posisi, hingga putusnya komunikasi radio penerbangan transpolar yang mengandalkan pantulan ionosfer (Aquino dkk., 2009; Jiao dan Morton, 2015).

c. Gangguan Transformator Jaringan Listrik Darat

Ketika partikel di dalam sabuk terakselerasi dan memicu arus cincin (ring current) yang fluktuatif, terjadi induksi medan magnet di permukaan Bumi. Perubahan fluks magnetik ini menghasilkan arus searah bertegangan tinggi di dalam tanah yang disebut Geomagnetically Induced Currents (GIC). GIC masuk ke jaringan transmisi listrik tegangan tinggi dan memicu saturasi inti transformator, blackout skala regional, serta kebakaran gardu induk. Dua contoh peristiwa nyata adalah pemadaman listrik besar di Quebec, Kanada, pada tahun 1989 dan gangguan jaringan listrik di Malmö, Swedia, pada tahun 2003 (Pulkkinen dkk., 2005; Wik dkk., 2009; Pulkkinen dkk., 2017).

d. Korosi Pipa Minyak dan Gas Bumi Bawah Tanah

Arus GIC juga dapat mengalir melalui jaringan pipa baja yang panjang. Aliran arus ini menonaktifkan sistem proteksi katodik (cathodic protection) yang seharusnya melindungi pipa dari korosi. Ketika proteksi tersebut terganggu, laju korosi pipa meningkat secara signifikan sehingga berpotensi menimbulkan kebocoran dan kerusakan infrastruktur (Pirjola dkk., 2000; Pirjola dkk., 2003).

1.4.5 Proses Penemuan: Siapa, Kapan, dan Menggunakan Wahana Apa?

Penemuan Sabuk Van Allen merupakan penemuan ilmiah besar pertama pada era perlombaan antariksa (Space Race) antara Amerika Serikat dan Uni Soviet. Kronologi penemuannya berlangsung cepat, hanya dalam rentang satu tahun, melalui empat misi antariksa yang saling melengkapi:

Tabel 1.2 Kronologi penemuan Sabuk Van Allen

Waktu	Wahana	Peran dalam Penemuan
Januari 1958	Explorer 1	Meluncur 31 Januari 1958. Mencatat data anomali berupa pembacaan nol pada tabung pencacah Geiger–Müller, yang semula diduga berarti tidak ada radiasi.
Maret 1958	Explorer 3	Meluncur 26 Maret 1958. Dilengkapi perekam pita magnetik mini, wahana ini mengonfirmasi keberadaan sabuk radiasi dan membuktikan bahwa pembacaan nol Explorer 1 disebabkan oleh kejenuhan alat, bukan oleh ketiadaan radiasi.
Mei 1958	—	Pada 1 Mei 1958, James Van Allen mempresentasikan bukti ilmiah keberadaan sabuk radiasi di hadapan National Academy of Sciences, Washington, D.C.
Desember 1958	Pioneer 3	Meluncur 6 Desember 1958. Mengonfirmasi keberadaan lapisan kedua yang terpisah, yaitu Sabuk Van Allen Luar.

a. Tokoh Penemu

Penemu sabuk radiasi ini adalah Dr. James Alfred Van Allen, seorang fisikawan astrofisika dan kepala Departemen Fisika di University of Iowa, Amerika Serikat. Timnya merancang instrumen tabung pencacah Geiger–Müller yang dipasang pada wahana Explorer 1 dan Explorer 3. Karena perannya yang sangat besar, nama Van Allen kemudian diabadikan sebagai nama sabuk radiasi ini.

b. Mengapa Explorer 1 Sempat Membingungkan Para Ilmuwan?

Kisah penemuan ini menarik karena berawal dari data yang tampak seperti kegagalan. Ketika Explorer 1 melintasi wilayah tertentu di atas Bumi, tabung Geiger–Müller-nya justru menunjukkan pembacaan nol. Pada awalnya, hal ini ditafsirkan sebagai wilayah yang tidak memiliki radiasi sama sekali. Namun, Van Allen menyadari ada kemungkinan lain: radiasi di wilayah tersebut mungkin terlalu kuat, bukan terlalu lemah. Tabung Geiger–Müller memiliki batas toleransi. Jika radiasi melampaui batas tersebut, tabung akan mengalami kejenuhan (saturation) atau desensitisasi dan berhenti mencatat, sehingga hasilnya terbaca sebagai nol.

Untuk menguji dugaan ini, tim Van Allen menambahkan perekam pita magnetik mini pada Explorer 3. Perangkat ini memungkinkan data direkam secara berkesinambungan sepanjang orbit dan baru dibaca setelah satelit kembali, sehingga tidak ada data yang hilang. Hasil dari Explorer 3 membuktikan dugaan tersebut: wilayah itu memang mengandung radiasi yang sangat intens. Dengan demikian, apa yang semula tampak sebagai "kekosongan" justru menjadi bukti pertama keberadaan sabuk radiasi yang menyelubungi Bumi (Van Allen dan Frank, 1959).

Peluncuran Pioneer 3 pada Desember 1958 kemudian melengkapi gambaran tersebut dengan mengonfirmasi bahwa terdapat dua lapisan sabuk yang terpisah, yaitu Sabuk Dalam yang didominasi proton dan Sabuk Luar yang didominasi elektron. Penemuan ini menjadi tonggak penting dalam sejarah fisika antariksa dan menjadi dasar bagi seluruh penelitian sabuk radiasi hingga hari ini.

1.5 Gravitasi

Dalam percakapan sehari-hari, istilah gravitasi dan gravitas sering digunakan secara bergantian seolah-olah keduanya sama. Namun, dalam domain fisika, geofisika, dan geodesi fisik (physical geodesy), keduanya memiliki definisi operasional yang terpisah secara tegas. Memahami perbedaan ini penting karena kesalahan penggunaan istilah dapat menimbulkan kekeliruan dalam perhitungan dan interpretasi data pengukuran (Heiskanen dan Moritz, 1967; Hofmann-Wellenhof dan Moritz, 2006).

1.5.1 Definisi Konseptual: Gravitasi dan Gravitasi

a. Gravitasi (Gravitation)

Gravitasi adalah gaya tarik murni antarmassa yang bersifat fundamental. Gaya ini merupakan salah satu dari empat interaksi dasar di alam semesta, di samping gaya elektromagnetik, gaya nuklir kuat, dan gaya nuklir lemah. Karena sifatnya yang murni, arah vektor gaya gravitasi selalu tegak lurus mengarah tepat ke pusat massa Bumi. Gravitasi tidak dipengaruhi oleh rotasi benda, sehingga nilainya hanya bergantung pada massa dan jarak.

b. Gravitasi (Gravity atau Gaya Berat)

Gravitas adalah resultan gaya netto yang dialami suatu massa di permukaan atau di dekat permukaan planet yang berputar. Gravitas merupakan gabungan vektor antara gaya gravitasi murni dan percepatan sentrifugal akibat rotasi Bumi. Karena melibatkan dua komponen vektor, arah gravitas tidak selalu tepat menuju pusat Bumi. Vektor gravitas inilah yang menentukan arah garis unting-unting (plumb line) dan bidang ekuipotensial Bumi—dua hal yang menjadi acuan dasar dalam pengukuran geodesi dan survei pemetaan.

Dengan kata lain, gravitasi adalah penyebabnya, sedangkan gravitas adalah yang kita rasakan dan kita ukur. Setiap pengukuran dengan gravimeter, setiap penentuan arah vertikal, dan setiap perhitungan ketinggian pada dasarnya mengukur gravitas, bukan gravitasi murni (Newton, 1687; Heiskanen dan Moritz, 1967).

1.5.2 Formulasi Matematis dan Mekanisme Pembentukan

a. Gaya Gravitasi Universal (Isaac Newton)

Newton mendeskripsikan besarnya gaya tarik-menarik antara dua benda bermassa melalui persamaan berikut:

$$F = G \cdot (m_1 \cdot m_2) / r^2$$

Keterangan: F adalah gaya gravitasi dalam satuan Newton; G adalah konstanta gravitasi universal yang nilainya $6,674 \times 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$; m_1 dan m_2 adalah massa kedua objek dalam kilogram; dan r adalah jarak antara kedua pusat massa dalam meter. Persamaan ini menunjukkan bahwa gaya gravitasi melemah sebanding dengan kuadrat jarak. Jika jarak dijadikan dua kali lipat, gaya gravitasinya menjadi seperempat.

Untuk percepatan gravitasi murni (g_0) yang dihasilkan oleh massa Bumi (M) pada jarak radial (r), persamaan tersebut dapat disederhanakan menjadi:

$$g_0 = G \cdot M / r^2$$

b. Relativitas Umum (Albert Einstein)

Newton menjelaskan bagaimana gravitasi bekerja, tetapi belum menjelaskan mengapa gravitasi terbentuk. Jawaban atas pertanyaan itu diberikan oleh Einstein melalui teori relativitas umum (Einstein, 1916). Menurut teori ini, keberadaan massa dan energi melengkungkan ruang-

waktu empat dimensi. Kelengkungan tersebut dinyatakan dalam persamaan medan Einstein:

$$G_{\mu\nu} = (8\pi G / c^4) \cdot T_{\mu\nu}$$

Keterangan: $G_{\mu\nu}$ adalah tensor kelengkungan Einstein yang menggambarkan geometri ruang-waktu; $T_{\mu\nu}$ adalah tensor energi-tegangan yang menggambarkan distribusi massa dan energi; G adalah konstanta gravitasi universal; dan c adalah kecepatan cahaya. Dengan demikian, benda-benda bermassa sebenarnya tidak ditarik oleh gaya gaib, melainkan bergerak bebas mengikuti lintasan kelengkungan terpendek (geodesic) di dalam ruang-waktu yang melengkung. Apa yang kita rasakan sebagai "gaya berat" adalah akibat dari lintasan kita yang terus-menerus dibelokkan oleh kelengkungan ruang-waktu tersebut.

c. Hubungan Vektor Gravitasi di Permukaan Bumi

Di permukaan Bumi yang berotasi dengan kecepatan sudut ω , vektor gravitasi merupakan penjumlahan dua vektor berikut:

$$\mathbf{g} = \mathbf{g}_0 + \mathbf{a}_c \text{ dengan } \mathbf{a}_c = \omega^2 \cdot \mathbf{p}$$

Keterangan: $\mathbf{g}$ adalah vektor percepatan gravitasi (gravity) yang terukur; $\mathbf{g}_0$ adalah vektor percepatan gravitasi murni yang merupakan gradien potensial gravitasi ($\mathbf{g}_0 = -\nabla V$); dan $\mathbf{a}_c$ adalah percepatan sentrifugal, dengan $\mathbf{p}$ adalah vektor jarak tegak lurus dari titik pengamatan ke sumbu rotasi Bumi. Persamaan ini menjelaskan mengapa gravitasi selalu lebih kecil daripada gravitasi murni, kecuali tepat di kutub tempat percepatan sentrifugalnya nol.

1.5.3 Faktor Penyebab Variasi Nilai dan Arah Gravitasi

Rata-rata percepatan gravitasi di permukaan Bumi berkisar $9,8 \text{ m/s}^2$. Namun, nilainya sebenarnya bervariasi dari sekitar $9,78 \text{ m/s}^2$ di ekuator hingga sekitar $9,83 \text{ m/s}^2$ di kutub, dengan selisih sekitar 0,5 persen. Variasi ini disebabkan oleh empat faktor berikut (Heiskanen dan Moritz, 1967; Hofmann-Wellenhof dan Moritz, 2006).

a. Gaya Sentrifugal

Kecepatan rotasi linier di ekuator paling tinggi, yaitu sekitar 1.670 kilometer per jam, sehingga gaya sentrifugal di wilayah ini mencapai nilai maksimum dan bekerja melawan arah tarikan gravitasi. Sebaliknya, di kutub kecepatan rotasi liniernya mendekati nol, sehingga gaya

sentrifugalnya juga hampir tidak ada. Karena itulah gravitas di kutub lebih besar daripada di ekuator.

b. Bentuk Elipsoid Pekat Bumi (Flattening)

Akibat rotasi, Bumi menggelembung di ekuator dan gepat di kutub. Jari-jari ekuator Bumi sekitar 6.378 kilometer, sedangkan jari-jari kutubnya sekitar 6.357 kilometer. Karena permukaan ekuator berada lebih jauh dari pusat massa Bumi, percepatan gravitasi murni di ekuator menjadi lebih kecil sesuai hubungan $g_0 = G \cdot M / r^2$. Kedua faktor—gaya sentrifugal dan bentuk gepat—bekerja pada arah yang sama sehingga memperkuat perbedaan gravitas antara ekuator dan kutub.

c. Defleksi Arah Gravitas (Deflection of the Vertical)

Di lintang menengah, vektor gaya sentrifugal yang arahnya menjauhi sumbu rotasi tidak segaris dengan vektor tarikan menuju pusat Bumi. Akibatnya, resultan gaya gravitas tidak tepat mengarah ke pusat Bumi, melainkan menyimpang beberapa detik busur dari arah radial murni. Penyimpangan ini disebut defleksi vertikal, dan nilainya harus diperhitungkan dalam pengukuran geodetik presisi tinggi serta dalam penentuan bentuk geoid.

d. Variasi Elevasi dan Densitas Topografi

Massa topografi lokal seperti gunung dan palung laut, serta perbedaan densitas batuan kerak Bumi, menimbulkan anomali gravitasi lokal. Dua jenis koreksi yang umum digunakan adalah anomali udara bebas (free-air anomaly), yang memperhitungkan perbedaan ketinggian titik pengamatan, dan anomali Bouguer, yang juga memperhitungkan massa batuan di antara titik pengamatan dan bidang acuan. Data anomali inilah yang menjadi dasar interpretasi struktur bawah permukaan dalam eksplorasi geofisika (Niebauer dkk., 1995).

1.6 Hubungan Gravitas dan Gravitasi

Setelah memahami perbedaan antara gravitasi murni dan gravitas yang terukur, pertanyaan berikutnya adalah bagaimana keduanya diukur dan dimanfaatkan. Pengukuran gravitas dilakukan dengan berbagai metode yang memberikan tingkat ketelitian dan cakupan yang berbeda-beda.

1.6.1 Metode dan Instrumen Pengukuran

Pengukuran gravitas dinyatakan dalam satuan Gal, yaitu $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2$. Untuk pengukuran presisi tinggi, satuan yang digunakan adalah mikroGal, yaitu $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$. Sebagai gambaran, perubahan gravitas sebesar $1 \mu\text{Gal}$ setara dengan perbedaan ketinggian hanya sekitar 3 milimeter. Tabel 1.3 merangkum metode dan instrumen pengukuran gravitas yang digunakan saat ini (Bonvalot dkk., 1998; Crossley dkk., 1999; Hirt dan Seeber, 2007).

Tabel 1.3 Metode dan instrumen pengukuran gravitas

Domain	Metode & Instrumen	Mekanisme Kerja	Ketelitian & Cakupan
Terrestrial (darat) — relatif	Gravimeter relatif, misalnya Scintrex CG-5/CG-6 dan LaCoste & Romberg	Mengukur perubahan posisi massa uji yang digantung pada pegas kuarsa atau logam terhadap titik ikat referensi. Karena mengukur beda, alat ini harus dikaitkan ke titik basis yang nilainya sudah diketahui.	Skala lokal hingga regional; mampu mendeteksi anomali hingga fraksi μGal (Bonvalot dkk., 1998).
Terrestrial (darat) — absolut	Gravimeter absolut, misalnya Micro-g FG5 dan A10	Mengukur laju jatuh bebas massa uji di dalam ruang hampa menggunakan interferometer laser dan jam atom presisi tinggi. Tidak memerlukan titik ikat referensi dan bebas dari pengaruh drift pegas.	Skala stasiun pangkalan (base station); akurasi sekitar $1\text{--}2 \mu\text{Gal}$; menjadi acuan kalibrasi bagi gravimeter relatif (Niebauer dkk., 1995).
Stasiun tetap	Gravimeter superkonduktor (Superconducting Gravimeter/SG)	Memanfaatkan sifat superkonduktor untuk menggantung massa uji secara magnetik tanpa gesekan, sehingga perubahan gravitas dapat direkam secara berkesinambungan	Sangat sensitif (mampu merekam efek pasang surut Bumi); dipasang di stasiun permanen jaringan global (Crossley dkk.,

Domain	Metode & Instrumen	Mekanisme Kerja	Ketelitian & Cakupan
		tanpa henti.	1999).
Udara dan laut	Gravimeter gimbal pada pesawat terbang dan kapal	Gravimeter dipasang pada platform yang selalu terjaga posisinya (gimbal) agar tetap tegak meskipun kendaraan bergerak. Digunakan untuk survei di wilayah yang sulit dijangkau.	Cakupan regional; ketelitian lebih rendah daripada pengukuran darat karena pengaruh percepatan kendaraan.
Satelit (global) — GRACE & GRACE-FO	Sistem dua satelit tandem yang terbang beriringan	Kedua satelit terbang beriringan pada jarak sekitar 220 km. Perubahan medan massa Bumi mengubah jarak antarsatelit, yang diukur melalui gelombang mikro K-band atau Laser Ranging Interferometer (LRI).	Resolusi spasial sekitar 300 km; sangat presisi untuk melacak perubahan massa dinamis secara bulanan (Tapley dkk., 2004; Landerer dkk., 2020; Abich dkk., 2019).
Satelit (global) — GOCE	Electrostatic gravity gradiometer pada orbit sangat rendah	Membawa tiga pasang akselerometer 3D yang mengukur perbedaan percepatan gravitasi pada orbit sangat rendah, sekitar 255 km, sehingga mampu menangkap detail medan gravitasi yang halus.	Menghasilkan model medan gayabarat statis dan undulasi geoid dengan resolusi spasial tinggi, sekitar 80 km (Pail dkk., 2011).
Astrogeodetik	Defleksi astrogeodetik dengan Digital Zenith Camera	Mengukur perbedaan sudut antara arah garis unting-unting fisik (plumb line) dan garis normal	Digunakan untuk validasi kemiringan geoid dan medan gravitasi lokal

Domain	Metode & Instrumen	Mekanisme Kerja	Ketelitian & Cakupan
		elipsoid menggunakan posisi bintang zenith. Metode ini mengukur arah gravitas, bukan besarnya.	(Hirt dan Seeber, 2007).

Perlu dicatat bahwa metode astrogeodetik berbeda sifatnya dari kelima metode sebelumnya. Metode ini tidak mengukur besarnya gravitas, melainkan arahnya. Dengan membandingkan arah vertikal hasil pengamatan bintang terhadap arah vertikal elipsoid referensi, dapat dihitung defleksi vertikal yang berguna untuk memvalidasi bentuk geoid Bumi.

1.6.2 Bidang Pemanfaatan dan Aplikasi Praktis

Data gravitasi dan gravitas bukan sekadar angka yang dikumpulkan untuk kepentingan akademis. Pengukuran ini menjadi fondasi bagi berbagai bidang pekerjaan yang bersentuhan langsung dengan kehidupan sehari-hari, mulai dari penentuan ketinggian bangunan hingga pemantauan cadangan air tanah. Berikut lima bidang pemanfaatan utamanya.

a. Geodesi dan Penentuan Geoid

Dalam bidang geodesi, data gravitasi digunakan untuk menentukan bidang ekuipotensial gravitas Bumi yang berimpit dengan permukaan laut rata-rata tanpa gangguan. Bidang inilah yang disebut geoid. Penentuan geoid menjadi fondasi bagi penetapan datum vertikal atau sistem tinggi fisik (orthometric height), yaitu acuan ketinggian yang dipakai untuk pemetaan topografi, perencanaan drainase wilayah, dan konstruksi infrastruktur sipil. Tanpa datum vertikal yang konsisten, ketinggian yang diukur di satu tempat tidak dapat dibandingkan secara langsung dengan ketinggian di tempat lain.

Bagi Indonesia sebagai negara kepulauan, hal ini menjadi sangat penting. Ketinggian titik-titik di berbagai pulau harus mengacu pada satu bidang referensi vertikal yang sama agar pekerjaan pemetaan, pembangunan infrastruktur pesisir, dan mitigasi banjir rob dapat dilakukan secara konsisten. Penelitian pemodelan geoid nasional terus dikembangkan untuk keperluan tersebut (Pahlevi dkk., 2024; Sulaiman dkk., 2023).

b. Eksplorasi Sumber Daya Alam (Geofisika Terapan)

Dalam geofisika terapan, pengukuran gravitasi digunakan untuk memetakan kontras densitas batuan di bawah permukaan. Perbedaan densitas ini muncul sebagai anomali gravitasi yang dapat ditafsirkan. Anomali rendah—yaitu nilai gravitasi yang lebih kecil dari perkiraan—sering mengindikasikan keberadaan struktur sedimen garam, rongga bawah permukaan, atau jebakan minyak dan gas bumi. Sebaliknya, anomali tinggi mengindikasikan adanya intrusi batuan dasar atau akumulasi mineral bijih logam yang densitasnya lebih besar.

Metode ini relatif murah dibandingkan pengeboran langsung, sehingga sering dijadikan tahap awal sebelum survei seismik yang lebih mahal. Dengan demikian, pengukuran gravitasi membantu mempersempit wilayah pencarian dan menghemat biaya eksplorasi secara signifikan.

c. Hidrologi dan Sains Iklim

Salah satu pemanfaatan paling mutakhir adalah analisis temporal berbasis satelit. Karena massa air juga menghasilkan medan gravitasi, perubahan cadangan air di suatu wilayah akan terdeteksi sebagai perubahan nilai gravitasi dari waktu ke waktu. Misi GRACE dan GRACE-FO memungkinkan pemantauan dinamika fluktuasi cadangan air tanah (groundwater storage depletion) secara berkala, termasuk penurunan muka air tanah akibat pengambilan berlebihan (Frappart dan Ramillien, 2018).

Selain itu, data yang sama juga digunakan untuk memantau laju pencairan lapisan es di Greenland dan Antartika. Pencairan es memindahkan massa air dari daratan ke laut, sehingga perubahan gravitasi dapat dipakai untuk menghitung kontribusinya terhadap kenaikan muka air laut global (Chen dkk., 2022). Kemampuan memantau perubahan ini secara global dan berkesinambungan tidak dapat dicapai oleh metode pengukuran darat.

d. Dinamika Kebumihan dan Geodinamika

Data gravitasi juga menjadi alat utama untuk memahami proses-proses besar yang terjadi di dalam Bumi. Melalui pengukuran gravitasi, para ilmuwan dapat menghitung parameter massa total Bumi, yaitu sekitar $5,972 \times 10^{24}$ kilogram. Selain itu, pengukuran berulang memungkinkan pemantauan pemulihan pasca-glasial (post-glacial rebound), yaitu naiknya kembali kerak Bumi setelah beban lapisan es pada zaman es menghilang.

Data yang sama juga merekam pergerakan lempeng tektonik, perpindahan massa magma di bawah gunung api, dan redistribusi massa setelah gempa bumi besar. Pemantauan semacam ini penting bagi upaya mitigasi bencana di Indonesia yang berada pada zona pertemuan lempeng aktif (Chen dkk., 2022; Frappart dan Ramillien, 2018).

e. Navigasi dan Rekayasa Antariksa

Dalam bidang navigasi, model medan gravitasi Bumi yang teliti digunakan untuk mengkalibrasi sistem navigasi inersial presisi tinggi (inertial guidance system), terutama pada kapal selam dan pesawat yang beroperasi dalam waktu lama tanpa akses sinyal satelit. Model yang sama juga dipakai untuk menentukan orbit satelit secara presisi (Precise Orbit Determination) (Tapley dkk., 2004; Pail dkk., 2011; Rummel, 2020; Landerer dkk., 2020; Abich dkk., 2019).

Ketelitian penentuan orbit ini sangat penting bagi satelit penginderaan jauh dan satelit navigasi, karena kesalahan kecil pada model gravitasi akan berakumulasi menjadi kesalahan posisi yang besar seiring bertambahnya waktu. Selain itu, pemahaman medan gravitasi planet dan benda langit lain memungkinkan perhitungan manuver bantuan gravitasi (gravity assist), yaitu teknik memanfaatkan tarikan gravitasi sebuah planet untuk mengubah kecepatan dan arah wahana antariksa tanpa memerlukan bahan bakar tambahan.

1.7 Rangkuman Bab

BAB I telah membahas konsep-konsep fundamental tentang Planet Bumi sebagai pengantar Ilmu Kebumian. Pembahasan dimulai dari bentuk Bumi yang tidak bulat sempurna, melainkan berbentuk elipsoid pepat dengan pemampatan di kutub dan penggelembungan di ekuator, serta geoid yang menggambarkan permukaan dengan potensial gravitasi yang sama. Metode pengukuran ukuran Bumi telah dikembangkan sejak Eratosthenes pada sekitar 240 SM hingga sistem referensi modern seperti WGS 84 yang digunakan dalam teknologi GPS saat ini.

Selanjutnya dibahas tentang umur Bumi yang ditetapkan sekitar 4,54 miliar tahun melalui penanggalan radiometrik pada meteorit dan batuan tertua di Bumi. Pemahaman tentang Sabuk Van Allen menunjukkan bagaimana medan magnet Bumi dan magnetosfer melindungi kehidupan dari radiasi berbahaya Matahari dan luar angkasa. Terakhir, pembahasan

tentang gravitas dan gravitasi menjelaskan perbedaan antara gaya tarik-menarik fundamental (gravitasi) dengan gaya yang dirasakan di permukaan Bumi (gravitas), termasuk faktor-faktor yang memengaruhi variasinya serta cara pengukurannya, mulai dari gravimeter relatif dan absolut di darat, gravimeter superkonduktor di stasiun tetap, gravimeter gimbal di udara dan laut, hingga misi satelit gravitasi seperti GRACE, GRACE-FO, dan GOCE. Data gravitasi tersebut dimanfaatkan pada lima bidang utama, yaitu (1) geodesi dan penentuan geoid untuk penetapan datum vertikal; (2) eksplorasi sumber daya alam melalui pemetaan kontras densitas batuan; (3) hidrologi dan sains iklim untuk pemantauan cadangan air tanah serta pencairan lapisan es; (4) dinamika kebumihan dan geodinamika untuk memantau pergerakan lempeng, aktivitas magma, dan pemulihan pasca-glasial; serta (5) navigasi dan rekayasa antariksa untuk kalibrasi sistem navigasi inersial dan penentuan orbit satelit presisi.

BAB II ATMOSFER BUMI

2.1 Pendahuluan

Atmosfer adalah lapisan udara yang menyelubungi Bumi dengan ketebalan lebih kurang 1.000 kilometer dari permukaan Bumi. Meskipun terlihat ringan dan tak berwujud, lapisan ini merupakan sistem gas yang kompleks dan berperan mutlak bagi kelangsungan hidup seluruh makhluk di planet ini. Tanpa atmosfer, permukaan Bumi akan mengalami perubahan suhu yang ekstrem antara siang dan malam, tidak ada air dalam bentuk cair, dan tidak ada perlindungan dari radiasi matahari maupun benturan benda langit (Tarbuck dkk., 2025).

Ilmu yang mempelajari atmosfer mencakup beberapa disiplin yang saling melengkapi. Meteorologi mempelajari cuaca dan proses atmosfer dalam jangka pendek, misalnya mengapa hujan turun pada hari tertentu. Klimatologi mengkaji pola cuaca dalam jangka panjang, termasuk perubahan iklim global. Sementara itu, ilmu kebumihan dan antariksa mempelajari atmosfer sebagai salah satu subsistem Bumi yang berinteraksi dengan litosfer, hidrosfer, dan biosfer (Tjasyono, 2006).

Bagi mahasiswa Teknik Geomatika, pemahaman tentang atmosfer bukan sekadar pengetahuan dasar. Atmosfer mempengaruhi hampir semua pengukuran geodetik dan penginderaan jauh, mulai dari pembelokan sinyal GNSS akibat refraksi, hingga penghamburan cahaya yang terekam oleh sensor satelit. Bab ini membahas atmosfer secara bertahap: mulai dari evolusinya, lapisan-lapisannya, komposisinya, perannya dalam komunikasi radio, kekhasan atmosfer Indonesia, hingga cara memodelkannya.

2.2 Awal Evolusi Atmosfer

Atmosfer Bumi tidak terbentuk secara instan, melainkan melalui proses evolusi yang panjang selama miliaran tahun. Atmosfer awal Bumi terbentuk dari gas-gas yang dikeluarkan oleh aktivitas vulkanik, sebuah proses yang dikenal sebagai outgassing. Gas-gas yang dikeluarkan terutama terdiri dari uap air (H_2O), karbon dioksida (CO_2), nitrogen (N_2), metana (CH_4), dan amonia (NH_3). Pada masa itu atmosfer sama sekali tidak mengandung oksigen bebas, sehingga tidak mungkin mendukung kehidupan seperti yang kita kenal sekarang (Tarbuck dkk., 2025).

Perubahan besar terjadi sekitar 2,4 miliar tahun yang lalu, pada peristiwa yang disebut Great Oxidation Event. Saat itu organisme fotosintetik pertama—cyanobacteria—mulai menghasilkan oksigen sebagai produk sampingan fotosintesis. Kandungan oksigen di atmosfer meningkat secara bertahap dan mengubah komposisi atmosfer secara mendasar. Peristiwa ini menjadi salah satu tonggak terpenting dalam sejarah Bumi, karena oksigen bebas inilah yang kemudian memungkinkan terbentuknya lapisan ozon dan berkembangnya kehidupan yang lebih kompleks (Tarbuck dkk., 2025).

Sementara itu, uap air yang melimpah mengalami pendinginan, mengembun, dan turun sebagai hujan selama jutaan tahun. Air hujan ini mengisi cekungan-cekungan di permukaan Bumi dan membentuk samudra pertama. Dengan demikian, atmosfer dan hidrosfer Bumi terbentuk melalui proses yang saling terkait: gas vulkanik membentuk atmosfer, dan sebagian gas tersebut mengembun menjadi lautan (Tarbuck dkk., 2025).

2.3 Karakteristik Umum Atmosfer

Sebelum membahas lapisan-lapisan atmosfer satu per satu, ada tiga karakteristik umum yang perlu dipahami karena berlaku di seluruh bagian atmosfer (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

a. Atmosfer Dijaga oleh Gaya Gravitasi

Gas-gas penyusun atmosfer tidak terlepas ke luar angkasa karena ditahan oleh gaya gravitasi Bumi. Tanpa gravitasi yang cukup kuat, molekul-molekul gas akan bergerak bebas dan menghilang ke ruang hampa. Inilah sebabnya planet-planet kecil seperti Merkurius hampir tidak memiliki atmosfer, sedangkan planet besar seperti Jupiter memiliki atmosfer yang sangat tebal (Tarbuck dkk., 2025).

b. Atmosfer Bersifat Kompresibel

Berbeda dengan air yang hampir tidak dapat dimampatkan, udara dapat dimampatkan. Akibatnya, densitas atmosfer paling tinggi berada di dekat permukaan Bumi karena mendapat tekanan gravitasi paling kuat, dan semakin menipis seiring bertambahnya ketinggian hingga akhirnya sulit dibedakan dari ruang hampa udara. Hampir seluruh massa atmosfer terkonsentrasi pada lapisan paling bawah (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

c. Batas Atmosfer dan Garis Kármán

Tidak ada batas ketinggian atmosfer yang tegas, karena gas terus menipis secara bertahap. Namun untuk keperluan praktis, digunakan Garis Kármán (Kármán line) pada ketinggian 100 kilometer di atas permukaan laut sebagai batas antara atmosfer Bumi dan luar angkasa. Di atas ketinggian ini, udara terlalu tipis untuk mendukung penerbangan aeronautika: pesawat terbang tidak dapat lagi menghasilkan gaya angkat yang memadai dari sayapnya, sehingga wahana harus menggunakan pendorong roket untuk bermanuver (Tarbuck dkk., 2025).

2.4 Lapisan Atmosfer

Berdasarkan profil suhu vertikalnya, atmosfer Bumi terbagi menjadi lima lapisan utama. Yang menarik, arah perubahan suhu tidak selalu sama: pada dua lapisan suhu menurun seiring ketinggian, sedangkan pada dua lapisan lainnya suhu justru meningkat. Perbedaan arah ini menjadi dasar penamaan setiap lapisan. Tabel 2.1 merangkum kelima lapisan tersebut (Tarbuck dkk., 2025; Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Tabel 2.1 Lapisan-lapisan atmosfer Bumi dan karakteristiknya

Lapisan	Ketinggian	Arah Suhu	Ciri Utama
Troposfer	0–18 km, bergantung lintang: 16–18 km di ekuator, 10–13 km di lintang menengah, 7–9 km di kutub	Menurun ±6,5 °C/km	Lapisan terbawah dan terpadat; mengandung sekitar 75–80% massa atmosfer dan lebih dari 99% uap air; tempat terjadinya cuaca.
Stratosfer	15–50 km	Meningkat	Udara kering dan stabil; mengandung lapisan ozon pada 15–35 km yang menyerap radiasi ultraviolet.
Mesosfer	50–85 km	Menurun tajam	Lapisan terdingin (–90 °C hingga –100 °C); tempat sebagian besar meteor terbakar.
Termosfer	85–600 km	Meningkat drastis	Suhu sangat tinggi namun udaranya sangat tipis; tempat aurora dan lintasan stasiun antariksa.
Eksosfer	Di atas 600 km	Sulit	Udara sangat tipis hingga

Lapisan	Ketinggian	Arah Suhu	Ciri Utama
		didefinisikan	mendekati ruang hampa; partikel ringan dapat lepas ke luar angkasa.

2.4.1 Troposfer: Lapisan Tempat Cuaca Terjadi

Troposfer berasal dari bahasa Yunani tropos yang berarti berbalik, bercampur, atau berotasi. Lapisan ini merupakan lapisan atmosfer yang paling dekat dengan permukaan Bumi dan menjadi domain utama tempat seluruh sistem meteorologi, hidrologi, serta interaksi biosfer berlangsung. Hampir semua fenomena cuaca yang kita alami sehari-hari—hujan, angin, badai, awan, dan petir—terjadi di lapisan ini. Penyebabnya adalah karena troposfer mengandung sebagian besar uap air, yang merupakan bahan bakar utama pembentukan awan dan presipitasi.

a. Struktur Geometris, Ketebalan, dan Variasi Lintang

Ketebalan troposfer tidak seragam di seluruh bola Bumi, melainkan bervariasi secara signifikan terhadap lintang geografis dan musim. Di daerah ekuator dan tropis, ketebalannya mencapai 16 hingga 18 kilometer, bahkan dapat mencapai sekitar 20 kilometer pada puncak aktivitas konvektif. Di lintang menengah, ketebalannya rata-rata berkisar antara 10 hingga 13 kilometer. Adapun di daerah kutub, baik Arktik maupun Antartika, ketebalannya hanya sekitar 7 hingga 9 kilometer (Lutgens dan Tarbuck, 2017; Tarbuck dkk., 2025).

Perbedaan ketebalan ini disebabkan oleh tiga faktor utama. Faktor pertama adalah pemanasan surya maksimum di ekuator. Pemanasan insolasi yang kuat menyebabkan pemuaian termal kolom udara vertikal (thermal expansion), yang memicu konveksi intensif dan mendorong massa udara naik jauh lebih tinggi. Faktor kedua adalah gaya sentrifugal akibat rotasi Bumi. Rotasi Bumi menghasilkan gaya sentrifugal maksimum di ekuator, yang secara alami menggembungkan massa atmosfer di kawasan khatulistiwa. Faktor ketiga adalah variasi musiman: pada musim panas ketebalan troposfer bertambah karena suhu permukaan yang lebih tinggi meningkatkan aktivitas termal, sedangkan pada musim dingin ketebalannya menyusut akibat pemuaian balik (thermal contraction) (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

b. Massa, Komposisi, dan Siklus Hidrologi

Meskipun volumenya relatif kecil jika dibandingkan dengan keseluruhan lapisan atmosfer yang membentang hingga ribuan kilometer, troposfer memiliki kerapatan massa yang sangat tinggi. Lapisan ini mengandung sekitar 75 hingga 80 persen dari total massa atmosfer Bumi. Distribusi massa ini diatur oleh persamaan hidrostatik, yaitu keseimbangan antara gaya gravitasi dan gradien tekanan udara:

$$dP / dz = -\rho g$$

dengan P adalah tekanan udara, z adalah ketinggian, ρ adalah kerapatan udara, dan g adalah percepatan gravitasi. Persamaan ini menunjukkan bahwa tekanan udara berkurang seiring bertambahnya ketinggian, karena semakin sedikit massa udara yang berada di atasnya. Penurunan tekanan dan densitas atmosfer berlangsung secara eksponensial terhadap ketinggian, mengikuti bentuk $P(z) = P_0 \exp(-z/H)$, dengan H sebagai skala tinggi atmosfer. Karena massa terkonsentrasi di bagian bawah, lapisan yang paling dekat permukaan Bumi justru paling padat (Lutgens dan Tarbuck, 2017) (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Selain massa, troposfer juga menampung lebih dari 99 persen total uap air di atmosfer. Konsentrasi uap air terkumpul sangat rapat pada lapisan 0 hingga 3 kilometer pertama, dan menurun cepat di atasnya. Karena itulah lapisan ini menjadi pusat seluruh siklus hidrologi (Tarbuck dkk., 2025).

Peran uap air tidak berhenti sebagai gas penyusun. Uap air merupakan agen penyimpan dan penyalur energi melalui panas laten (latent heat). Ketika air menguap dari permukaan Bumi, ia menyerap panas laten dari lingkungan sekitar sebesar kira-kira $2,5 \times 10^6$ joule per kilogram. Energi tersebut tidak hilang, melainkan tersimpan di dalam uap air. Ketika uap air naik dan mengalami kondensasi membentuk awan, panas laten tersebut dilepaskan kembali ke atmosfer. Pelepasan energi inilah yang memicu pengapungan udara (buoyancy) dan menjadi motor penggerak badai siklon, badai petir kumulonimbus, serta sistem sirkulasi atmosferik. Tanpa panas laten, tidak akan ada mekanisme yang mampu memindahkan energi secara vertikal dalam jumlah besar di atmosfer (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

c. Profil Termal dan Termodinamika Penurunan Suhu

Karakteristik khas troposfer adalah suhu yang terus menurun seiring bertambahnya ketinggian. Laju penurunan suhu inilah yang disebut laju

susut (lapse rate) bernilai negatif. Pertanyaan yang kemudian muncul: mengapa troposfer dipanaskan dari bawah, padahal sumber energinya adalah Matahari yang berada di atas?

Jawabannya terletak pada sifat atmosfer yang relatif transparan terhadap radiasi matahari gelombang pendek (shortwave radiation, $\lambda < 4 \mu\text{m}$). Sebagian besar energi surya menembus atmosfer tanpa diserap langsung oleh udara dan memanaskan permukaan daratan serta lautan. Permukaan Bumi yang panas kemudian memancarkan energi kembali dalam bentuk radiasi inframerah gelombang panjang (longwave atau terrestrial radiation, $4\text{--}100 \mu\text{m}$). Gas-gas rumah kaca alami (H_2O , CO_2 , dan CH_4) terkonsentrasi di lapisan bawah dan sangat efisien menyerap radiasi inframerah tersebut. Akibatnya, pemanasan troposfer terjadi dari bawah ke atas, bukan sebaliknya (Lutgens dan Tarbuck, 2017) (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Terdapat tiga jenis laju susut suhu yang perlu dibedakan:

Pertama, laju susut lingkungan (Environmental Lapse Rate/ELR), yaitu laju penurunan suhu yang sesungguhnya terukur di atmosfer. Nilai rerata global standar atmosfer adalah sekitar $6,5^\circ\text{C}$ per kilometer, atau $0,65^\circ\text{C}$ per 100 meter (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Kedua, laju susut adiabatik kering (Dry Adiabatic Lapse Rate/DALR), yaitu sekitar $9,8^\circ\text{C}$ per kilometer. Nilai ini merupakan laju pendinginan sebuah paket udara kering yang naik tanpa pertukaran panas dengan lingkungan sekitarnya (proses adiabatik). Angka $9,8^\circ\text{C}/\text{km}$ sama dengan nilai percepatan gravitasi dalam satuan m/s^2 —bukan kebetulan, melainkan konsekuensi langsung dari hukum termodinamika pertama pada gas ideal (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Ketiga, laju susut adiabatik basah (Saturated/Moist Adiabatic Lapse Rate/SALR), yang berkisar antara 4 hingga 7°C per kilometer. Nilainya lebih kecil daripada DALR karena proses kondensasi uap air melepaskan panas laten yang menahan laju pendinginan udara. Karena besarnya pelepasan panas laten bergantung pada jumlah uap air yang tersedia, nilai SALR tidak tetap: di daerah tropis yang lembap nilainya mendekati $4^\circ\text{C}/\text{km}$, sedangkan di daerah kering nilainya mendekati $7^\circ\text{C}/\text{km}$ mendekati DALR (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Perbedaan antara DALR dan ELR inilah yang menentukan kestabilan atmosfer. Jika paket udara naik dan tetap lebih dingin daripada lingkungannya, udara tersebut akan cenderung turun kembali, dan atmosfer disebut stabil. Sebaliknya, jika paket udara tetap lebih hangat daripada lingkungannya, udara akan terus naik dengan sendirinya, dan atmosfer disebut tidak stabil. Kondisi tidak stabil inilah yang memungkinkan terbentuknya awan kumulonimbus dan badai petir (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

d. Dinamika Percampuran, Polusi, dan Lapisan Batas Atmosfer

Diferensiasi suhu dan tekanan di troposfer memicu pergerakan fluida yang sangat dinamis. Dalam skala global dan regional, perbedaan insolasi antara kutub dan ekuator membentuk sel-sel sirkulasi meridional utama, yaitu Sel Hadley, Sel Ferrel, dan Sel Kutub. Ketiga sel inilah yang menghasilkan pola angin besar yang kita kenal, seperti angin pasat, angin barat (westerlies), serta angin monsun (Tjasyono, 2006; Tarbuck dkk., 2025).

Dalam skala lokal, terdapat sublapisan paling bawah troposfer yang disebut lapisan batas planet (Planetary Boundary Layer/PBL) atau lapisan batas atmosfer. Ketebalannya hanya beberapa ratus meter hingga 2 sampai 3 kilometer, dan merupakan satu-satunya bagian atmosfer yang berinteraksi langsung secara mekanik dan termal dengan permukaan Bumi. Di lapisan inilah turbulensi geser permukaan (frictional shear) dan konveksi termal harian berlangsung sangat dominan. Gesekan dengan permukaan tanah memperlambat angin di lapisan ini, dan pemanasan permukaan pada siang hari membangkitkan turbulensi yang mengaduk udara ke atas (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

PBL memiliki peran langsung bagi kehidupan manusia karena di lapisan inilah berlangsung dispersi polutan dan penentuan kualitas udara. Percampuran vertikal di dalam PBL mendistribusikan gas emisi seperti karbon dioksida (CO_2), nitrogen oksida (NO_x), dan sulfur dioksida (SO_2), serta partikulat berukuran halus seperti $\text{PM}_{2,5}$ dan PM_{10} . Semakin kuat percampuran vertikalnya, semakin cepat polutan terencerkan sehingga konsentrasinya di permukaan menurun (Tjasyono, 2006).

Namun terdapat kondisi yang justru memperburuk kualitas udara, yaitu inversi suhu (temperature inversion). Inversi suhu adalah kondisi ketika

suhu udara lokal justru meningkat terhadap ketinggian, berkebalikan dengan kondisi normal. Ketika hal ini terjadi, tidak ada dorongan bagi udara untuk naik, karena udara di bawah lebih dingin dan lebih berat daripada udara di atasnya. Inversi bertindak sebagai perangkap fisik yang mengunci polusi udara dan kabut asap di dekat permukaan tanah. Kondisi inilah yang menyebabkan puncak pencemaran udara biasanya terjadi pada pagi hari, ketika permukaan Bumi baru melepaskan panasnya sepanjang malam dan lapisan udara di atasnya masih lebih hangat (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

e. Tropopause: Penutup Dinamis dan Perangkap Uap Air

Tropopause adalah zona pembatas termodinamika antara troposfer di bawahnya dan stratosfer di atasnya. Secara formal, Organisasi Meteorologi Dunia (World Meteorological Organization/WMO) mendefinisikan tropopause sebagai lapisan tempat laju penurunan suhu berkurang hingga $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ per kilometer atau kurang, dan tetap rendah setidaknya sepanjang ketebalan 2 kilometer ke atas (WMO, 1992). Dengan definisi ini, ketinggian tropopause dapat ditentukan secara objektif dari data pengukuran radiosonde.

Di atas tropopause, pada lapisan stratosfer, keberadaan lapisan ozon (O_3) menyerap radiasi ultraviolet matahari terutama UV-C dan UV-B. Penyerapan energi ini menyebabkan suhu berbalik naik seiring bertambahnya ketinggian, sehingga terbentuk inversi suhu permanen. Inversi permanen inilah yang membuat stratosfer bersifat sangat stabil dan hampir tidak mengalami pencampuran vertikal (Tarbuck dkk., 2025).

Suhu di tropopause sangat dingin, dapat mencapai $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ di daerah kutub hingga $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ di daerah ekuator. Dinginnya suhu ini menciptakan mekanisme yang disebut perangkap dingin (cold trap). Udara basah yang naik dari troposfer mengalami pendinginan ekstrem hingga mendekati titik jenuh mutlak. Pada kondisi tersebut, kandungan uap air yang sangat kecil sekalipun tidak dapat ditahan lagi: uap air membeku menjadi partikel es dan jatuh kembali sebagai presipitasi, atau tertinggal sebagai awan sirus tipis di sekitar tropopause (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Dua mekanisme bekerja bersamaan untuk menjaga uap air tetap berada di troposfer. Pertama, perangkap dingin yang membekukan dan mengembalikan uap air ke bawah. Kedua, stabilitas atmosfer yang sangat

tinggi akibat inversi suhu di stratosfer, yang mencegah konveksi vertikal lebih lanjut. Dengan demikian, tropopause bertindak sebagai penutup kedap konvektif yang mengurung seluruh siklus hidrologi tetap berada di dalam troposfer. Inilah alasan mengapa hampir seluruh awan dan presipitasi terkonsentrasi di bawah tropopause, dan mengapa lapisan stratosfer di atasnya nyaris bebas awan (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Bagi Indonesia yang terletak di ekuator, tropopause berada pada ketinggian yang relatif tinggi, yaitu sekitar 16 hingga 17 kilometer. Ketinggian tropopause yang tinggi ini memberikan ruang lebih besar bagi pertumbuhan awan konvektif, dan menjadi salah satu sebab mengapa badai petir di wilayah Indonesia dapat mencapai ketinggian yang sangat besar serta menghasilkan curah hujan yang intens (Tjasyono, 2006).

2.4.2 Stratosfer: Lapisan Pelindung Ozon

Stratosfer terletak di atas tropopause dan membentang hingga ketinggian sekitar 50 kilometer. Udara di stratosfer kering dan kurang padat dibandingkan troposfer, sehingga pencampuran udara vertikal sangat terbatas. Akibatnya stratosfer cenderung stabil dan berlapis-lapis, dengan sedikit turbulensi. Sifat inilah yang membuat stratosfer menjadi lokasi ideal bagi penerbangan pesawat jet jarak jauh: penerbangan menjadi lebih halus dan lebih hemat bahan bakar karena hambatan udara berkurang (Tarbuck dkk., 2025).

Stratosfer mengandung lapisan ozon yang sangat penting, terletak pada ketinggian antara 15 hingga 35 kilometer. Lapisan ozon menyerap sebagian besar radiasi ultraviolet berbahaya dari Matahari, sehingga melindungi kehidupan di permukaan Bumi dari kerusakan kulit, mutasi genetik pada tumbuhan, dan gangguan pada fitoplankton laut yang menjadi dasar rantai makanan di samudra (Tarbuck dkk., 2025).

Berbeda dengan troposfer, suhu di stratosfer justru meningkat seiring bertambahnya ketinggian. Peningkatan ini disebabkan oleh penyerapan radiasi ultraviolet oleh lapisan ozon, yang kemudian mengubah energi radiasi tersebut menjadi panas. Suhu di puncak stratosfer, yang disebut stratopause, mendekati 0 °C (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

2.4.3 Mesosfer: Lapisan Tempat Meteor Terbakar

Mesosfer terletak di atas stratopause dan membentang dari ketinggian sekitar 50 kilometer hingga 80–85 kilometer. Udara di mesosfer sangat

tipis, dengan densitas yang jauh lebih rendah dibandingkan stratosfer maupun troposfer. Meskipun demikian, lapisan ini memainkan peran penting sebagai pelindung Bumi (Tarbuck dkk., 2025).

Mesosfer merupakan lapisan atmosfer terdingin, dengan suhu mencapai sekitar -90°C hingga -100°C di dekat puncaknya yang disebut mesopause. Penurunan suhu ini disebabkan oleh minimnya penyerapan radiasi matahari di lapisan tersebut serta pendinginan radiatif oleh karbon dioksida (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Sebagian besar meteor yang memasuki atmosfer Bumi terbakar habis di lapisan mesosfer. Gesekan dengan molekul udara di lapisan ini menghasilkan panas yang cukup untuk menguapkan material meteor, menciptakan fenomena yang kita kenal sebagai "bintang jatuh". Tanpa perlindungan mesosfer, permukaan Bumi akan terus-menerus dihujani batuan dari luar angkasa (Tarbuck dkk., 2025).

2.4.4 Termosfer dan Eksosfer: Menuju Batas Luar Angkasa

Termosfer membentang dari mesopause (sekitar 85 kilometer) hingga ketinggian sekitar 600 kilometer. Suhu di termosfer meningkat drastis seiring bertambahnya ketinggian, dapat mencapai lebih dari 1.000°C . Namun, angka ini tidak boleh ditafsirkan seperti suhu udara di permukaan Bumi. Karena udaranya sangat tipis, jumlah partikelnya sedikit sehingga perpindahan panasnya sangat kecil. Seorang astronot yang berada di termosfer tidak akan merasakan panas tersebut karena hampir tidak ada partikel yang menumbuk tubuhnya (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Di dalam termosfer terdapat ionosfer, yang akan dibahas tersendiri pada subbab berikutnya. Termosfer juga menjadi tempat terjadinya aurora, fenomena pendaran cahaya yang muncul akibat interaksi partikel bermuatan dari Matahari dengan atom oksigen dan nitrogen di ketinggian ini. Selain itu, Stasiun Antariksa Internasional (ISS) mengorbit di bagian bawah termosfer, pada ketinggian sekitar 400 kilometer (Tjasyono, 2006).

Di atas termosfer terdapat eksosfer, yaitu lapisan terluar atmosfer Bumi. Udara di eksosfer sangat tipis sehingga hampir mendekati ruang hampa. Suhu di lapisan ini sulit didefinisikan karena jumlah partikelnya terlalu sedikit untuk dapat diukur sebagai suhu secara bermakna. Pada lapisan inilah partikel ringan seperti hidrogen dan helium dapat lepas sepenuhnya

dari gravitasi Bumi dan menghilang ke luar angkasa (Tarbuck dkk., 2025).

2.5 Komposisi Atmosfer

Atmosfer Bumi tersusun dari campuran berbagai gas yang secara umum dibedakan menjadi dua kelompok: komponen tetap dan komponen variabel. Komponen tetap adalah gas yang proporsinya relatif stabil di seluruh bagian atmosfer, sedangkan komponen variabel adalah gas yang jumlahnya berubah-ubah menurut tempat dan waktu (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Komponen tetap didominasi oleh nitrogen (N_2) sebesar 78 persen dan oksigen (O_2) sebesar 21 persen. Sisanya sekitar satu persen terdiri dari gas-gas mulia terutama argon (Ar) sekitar 0,93 persen, serta karbon dioksida (CO_2) sekitar 0,04 persen. Meskipun jumlah karbon dioksida sangat kecil, gas ini memiliki peran besar dalam menjaga suhu Bumi melalui efek rumah kaca. Tabel 2.2 merangkum komposisi tersebut (Tarbuck dkk., 2025).

Tabel 2.2 Komposisi atmosfer Bumi

Komponen	Kandungan	Jenis	Peran Utama
Nitrogen (N_2)	78,08%	Tetap	Gas penyusun terbesar; diperlukan oleh tumbuhan untuk membentuk protein melalui fiksasi nitrogen.
Oksigen (O_2)	20,95%	Tetap	Diperlukan untuk pernapasan seluruh makhluk hidup dan proses pembakaran.
Argon (Ar)	0,93%	Tetap	Gas mulia yang tidak bereaksi secara kimia; tidak berperan langsung bagi kehidupan.
Karbon dioksida (CO_2)	0,04%	Variabel	Gas rumah kaca utama; diserap tumbuhan untuk fotosintesis.
Uap air (H_2O)	0–4%	Variabel	Menentukan cuaca dan iklim; sumber hujan dan penggerak siklus hidrologi.
Ozon (O_3)	Jejak	Variabel	Menyerap radiasi ultraviolet berbahaya di stratosfer.
Aerosol	Jejak	Variabel	Partikel halus seperti debu, asap,

Komponen	Kandungan	Jenis	Peran Utama
			dan garam laut; berperan sebagai inti kondensasi awan.

Komponen variabel meliputi uap air (H_2O), karbon dioksida (CO_2), ozon (O_3), dan aerosol. Uap air sangat bervariasi dari 0 hingga 4 persen volume, bergantung pada lokasi dan kondisi cuaca. Di daerah tropis yang lembap, kandungan uap air dapat mencapai nilai tertinggi, sedangkan di daerah gurun hampir tidak ada. Uap air merupakan gas rumah kaca paling kuat dan berperan sentral dalam pembentukan awan serta hujan (Lutgens dan Tarbuck, 2017).

Karbon dioksida, meskipun hanya sekitar 0,04 persen, terus meningkat konsentrasinya akibat pembakaran bahan bakar fosil dan perubahan penggunaan lahan. Peningkatan ini menjadi penyebab utama pemanasan global. Sementara itu, ozon terkonsentrasi di stratosfer dan berfungsi sebagai pelindung dari ultraviolet, sedangkan aerosol berperan sebagai inti kondensasi yang memungkinkan uap air berubah menjadi tetesan awan (Tarbuck dkk., 2025).

2.6 Ionosfer

Ionosfer merupakan lapisan atmosfer yang didefinisikan berdasarkan sifat elektriknya, bukan berdasarkan profil suhu seperti lapisan-lapisan lainnya. Ionosfer tumpang tindih dengan mesosfer bagian atas dan termosfer, membentang dari ketinggian sekitar 60 kilometer hingga lebih dari 1.000 kilometer di atas permukaan Bumi (Tjasyono, 2006).

2.6.1 Mengapa Ionosfer Bersifat Konduktif?

Ionosfer mengandung konsentrasi tinggi ion dan elektron bebas. Partikel bermuatan ini dihasilkan oleh radiasi ultraviolet dan sinar-X dari Matahari yang mengionisasi atom dan molekul netral di atmosfer. Ketika sebuah atom kehilangan elektronnya akibat tumbukan dengan foton berenergi tinggi, atom tersebut berubah menjadi ion positif, dan elektron yang terlepas bergerak bebas. Tingkat ionisasi bervariasi menurut waktu dalam sehari, musim, dan tingkat aktivitas matahari (Tjasyono, 2006).

Karena mengandung partikel bermuatan, ionosfer dapat memantulkan dan membiaskan gelombang radio. Sifat inilah yang menjadikannya sangat penting bagi komunikasi radio jarak jauh. Gelombang radio frekuensi tinggi (HF) yang dipancarkan dari Bumi dapat dipantulkan oleh ionosfer

dan kembali ke permukaan di tempat yang jauh, sehingga memungkinkan komunikasi antarbenua tanpa memerlukan satelit. Berdasarkan densitas elektronnya, ionosfer terbagi menjadi beberapa lapisan, yaitu lapisan D, E, dan F, yang masing-masing memiliki karakteristik dan pengaruh berbeda terhadap propagasi gelombang radio (Afraimovich dkk., 2013).

2.6.2 Aurora sebagai Fenomena Ionosfer

Ionosfer juga terkait dengan fenomena alam yang spektakuler, yaitu aurora. Aurora adalah cahaya berwarna-warni di langit yang terjadi di daerah lintang tinggi akibat interaksi antara partikel bermuatan dari angin Matahari dengan atom oksigen dan nitrogen di atmosfer atas. Ketika partikel bermuatan tersebut bertumbukan dengan atom-atom tersebut, energi tumbukan dilepaskan kembali dalam bentuk cahaya. Warna aurora bergantung pada jenis atom yang bertumbukan dan ketinggian terjadinya peristiwa tersebut: oksigen menghasilkan warna hijau dan merah, sedangkan nitrogen menghasilkan warna biru dan ungu (Tjasyono, 2006).

Meskipun aurora hanya terlihat di lintang tinggi, fenomena ini menunjukkan adanya keterkaitan erat antara atmosfer Bumi, medan magnet Bumi, dan aktivitas Matahari. Pemahaman tentang keterkaitan ini menjadi dasar bagi bidang cuaca antariksa (space weather) (Tjasyono, 2006; Pulkkinen dkk., 2017).

2.6.3 Hubungan Gempa Bumi dengan Ionosfer: Kerangka LAIC

Interaksi antara aktivitas tektonik di litosfer dan plasma di lapisan ionosfer Bumi merupakan topik interdisipliner yang menggabungkan geofisika, geodesi satelit, dan fisika antariksa. Fenomena ini dipelajari melalui kerangka kerja yang disebut Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling (LAIC), yaitu kajian tentang bagaimana proses yang berlangsung di litosfer merambat melalui atmosfer dan akhirnya memengaruhi kondisi plasma di ionosfer (Pulinets, 2004; Parrot dkk., 2021).

Secara umum, respons ionosfer terhadap gempa bumi terbagi menjadi dua domain utama yang berbeda secara mendasar. Domain pertama adalah Coseismic Ionospheric Disturbances (CID), yaitu gangguan ionosfer yang terjadi bersamaan atau sesaat setelah gempa, yang dihasilkan melalui transfer energi mekanik berupa gelombang akustik. Domain kedua adalah Pre-seismic Ionospheric Anomalies, yaitu anomali ionosfer yang teramati

beberapa hari hingga minggu sebelum gempa besar, yang melibatkan transfer energi non-mekanik berupa proses elektrostatik, kimiawi, dan fluks termal.

Perlu ditegaskan sejak awal bahwa kedua domain ini memiliki tingkat kepastian ilmiah yang berbeda. Domain koseismik (CID) telah teruji secara fisika dan dapat diverifikasi berulang kali, sedangkan domain pre-seismik masih menjadi objek penelitian aktif dan belum dapat dijadikan dasar prediksi gempa yang andal. Perbedaan status ilmiah inilah yang perlu dipahami dengan jujur.

2.6.4 Gangguan Koseismik (CID): Transfer Energi Mekanik

Gangguan koseismik merupakan fenomena transfer energi mekanik langsung dari deformasi kerak Bumi ke atmosfer bebas hingga mencapai ketinggian lapisan ionosfer, yaitu sekitar 150 hingga 350 kilometer. Rangkaian prosesnya berjalan dalam empat tahap yang berurutan dan dapat diringkas seperti pada penjelasan berikut.

Tabel 2.3 Tahapan kopling energi koseismik dari litosfer ke ionosfer

Tahap	Proses	Penjelasan
1	Patahan bergerak dan terjadi deformasi vertikal kerak Bumi.	Gerakan patahan mengangkat atau menekan kolom udara tepat di atasnya secara mendadak.
2	Kompresi udara di troposfer menginjeksi gelombang akustik gravitasi (AGW).	Gangguan tekanan udara ini merambat vertikal ke atas sebagai gelombang akustik berfrekuensi sangat rendah.
3	Amplifikasi eksponensial gelombang saat naik.	Karena kerapatan udara menurun secara eksponensial, amplitudo kecepatan partikel udara justru meningkat tajam seiring ketinggian.
4	Modulasi kerapatan elektron di lapisan F ionosfer.	Partikel netral yang berosilasi menumbuk plasma, sehingga kerapatan elektron ikut berfluktuasi dan terdeteksi sebagai perubahan TEC.

a. Pembentukan Gelombang Akustik Gravitasi (AGW)

Ketika gempa tektonik dangkal berkekuatan besar, yaitu bermagnitudo 6,5 atau lebih, terjadi dua proses yang menghasilkan gangguan tekanan udara. Proses pertama adalah efek piston (piston effect), yaitu deformasi

vertikal statis di area rekahan sesar yang mengangkat atau menekan kolom udara troposfer secara mendadak, seperti gerakan piston pada tabung. Proses kedua adalah peran sebagai radiator gelombang permukaan, yaitu ketika gelombang seismik permukaan—terutama gelombang Rayleigh dengan kecepatan rambat fase sekitar 3 hingga 4 kilometer per detik—menggetarkan permukaan tanah secara vertikal secara terus-menerus di sepanjang jalur penjarannya.

Gangguan tekanan udara ini kemudian merambat vertikal ke atas sebagai gelombang akustik gravitasi (Acoustic Gravity Waves/AGW) dengan kecepatan mendekati kecepatan suara di atmosfer, yaitu sekitar 300 hingga 340 meter per detik.

b. Amplifikasi Eksponensial di Ketinggian

Mengapa gangguan kecil di permukaan Bumi dapat terdeteksi di ketinggian ratusan kilometer? Jawabannya terletak pada sifat atmosfer yang menipis terhadap ketinggian. Berdasarkan hukum kekekalan fluks energi kinetik atmosfer tanpa disipasi, berlaku hubungan berikut:

$$\frac{1}{2} \rho(z) v(z)^2 = \text{konstan}$$

Artinya, hasil kali kerapatan udara dengan kuadrat kecepatan partikelnya bernilai tetap. Sementara itu, kerapatan atmosfer berkurang secara eksponensial terhadap ketinggian mengikuti persamaan berikut:

$$\rho(z) = \rho_0 \exp(-z / H)$$

dengan H adalah skala tinggi atmosfer yang nilainya sekitar 6 hingga 8 kilometer. Karena kerapatan menurun secara eksponensial sedangkan fluks energi harus tetap, maka amplitudo kecepatan perturbasi partikel netral justru harus meningkat secara eksponensial:

$$v(z) = v_0 \exp(z / 2H)$$

Akibatnya, deformasi tanah yang semula hanya berukuran beberapa milimeter hingga sentimeter akan teramplifikasi hingga 10^3 sampai 10^4 kali di lapisan F ionosfer pada ketinggian sekitar 250 hingga 350 kilometer. Amplifikasi inilah yang menghasilkan osilasi partikel berkecepatan puluhan hingga ratusan meter per detik. Prinsip ini menjelaskan bagaimana gempa yang hanya menggeser tanah beberapa sentimeter dapat menggetarkan plasma di tepi luar angkasa.

c. Kopling Atmosfer Netral ke Plasma Ionosfer

Lapisan F ionosfer didominasi oleh atom oksigen terionisasi (O^+) dan elektron bebas. Ketika gelombang AGW tiba di lapisan ini, terjadi kopling antara partikel netral yang berosilasi dengan plasma melalui tiga langkah.

Langkah pertama, partikel netral yang berosilasi menumbuk ion melalui frekuensi tumbukan ion-netral (ν_{in}). Langkah kedua, karena partikel bermuatan terikat oleh medan geomagnet Bumi (B), plasma tidak bebas bergerak ke sembarang arah, melainkan terorientasi mengikuti garis-garis medan magnet. Kecepatan ion paralel terhadap medan magnet mengikuti hubungan berikut:

$$v_{i\parallel} = (u_n \cdot b) b$$

dengan $b = B/|B|$ merupakan vektor satuan medan geomagnet, dan u_n adalah kecepatan partikel netral. Persamaan ini menunjukkan bahwa hanya komponen kecepatan netral yang sejajar dengan medan magnet yang dapat menyeret ion.

Langkah ketiga, dinamika fluida plasma ini memicu redistribusi lokal kerapatan elektron sesuai persamaan kontinuitas plasma:

$$\partial N_e / \partial t + \nabla \cdot (N_e v_{i\parallel}) = P - L$$

dengan N_e adalah kerapatan elektron, P adalah laju produksi ionisasi, dan L adalah laju rekombinasi atau kehilangan elektron. Fluktuasi inilah yang terdeteksi sebagai osilasi periodik kerapatan elektron pada sinyal gelombang mikro satelit GNSS, umumnya sekitar 8 hingga 15 menit setelah waktu kejadian gempa (Cahyadi dan Heki, 2014).

2.6.5 Anomali Pre-seismik: Kopling LAIC Non-Mekanik

Anomali ionosfer pra-gempa, yang teramati beberapa hari hingga minggu sebelum gempa besar, bertumpu pada transfer energi non-mekanik melalui tiga jalur utama. Berbeda dengan CID yang energinya berasal dari getaran mekanik, ketiga jalur ini membawa energi dalam bentuk muatan listrik, gas, dan radiasi panas. Tabel 2.4 merangkum ketiga jalur tersebut.

Tabel 2.4 Jalur transfer energi non-mekanik pada kopling LAIC pra-gempa

Jalur Transfer	Agen Pembawa Utama	Proses di Litosfer	Dampak pada Atmosfer dan Ionosfer
Elektrostatik	Memanfaatkan sifat semikonduktivitas batuan. Lubang positif (positive holes, $h^{\bullet}$)	Tegangan tektonik pra-rekahan merusak ikatan peroksi dalam batuan beku silikat. Elektron terperangkap, lalu membebaskan defek lubang positif yang bergerak cepat ke permukaan tanah.	Muatan positif di permukaan Bumi menghasilkan anomali medan listrik vertikal (E_z sekitar 10^2 – 10^3 V/m) di atmosfer bawah. Medan ini menembus ionosfer dan menginduksi hanyutan plasma vertikal melalui mekanisme $E \times B$.
Geokimiawi	Melibatkan radioaktivitas gas. Gas radon (^{222}Rn) serta gas pembawa (CO_2 , CH_4)	Rekahan mikro (micro-cracks) pada kerak meningkatkan permeabilitas batuan, sehingga melepaskan gas radon radioaktif ke udara.	Peluruhan partikel alfa radon (5,49 MeV) mengionisasi molekul udara (N_2 , O_2). Terbentuk kluster ionik terhidrasi yang mengubah konduktivitas listrik udara dan memodifikasi arus Global Electric Circuit (GEC).
Termal	Berupa radiasi gelombang panjang. Outgoing Longwave Radiation (OLR)	Gesekan mikro antarbalok batuan, pelepasan gas termal, atau kondensasi uap air di sekitar ionisasi baru.	Meningkatnya anomali radiasi inframerah termal memicu ketidakstabilan konvektif lokal, yang kemudian melepaskan gelombang gravitasi

Jalur Transfer	Agen Pembawa Utama	Proses di Litosfer	Dampak pada Atmosfer dan Ionosfer
			atmosfer internal ke lapisan atas.

Dasar teoretis jalur elektrostatis dikemukakan oleh Freund (2007), yang menunjukkan bahwa tegangan deviatorik pada batuan dapat mengubah batuan menjadi sumber arus listrik. Sementara itu, jalur geokimawi berkaitan dengan pelepasan radon yang telah lama diamati meningkat sebelum beberapa gempa besar. Kedua jalur ini menjadi perhatian utama dalam penelitian prekursor gempa berbasis pengamatan ionosfer.

2.6.6 Pengamatan Ionosfer Menggunakan GNSS-TEC

Bagian ini merupakan penerapan paling langsung dari bidang Geomatika dalam kajian ionosfer. Satelit penentu posisi global (Global Navigation Satellite System, seperti GPS, GLONASS, Galileo, dan BeiDou) mentransmisikan sinyal pada dua frekuensi gelombang mikro yang sangat sensitif terhadap integral kerapatan elektron di sepanjang lintasan propagasinya. Sifat inilah yang memungkinkan satelit navigasi "dipakai ulang" sebagai alat pengamatan ionosfer (Afraimovich dkk., 2013).

a. Ekstraksi Slant Total Electron Content (STEC)

Dengan memanfaatkan dua frekuensi pembawa, misalnya frekuensi GPS $f_1 = 1575,42$ MHz dan $f_2 = 1227,60$ MHz, digunakan kombinasi bebas geometri (geometry-free combination) yang dinyatakan sebagai $L_4 = L_1\lambda_1 - L_2\lambda_2$. Kombinasi ini berfungsi mengeliminasi faktor jarak geometris, kesalahan jam (clock errors), dan refraksi troposfer, sehingga yang tersisa hanyalah pengaruh ionosfer:

$$STEC = (1/40,308) \times (f_1^2 f_2^2 / (f_1^2 - f_2^2)) \times (L_1\lambda_1 - L_2\lambda_2 + B_r + B_s + N_I)$$

Satuan TEC diukur dalam TECU, dengan $1 \text{ TECU} = 10^{16}$ elektron per meter persegi. B_r dan B_s masing-masing adalah bias perangkat keras (Differential Code Biases/DCB) pada penerima dan satelit, sedangkan N_I merupakan ambiguitas fase pembawa kombinasi bebas geometri. Nilai B_r , B_s , dan N_I harus diestimasi atau dihilangkan agar nilai STEC yang diperoleh benar-benar mencerminkan kondisi ionosfer.

b. Proyeksi ke Vertical TEC (VTEC)

Untuk analisis spasial, nilai STEC dikonversi menjadi VTEC pada titik tembus ionosfer (Ionospheric Pierce Point/IPP) dengan asumsi model lapisan tipis ionosfer (Single Layer Model/SLM) pada ketinggian densitas puncak, yaitu h_{IPP} sekitar 300 hingga 350 kilometer:

$$VTEC = STEC \cdot \cos(z')$$

dengan z' adalah sudut zenit satelit di titik IPP, yang dihitung dari sudut zenit satelit di stasiun penerima (z) melalui hubungan berikut:

$$\sin z' = (R_E / (R_E + h_{IPP})) \cdot \sin z$$

dengan R_E adalah radius Bumi. Melalui proyeksi ini, setiap pengamatan dari stasiun penerima dapat dipetakan ke satu titik di lapisan ionosfer, sehingga data dari banyak stasiun dapat digabungkan menjadi peta kerapatan elektron.

c. Pemrosesan Sinyal Koseismik

Amplitudo perturbasi akibat gempa bumi biasanya hanya berkisar 0,05 hingga 0,5 TECU, jauh berada di dalam sinyal latar belakang variasi diurnal ionosfer yang besarnya 20 hingga 80 TECU. Karena itu, diperlukan teknik pemrosesan sinyal khusus untuk mengekstraksinya. Tiga teknik yang umum digunakan adalah sebagai berikut.

Pertama, filter lolos-pita (band-pass filter), yaitu menerapkan filter frekuensi tertentu—misalnya filter Butterworth dengan periode 2 hingga 10 menit—untuk menangkap spektrum gelombang akustik dan menyingkirkan variasi harian yang berperiode panjang. Kedua, transformasi waktu-frekuensi dengan Continuous Wavelet Transform (CWT) untuk melacak spektrum temporal saat energi gempa mencapai lapisan ionosfer. Ketiga, analisis kurva waktu-tempuh (travel-time diagram), yaitu menggambarkan hubungan antara jarak episentral titik IPP terhadap waktu perturbasi, guna mengonfirmasi kecepatan penalaran gelombang. Melalui diagram ini, jenis gelombang dapat dibedakan: gelombang Rayleigh memiliki kecepatan 3 hingga 4 kilometer per detik, sedangkan gelombang akustik memiliki kecepatan 0,8 hingga 1,2 kilometer per detik.

2.6.7 Kriteria Validasi Anomali Pra-gempa

Untuk memastikan bahwa anomali yang teramati benar-benar bersumber dari dinamika tektonik lokal dan bukan berasal dari variasi cuaca antariksa (space weather), diperlukan batasan statistik dan filter

geomagnet yang ketat. Tanpa penyaringan ini, hampir setiap "anomali" yang dilaporkan sebenarnya hanyalah akibat badai geomagnetik biasa.

a. Metode Statistik Kuartil (IQR)

Langkah pertama adalah menghitung median bergerak dan rentang antarkuartil (Interquartile Range/IQR) dari deret waktu TEC selama 15 hingga 30 hari sebelum kejadian gempa. Dari nilai tersebut ditetapkan dua batas ambang:

$$\text{Batas Atas (UB)} = \tilde{x} + 1,5 \times \text{IQR}$$

$$\text{Batas Bawah (LB)} = \tilde{x} - 1,5 \times \text{IQR}$$

dengan $\tilde{x}$ adalah nilai median. Anomali diidentifikasi jika deviasi VTEC melampaui batas ambang tersebut secara konsisten selama rentang waktu minimal 2 hingga 4 jam. Penggunaan batas 1,5 kali IQR merupakan konvensi statistik standar untuk mendeteksi nilai pencilan (outlier).

b. Indeks Kontrol Gangguan Antariksa

Data pengamatan pra-gempa hanya diakui sah jika kondisi ruang angkasa memenuhi kriteria hari tenang (geomagnetically quiet days).

Tabel 2.5 merangkum tiga indeks kontrol yang digunakan.

Tabel 2.5 Indeks kontrol cuaca antariksa untuk validasi anomali pra-gempa

Indeks	Ambang yang Disyaratkan	Makna Fisis
Kp	$Kp < 3$	Menunjukkan tidak adanya badai geomagnetik skala global.
Dst	$Dst > -30 \text{ nT}$	Memastikan arus cincin ekuatorial (equatorial ring current) dalam keadaan stabil.
F10.7	$F10.7 < 100\text{--}120 \text{ sfu}$	Menjamin fluks ultraviolet ekstrem Matahari tidak mengalami lonjakan mendadak akibat suar matahari (solar flares).

Apabila salah satu indeks tersebut melampaui ambangnya, maka data pada periode tersebut harus dikeluarkan dari analisis. Penerapan kriteria berlapis inilah yang membedakan penelitian ilmiah yang ketat dari klaim prekursor gempa yang tidak dapat diverifikasi (Heki, 2011).

Sebagai penutup, hubungan gempa bumi dengan ionosfer menunjukkan adanya kopling geofisika yang dinamis antar-lapisan Bumi. Fenomena koseismik (CID) telah teruji dan terbukti secara fisika melalui perambatan gelombang akustik gravitasi yang teramplifikasi hingga ke lapisan F. Sementara itu, kajian anomali pra-gempa melalui kopling LAIC menawarkan prospek yang signifikan dalam studi prekursor bencana gempa bumi, meskipun masih memerlukan penyaringan derau latar belakang cuaca antariksa yang komprehensif dan validasi statistik yang ketat. Bagi bidang Geomatika, penggunaan sinyal GNSS sebagai sensor ionosfer membuka peluang penelitian yang luas, terutama karena Indonesia memiliki jaringan stasiun GNSS yang terus berkembang dan berada pada wilayah dengan aktivitas seismik tinggi.

2.7 Kompleksitas Atmosfer Indonesia

Atmosfer Indonesia memiliki tingkat kompleksitas yang sangat tinggi dan bersifat khas, berbeda dari atmosfer di wilayah lintang menengah. Kekhasan ini berasal dari kombinasi posisi geografis, kondisi kepulauan, dan interaksi antara dua samudra besar. Memahami kekhasan ini penting bukan hanya bagi prakiraan cuaca, tetapi juga bagi perencanaan pembangunan, pertanian, dan mitigasi bencana di Indonesia.

2.7.1 Faktor Penyebab Kompleksitas

a. Letak Geografis di Daerah Tropis

Indonesia terletak di wilayah tropis yang dicirikan oleh dinamika atmosfer yang kompleks, seperti konveksi yang kuat, pembentukan awan yang intensif, dan curah hujan yang tinggi. Karena berada tepat di garis ekuator, Indonesia menjadi pusat pembangkit sistem sirkulasi atmosfer skala besar maupun kecil. Konveksi kuat di wilayah ini memengaruhi pola cuaca tidak hanya di Indonesia, tetapi juga di seluruh dunia.

b. Kondisi Kepulauan

Indonesia merupakan negara kepulauan terbesar di dunia dengan lebih dari 17.000 pulau. Topografi yang kompleks ini memengaruhi pola angin, pembentukan awan, dan distribusi curah hujan. Pegunungan di Sumatra, Jawa, Sulawesi, dan Papua berfungsi sebagai penghalang aliran udara, sehingga satu sisi lereng dapat menerima hujan lebat sementara sisi lainnya kering.

c. Interaksi Dua Samudra

Indonesia diapit oleh dua samudra besar, yaitu Samudra Pasifik dan Samudra Hindia. Interaksi antara atmosfer dan samudra di wilayah ini sangat dinamis dan memengaruhi pola cuaca serta iklim di Indonesia. Perairan hangat Indonesia juga merupakan bagian dari apa yang disebut sebagai kolam air hangat (warm pool) yang menjadi sumber energi bagi sistem cuaca regional.

d. Dominasi Perairan dan Siklus Air

Dengan sekitar 70 persen wilayahnya berupa perairan, Indonesia menjadi generator uap air yang signifikan. Proses penguapan yang tinggi dari lautan memasok uap air dalam jumlah besar ke atmosfer. Uap air ini kemudian mengalami kondensasi, membentuk awan, dan pada akhirnya menghasilkan curah hujan yang melimpah. Inilah sebabnya Indonesia termasuk wilayah dengan curah hujan tertinggi di dunia (Tjasyono, 2006; BMKG, 2024).

2.7.2 Fenomena Iklim yang Memengaruhi Indonesia

Variabilitas iklim di Indonesia sangat dipengaruhi oleh tiga fenomena global yang bekerja secara bersamaan. Ketiganya memiliki pola dan dampak yang berbeda, sehingga kombinasi antarfenomena inilah yang menentukan apakah suatu tahun akan lebih basah atau lebih kering dari biasanya. Tabel 2.6 merangkum ketiga fenomena tersebut beserta dampaknya.

Tabel 2.6 Fenomena iklim global dan dampaknya bagi Indonesia

Fenomena	Proses	Dampak di Indonesia
Monsun Asia	Angin bertiup dari barat laut membawa massa udara basah dari Benua Asia dan Samudra Pasifik.	Musim hujan (umumnya Oktober–Maret); risiko banjir dan tanah longsor meningkat.
Monsun Australia	Angin bertiup dari tenggara membawa massa udara kering dari Benua Australia.	Musim kemarau (umumnya April–September); risiko kekeringan dan kebakaran lahan.
El Niño	Pemanasan suhu permukaan laut di Samudra Pasifik bagian tengah dan timur.	Musim kemarau lebih panjang dan kering; risiko kekeringan, gagal panen, dan kebakaran hutan.
La Niña	Pendinginan suhu permukaan laut di	Musim hujan lebih basah dari biasanya; risiko banjir dan tanah

Fenomena	Proses	Dampak di Indonesia
	Samudra Pasifik bagian tengah dan timur.	longsor meningkat.
Dipole Mode	Perbedaan suhu permukaan laut antara Samudra Hindia bagian barat dan timur.	Memperkuat atau memperlemah dampak monsun terhadap curah hujan di Sumatra dan Jawa.

Pergantian musim di Indonesia ditandai oleh Monsun Asia yang membawa musim hujan dan Monsun Australia yang membawa musim kemarau. Variasi intensitas dan waktu kedatangan monsun dapat menyebabkan banjir di musim hujan dan kekeringan di musim kemarau. Sementara itu, El Niño—fenomena pemanasan suhu permukaan laut di Samudra Pasifik bagian tengah dan timur—umumnya menyebabkan musim kemarau yang lebih panjang dan kering di Indonesia, sehingga meningkatkan risiko kekeringan dan kebakaran hutan. Sebaliknya, La Niña—pendinginan suhu permukaan laut di wilayah yang sama—menyebabkan musim hujan yang lebih basah, sehingga meningkatkan risiko banjir dan tanah longsor (BMKG, 2024; Tjasyono, 2006).

2.7.3 Variabilitas Curah Hujan

Curah hujan di Indonesia menunjukkan fluktuasi yang jauh lebih besar dibandingkan unsur iklim lainnya seperti suhu udara. Suhu udara di Indonesia relatif stabil sepanjang tahun, berkisar antara 26 hingga 28 °C di dataran rendah, karena posisinya di ekuator. Sebaliknya, curah hujan dapat berubah drastis dari bulan ke bulan dan dari tahun ke tahun. Fluktuasi ini disebabkan oleh tiga faktor utama.

Pertama, dinamika atmosfer tropis. Konveksi yang kuat dan pergerakan massa udara di wilayah tropis menyebabkan perubahan intensitas dan distribusi curah hujan yang cepat. Kedua, topografi kepulauan. Topografi Indonesia yang berupa kepulauan dengan banyak gunung dan lembah menciptakan variasi lokal dalam pola curah hujan, sehingga dua tempat yang berjarak hanya beberapa puluh kilometer dapat memiliki curah hujan yang sangat berbeda. Ketiga, pengaruh fenomena iklim global. Monsun Asia-Australia, El Niño-Southern Oscillation (ENSO), dan Dipole Mode memiliki peran signifikan dalam memodulasi curah hujan di Indonesia (BMKG, 2024).

2.7.4 Tantangan Pengamatan dan Prediksi

Kompleksitas atmosfer Indonesia menimbulkan beberapa tantangan dalam pengamatan dan prediksi cuaca. Tantangan pertama adalah keterbatasan jaringan pengamatan. Meskipun Indonesia telah memiliki jaringan pengamatan meteorologi, cakupannya masih terbatas, terutama di wilayah timur dan daerah terpencil. Tantangan kedua adalah kualitas data: data pengamatan historis seringkali memiliki kekosongan atau ketidakakuratan, sehingga menyulitkan analisis tren jangka panjang.

Tantangan ketiga adalah keterbatasan sumber daya. Model atmosfer yang kompleks membutuhkan daya komputasi besar, sementara pengembangan dan validasi model yang akurat untuk wilayah Indonesia membutuhkan sumber daya manusia dan finansial yang besar. Tantangan keempat adalah faktor antropogenik: deforestasi yang terjadi di Indonesia dapat memengaruhi pola curah hujan dan meningkatkan risiko bencana hidrometeorologi, sedangkan polusi udara dari kebakaran hutan dan aktivitas manusia dapat memengaruhi pembentukan awan dan curah hujan.

Akibat seluruh faktor tersebut, tingkat ketelitian prediksi cuaca di Indonesia masih menjadi tantangan tersendiri. Pemahaman yang baik tentang karakter atmosfer Indonesia karena itu menjadi bekal penting bagi setiap ahli geomatika yang bekerja dengan data penginderaan jauh dan pengukuran berbasis satelit (BMKG, 2024).

2.8 Model Atmosfer

Model atmosfer adalah representasi matematis dan fisik dari proses-proses yang terjadi di atmosfer Bumi. Model ini menggunakan persamaan-persamaan dasar fisika dan kimia untuk mensimulasikan serta memprediksi kondisi atmosfer, seperti suhu, tekanan, angin, kelembapan, dan curah hujan. Karena atmosfer merupakan sistem yang sangat kompleks, model atmosfer selalu merupakan penyederhanaan dari kenyataan yang sebenarnya.

2.8.1 Klasifikasi Model Atmosfer

a. Berdasarkan Skala Spasial

Model skala global mensimulasikan atmosfer Bumi secara keseluruhan dan digunakan untuk prakiraan cuaca jangka menengah hingga panjang, studi iklim, serta penelitian perubahan iklim global. Model skala regional mensimulasikan atmosfer pada wilayah yang lebih kecil, seperti benua

atau negara, dengan resolusi yang lebih tinggi daripada model global. Model ini digunakan untuk prakiraan cuaca regional, studi polusi udara, dan penelitian dampak perubahan iklim regional. Adapun model skala lokal mensimulasikan atmosfer pada wilayah yang lebih kecil lagi, seperti kota atau daerah aliran sungai, dengan resolusi sangat tinggi. Model lokal digunakan untuk prakiraan cuaca lokal, studi dispersi polutan, dan penelitian mikrometeorologi.

b. Berdasarkan Kompleksitas Waktu

Model statis mensimulasikan kondisi atmosfer pada satu waktu tertentu tanpa memperhitungkan perubahan waktu. Sebaliknya, model dinamis mensimulasikan perubahan kondisi atmosfer seiring waktu dengan menggunakan persamaan-persamaan gerak dan termodinamika. Model dinamis inilah yang digunakan untuk prakiraan cuaca operasional.

c. Berdasarkan Representasi Proses

Model terselesaikan secara eksplisit merepresentasikan proses-proses atmosfer secara langsung, seperti pembentukan awan, presipitasi, dan radiasi. Model terparameterisasi merepresentasikan proses-proses tersebut secara tidak langsung menggunakan parameter yang diturunkan dari pengamatan atau dari model yang lebih kompleks. Contohnya, proses pembentukan awan individu yang terjadi pada skala sangat kecil tidak dapat dihitung satu per satu, sehingga didekati melalui parameterisasi (Tjasyono, 2006; Bauer dkk., 2015).

2.8.2 Komponen Penyusun Model Atmosfer

Setiap model atmosfer tersusun dari lima komponen utama yang bekerja secara terpadu. Komponen pertama adalah persamaan gerak, yang mendeskripsikan pergerakan udara di atmosfer. Komponen kedua adalah persamaan termodinamika, yang mendeskripsikan perubahan suhu, tekanan, dan kelembapan udara. Komponen ketiga adalah proses radiasi, yang mendeskripsikan transfer energi radiasi Matahari dan Bumi di atmosfer.

Komponen keempat adalah proses awan dan presipitasi, yang mendeskripsikan pembentukan dan interaksi awan serta hujan. Komponen kelima adalah proses permukaan Bumi, yang mendeskripsikan interaksi antara atmosfer dengan permukaan Bumi, seperti laut, tanah, dan

vegetasi. Kelima komponen ini saling terkait: perubahan pada satu komponen akan memengaruhi komponen lainnya (Bauer dkk., 2015).

2.8.3 Aplikasi dan Contoh Model Atmosfer Global

Model atmosfer memiliki aplikasi yang sangat luas. Dalam prakiraan cuaca, model digunakan untuk memprediksi kondisi cuaca di masa depan. Dalam penelitian iklim, model digunakan untuk memahami sistem iklim Bumi dan memproyeksikan perubahan iklim di masa depan. Model juga dimanfaatkan untuk pemantauan kualitas udara dengan memprediksi dispersi polutan, untuk manajemen sumber daya air dengan memprediksi ketersediaan air dan risiko banjir, serta untuk pertanian dengan memprediksi kondisi cuaca yang memengaruhi tanaman (Bauer dkk., 2015).

Tabel 2.7 Contoh model atmosfer global

Model	Lembaga Pengembang	Cakupan dan Keunggulan
GFS	National Centers for Environmental Prediction, Amerika Serikat	Model global yang komprehensif; digunakan secara luas untuk prakiraan cuaca hingga 16 hari ke depan. Datanya tersedia gratis.
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Inggris	Dikenal dengan keakuratan tinggi; digunakan untuk prakiraan cuaca hingga 10 hari. Menghasilkan data reanalysis yang berharga untuk penelitian iklim.
UK Met Office Unified Model	Met Office, Inggris	Digunakan untuk prakiraan cuaca, penelitian iklim, dan prediksi kualitas udara.
CESM	National Center for Atmospheric Research, Amerika Serikat	Model sistem Bumi yang komprehensif, mencakup komponen atmosfer, laut, es laut, dan permukaan tanah.
CanESM	Environment and Climate Change Canada	Model sistem Bumi komprehensif untuk penelitian iklim dan proyeksi perubahan iklim.
MIROC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	Digunakan untuk penelitian iklim, termasuk studi sensitivitas iklim dan proyeksi perubahan iklim.
HiRAM	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory,	Dirancang untuk mensimulasikan fenomena cuaca ekstrem dengan

Model	Lembaga Pengembang	Cakupan dan Keunggulan
	Amerika Serikat	resolusi lebih tinggi daripada model global lainnya.

2.8.4 Keterbatasan Model Atmosfer

Meskipun sangat berguna, model atmosfer memiliki beberapa keterbatasan yang perlu dipahami. Keterbatasan pertama adalah penyederhanaan: model menyederhanakan proses-proses kompleks di atmosfer sehingga tidak dapat merepresentasikan semua detailnya. Keterbatasan kedua adalah ketidakpastian data: model bergantung pada data masukan seperti suhu permukaan laut dan konsentrasi gas rumah kaca, yang masing-masing memiliki ketidakpastian tersendiri. Ketidakpastian pada data masukan akan merambat menjadi ketidakpastian pada hasil prediksi.

Keterbatasan ketiga adalah keterbatasan komputasi. Model atmosfer yang kompleks membutuhkan daya komputasi yang besar, sehingga sulit dijalankan dengan resolusi sangat tinggi atau untuk jangka waktu yang sangat lama. Karena alasan inilah prakiraan cuaca memiliki batas waktu kegunaan: semakin jauh ke depan, semakin besar ketidakpastiannya. Dalam konteks Indonesia, tantangan tersebut diperberat oleh kompleksitas atmosfer tropis dan kondisi geografis kepulauan, serta keterbatasan data pengamatan di wilayah timur (Bauer dkk., 2015).

2.9 Atmosfer dalam Teknik Geomatika

Bagi mahasiswa Teknik Geomatika, pemahaman tentang atmosfer bukan sekadar pengetahuan teoretis. Atmosfer mempengaruhi hampir semua pengukuran dan pengamatan yang dilakukan dari permukaan Bumi maupun dari satelit. Empat pengaruh utama berikut perlu dipahami karena kesalahan yang ditimbulkannya harus dikoreksi secara sistematis.

2.9.1 Refraksi Atmosfer dalam Pengukuran Geodetik

Sinyal elektromagnetik, seperti gelombang mikro dan cahaya, mengalami pembelokan (refraksi) saat melewati atmosfer Bumi karena variasi densitas udara. Semakin dekat ke permukaan Bumi, densitas udara semakin tinggi, sehingga sinyal yang merambat miring akan dibelokkan secara bertahap. Pembelokan ini dapat menyebabkan kesalahan dalam pengukuran jarak dan posisi menggunakan instrumen geodetik, seperti GNSS dan Total Station. Kesalahan ini bertambah besar ketika sudut

elevasi satelit rendah, karena sinyal menempuh jalur yang lebih panjang melalui atmosfer.

Solusinya adalah penggunaan model atmosfer dan koreksi refraksi untuk meminimalkan kesalahan tersebut. Data meteorologi seperti suhu, tekanan, dan kelembapan diukur di lokasi pengukuran untuk menghitung koreksi yang tepat. Dalam praktik GNSS, koreksi troposfer dan ionosfer merupakan dua komponen koreksi standar yang harus diterapkan agar diperoleh koordinat dengan ketelitian sentimeter bahkan milimeter (Hofmann-Wellenhof dkk., 2008).

2.9.2 Penyerapan dan Hamburan Atmosfer dalam Penginderaan Jauh

Atmosfer menyerap dan menghamburkan radiasi elektromagnetik, termasuk cahaya tampak dan gelombang inframerah, yang digunakan dalam penginderaan jauh. Hamburan ini dapat mengurangi kualitas citra satelit dan data penginderaan jauh lainnya, sehingga menyulitkan interpretasi dan analisis. Efek hamburan paling terasa pada citra yang diambil pada panjang gelombang biru, karena panjang gelombang pendek lebih banyak dihamburkan—fenomena yang sama yang membuat langit tampak berwarna biru.

Solusinya adalah penerapan teknik koreksi atmosfer, seperti kalibrasi radiometrik dan koreksi hamburan atmosfer. Koreksi ini bertujuan memulihkan nilai reflektansi sebenarnya dari objek di permukaan Bumi, sehingga citra dari waktu dan lokasi berbeda dapat dibandingkan secara sah. Informasi tentang kondisi atmosfer, seperti konsentrasi aerosol dan kandungan uap air, diperlukan untuk melakukan koreksi ini dengan tepat. Karena itulah data atmosfer menjadi bagian tak terpisahkan dari pengolahan citra penginderaan jauh (Lillesand dkk., 2015).

2.9.3 Turbulensi Atmosfer dalam Astronomi dan Geodesi

Turbulensi atmosfer, terutama yang terjadi di troposfer, menyebabkan distorsi citra astronomi dan gangguan pada sinyal GNSS. Penyebabnya adalah variasi indeks bias udara yang cepat dan acak akibat pencampuran udara dengan suhu berbeda. Inilah yang membuat bintang tampak berkelip dan citra teleskop menjadi kabur. Dalam geodesi, turbulensi menyebabkan fluktuasi fase dan amplitudo sinyal GNSS, sehingga menurunkan ketelitian penentuan posisi.

Solusinya, dalam astronomi digunakan teknik optik adaptif untuk mengoreksi distorsi citra yang disebabkan turbulensi atmosfer. Dalam geodesi, digunakan teknik pemodelan dan pemfilteran sinyal untuk mengurangi efek turbulensi pada pengukuran GNSS. Pengamatan dalam jangka waktu yang lebih lama juga membantu, karena fluktuasi acak akan saling meniadakan secara statistik (Lillesand dkk., 2015).

2.9.4 Ionosfer dan Propagasi Gelombang Radio

Ionosfer memungkinkan komunikasi radio jarak jauh dengan memantulkan gelombang radio frekuensi tinggi. Sifat ini dimanfaatkan dalam sistem navigasi radio seperti LORAN-C dan komunikasi maritim. Bagi Indonesia sebagai negara kepulauan dengan ribuan pulau, komunikasi radio HF masih menjadi sarana penting di wilayah yang belum terjangkau jaringan komunikasi modern.

Namun terdapat tantangan yang harus diantisipasi. Aktivitas matahari dapat menyebabkan gangguan ionosfer yang dikenal sebagai badai ionosfer, yang dapat mengganggu komunikasi radio HF dan sistem navigasi. Pada saat terjadi badai ionosfer, jumlah elektron bebas di ionosfer berubah secara drastis, sehingga jarak propagasi sinyal GNSS ikut berubah dan ketelitian posisi menurun. Karena itulah pemantauan ionosfer dan prediksi badai ionosfer menjadi penting untuk menjaga keandalan sistem komunikasi dan navigasi, terutama bagi negara yang mengandalkan keduanya dalam operasi sehari-hari (Afraimovich dkk., 2013; Aquino dkk., 2009; Jiao dan Morton, 2015).

2.10 Rangkuman Bab

BAB II telah membahas atmosfer Bumi sebagai lapisan gas setebal lebih kurang 1.000 kilometer yang menyelubungi planet ini. Atmosfer terbentuk melalui proses outgassing dari aktivitas vulkanik selama miliaran tahun, dan baru memperoleh oksigen bebas setelah peristiwa Great Oxidation Event sekitar 2,4 miliar tahun lalu. Atmosfer dijaga oleh gaya gravitasi Bumi, bersifat kompresibel dengan densitas tertinggi di dekat permukaan, dan batas praktisnya dengan luar angkasa ditandai oleh Garis Kármán pada ketinggian 100 kilometer.

Berdasarkan profil suhu vertikalnya, atmosfer terbagi menjadi lima lapisan: troposfer, stratosfer, mesosfer, termosfer, dan eksosfer. Troposfer merupakan lapisan terbawah dan terpadat. Ketebalannya bervariasi

menurut lintang, dari 16–18 kilometer di ekuator hingga 7–9 kilometer di kutub. Lapisan ini mengandung sekitar 75–80 persen massa atmosfer dan lebih dari 99 persen uap air, sehingga menjadi tempat terjadinya cuaca. Suhunya menurun terhadap ketinggian dengan laju susut lingkungan sekitar 6,5 °C/km, sedangkan laju susut adiabatik kering mencapai 9,8 °C/km dan laju susut adiabatik basah berkisar 4–7 °C/km. Selain itu, troposfer memuat lapisan batas planet yang berinteraksi langsung dengan permukaan Bumi, dan dibatasi oleh tropopause yang berfungsi sebagai perangkap dingin penahan uap air. Stratosfer mengandung lapisan ozon yang melindungi Bumi dari radiasi ultraviolet. Mesosfer menjadi tempat sebagian besar meteor terbakar sebelum mencapai permukaan. Termosfer dan eksosfer merupakan lapisan terluar yang udaranya sangat tipis.

Komposisi atmosfer didominasi oleh nitrogen (78 persen) dan oksigen (21 persen), dengan argon dan karbon dioksida dalam jumlah kecil. Meskipun karbon dioksida hanya sekitar 0,04 persen, gas ini berperan besar dalam menjaga suhu Bumi. Ionosfer merupakan lapisan yang didefinisikan berdasarkan sifat elektriknya, terbentang dari ketinggian 60 kilometer hingga lebih dari 1.000 kilometer, dan berperan penting dalam komunikasi radio jarak jauh serta fenomena aurora. Ionosfer juga terhubung dengan aktivitas gempa bumi melalui kerangka Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling (LAIC), yang mencakup gangguan koseismik (CID) akibat perambatan gelombang akustik gravitasi, serta anomali pra-gempa melalui jalur elektrostatik, geokimawi, dan termal. Pengamatan ionosfer dapat dilakukan dengan memanfaatkan sinyal GNSS frekuensi ganda melalui ekstraksi STEC dan proyeksi VTEC, dengan syarat validasi statistik kuartil dan kontrol indeks cuaca antariksa (Kp, Dst, dan F10.7) yang ketat.

Atmosfer Indonesia memiliki kekhasan karena posisinya di daerah tropis, kondisinya sebagai negara kepulauan, dan interaksinya dengan dua samudra besar. Variabilitas iklimnya dipengaruhi oleh Monsun Asia-Australia, El Niño-Southern Oscillation, dan Dipole Mode. Untuk memahami dan memprediksi kondisi atmosfer tersebut digunakan model atmosfer, yaitu representasi matematis dan fisik dari proses-proses atmosfer. Model ini tersedia dalam skala global, regional, dan lokal, namun memiliki keterbatasan berupa penyederhanaan, ketidakpastian data, dan keterbatasan komputasi.

Bagi bidang Teknik Geomatika, atmosfer mempengaruhi pengukuran melalui empat jalur: refraksi atmosfer pada pengukuran geodetik, penyerapan dan hamburan atmosfer pada penginderaan jauh, turbulensi atmosfer pada astronomi dan sinyal GNSS, serta kondisi ionosfer yang mempengaruhi propagasi gelombang radio. Keempat pengaruh ini harus dikoreksi secara sistematis agar pengukuran dan citra yang dihasilkan dapat mencapai ketelitian yang dibutuhkan.

BAB III HIDROSFER

3.1 Pendahuluan

Hidrosfer berasal dari bahasa Yunani: hydro yang berarti air dan sphaira yang berarti lapisan. Hidrosfer didefinisikan sebagai lapisan air yang menyelubungi Bumi, mencakup seluruh air yang berada di samudra, laut, sungai, danau, air tanah, uap air di atmosfer, serta air yang tersimpan dalam bentuk es dan salju. Hidrosfer merupakan satu-satunya subsistem Bumi yang secara alami dapat berwujud tiga fase sekaligus: padat, cair, dan gas (Tarbuck dkk., 2025).

Ilmu yang mempelajari hidrosfer terbagi menjadi beberapa cabang. Hidrologi mempelajari perairan darat, seperti sungai, danau, dan air tanah. Oseanografi mempelajari lautan, dan terbagi lagi menjadi oseanografi fisika yang mempelajari sifat fisik air laut seperti suhu, salinitas, dan arus; oseanografi kimia yang mempelajari komposisi zat terlarut; oseanografi biologi yang mempelajari kehidupan laut; serta geologi kelautan yang mempelajari rantai samudra.

Hidrosfer memainkan peran yang tidak tergantikan bagi kehidupan dan iklim Bumi. Samudra berfungsi sebagai pengatur suhu global dengan menyerap dan melepaskan panas jauh lebih lambat daripada daratan, sebagai penyerap karbon dioksida terbesar di planet ini, serta sebagai sumber utama uap air yang menggerakkan siklus hidrologi. Bagi Indonesia sebagai negara kepulauan dengan sekitar 70 persen wilayah berupa perairan, pemahaman tentang hidrosfer bukan sekadar pengetahuan dasar, melainkan bekal penting bagi pengelolaan sumber daya dan mitigasi bencana (Tarbuck dkk., 2025).

3.2 Distribusi Air di Permukaan Bumi

Distribusi air di permukaan Bumi sangat tidak merata dan didominasi oleh air asin. Lebih dari 97 persen air di Bumi adalah air asin yang terdapat di samudra dan lautan. Air tawar hanya sekitar 2,5 persen dari total air Bumi, dan sebagian besar dari jumlah tersebut justru terkurung dalam bentuk es dan salju di wilayah kutub serta gletser. Air tawar yang benar-benar tersedia untuk kebutuhan manusia—berupa air permukaan dan air tanah yang dapat diakses—jumlahnya kurang dari 0,3 persen dari

seluruh air di Bumi. Tabel 3.1 merangkum distribusi tersebut (Strahler, 2013) (Tarbuck dkk., 2025).

Tabel 3.1 Distribusi air di Bumi

Bentuk dan Lokasi	Proporsi	Keterangan
Air asin (samudra dan laut)	±97,5%	Mencakup seluruh samudra dunia; tidak dapat dikonsumsi langsung tanpa proses desalinasi.
Es dan salju (gletser, lapisan es kutub)	±1,74%	Tersimpan di Antartika, Greenland, dan puncak pegunungan tinggi.
Air tanah	±0,76%	Tersimpan dalam pori-pori dan rekahan batuan di bawah permukaan; sumber air utama bagi banyak wilayah.
Air permukaan (sungai, danau, rawa)	±0,02%	Meskipun sangat kecil, merupakan sumber air yang paling mudah diakses manusia.
Uap air di atmosfer	±0,001%	Meskipun jumlahnya sangat kecil, memegang peran kunci dalam cuaca dan iklim.

Ketidakmerataan distribusi ini menimbulkan konsekuensi penting. Sebagian wilayah dunia menghadapi kelangkaan air tawar yang kronis, sementara wilayah lain memiliki air berlimpah. Di Indonesia, meskipun curah hujan relatif tinggi, distribusi air tawar antarwilayah dan antarmusim juga tidak merata, sehingga beberapa daerah mengalami kekeringan pada musim kemarau meskipun secara tahunan curah hujannya tinggi (Tjasyono, 2006).

3.3 Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi atau siklus air merupakan mekanisme utama yang mendistribusikan air di Bumi dan menjaga jumlahnya tetap seimbang. Siklus ini tidak memiliki titik awal maupun titik akhir, tetapi dapat dijelaskan melalui serangkaian proses yang berkesinambungan (Tarbuck dkk., 2025).

Proses pertama adalah evaporasi, yaitu penguapan air dari permukaan laut, danau, sungai, dan tanah akibat panas Matahari. Proses kedua adalah transpirasi, yaitu pelepasan uap air oleh tumbuhan melalui stomata pada daunnya. Gabungan keduanya disebut evapotranspirasi. Proses ketiga adalah kondensasi, yaitu perubahan uap air menjadi titik-titik air kecil

ketika mencapai ketinggian tertentu yang bersuhu lebih rendah, sehingga terbentuk awan (Strahler, 2013).

Proses keempat adalah presipitasi, yaitu jatuhnya air dari atmosfer ke permukaan Bumi dalam bentuk hujan, salju, atau hujan es. Proses kelima adalah infiltrasi, yaitu peresapan air ke dalam tanah, yang sebagian tersimpan sebagai air tanah. Proses keenam adalah limpasan (run-off), yaitu aliran air di permukaan tanah yang bergerak menuju sungai dan akhirnya kembali ke laut. Dengan demikian, siklus ini kembali ke titik awalnya dan berlangsung terus-menerus (Tarbuck dkk., 2025).

Pemahaman tentang siklus hidrologi penting bagi pengelolaan sumber daya air. Perubahan tata guna lahan—misalnya deforestasi—dapat menurunkan laju infiltrasi dan meningkatkan limpasan permukaan, sehingga meningkatkan risiko banjir pada musim hujan dan kekeringan pada musim kemarau. Prinsip ini menjadi dasar bagi kebijakan konservasi daerah tangkapan air (Strahler, 2013).

3.4 Arti dan Manfaat Air Laut

Air laut memiliki arti yang sangat penting bagi kehidupan di Bumi dan sistem iklim global. Samudra berperan sebagai pengatur suhu global dengan menyerap dan melepaskan panas jauh lebih lambat daripada daratan. Karena kapasitas panas air laut jauh lebih besar daripada kapasitas panas batuan dan tanah, samudra mampu menyerap panas pada siang hari dan melepaskannya pada malam hari, sehingga menstabilkan suhu Bumi secara keseluruhan. Inilah sebabnya wilayah pesisir memiliki variasi suhu harian yang lebih kecil dibandingkan wilayah pedalaman (Ingmanson dan Wallace, 1985).

Samudra juga merupakan penyerap karbon dioksida terbesar di planet ini. Karbon dioksida dari atmosfer larut ke dalam air laut dan sebagian diikat oleh organisme laut, terutama fitoplankton, melalui proses fotosintesis. Dengan demikian, samudra berfungsi sebagai penyerap karbon (carbon sink) yang memperlambat laju pemanasan global. Selain itu, fitoplankton di laut menghasilkan sebagian besar oksigen yang kita hirup melalui fotosintesis, menjadikan laut sebagai paru-paru planet ini (Supangat dan Susanna, 2003).

Dari segi ekonomi, air laut menyediakan berbagai sumber daya. Perikanan tangkap menyediakan protein bagi miliaran manusia di seluruh

dunia. Air laut juga mengandung berbagai mineral terlarut, meskipun sebagian besar belum dapat diekstraksi secara ekonomis. Selain itu, laut menjadi jalur transportasi yang menampung sebagian besar perdagangan dunia, serta menyimpan potensi energi terbarukan berupa energi gelombang, pasang surut, dan perbedaan suhu laut (Tarbuck dkk., 2025).

Bagi Indonesia, laut memiliki arti strategis karena posisinya sebagai negara kepulauan. Indonesia memiliki wilayah laut yang sangat luas dan berada pada persilangan jalur pelayaran internasional. Pengelolaan sumber daya laut secara berkelanjutan karena itu menjadi tantangan utama bagi pembangunan nasional (Supangat dan Susanna, 2003).

3.5 Morfologi Lantai Samudra

Lantai samudra bukanlah dasar yang rata, melainkan memiliki topografi yang tidak kalah kompleks dibandingkan daratan. Secara umum, lantai samudra terbagi menjadi dua wilayah besar: tepi benua (continental margin) dan cekungan laut dalam (deep-ocean basin). Tabel 3.2 merangkum bentuk-bentuk morfologi utamanya (Tarbuck dkk., 2025).

Tabel 3.2 Bentuk morfologi utama lantai samudra

Bentuk	Deskripsi	Kedalaman atau Kemiringan
Paparan benua (continental shelf)	Bagian benua yang tenggelam dan membentang dari garis pantai hingga tepi yang curam. Merupakan wilayah perairan paling produktif karena mendapat cukup cahaya Matahari.	Kemiringan sangat kecil, sekitar 1 meter per 1.000 meter.
Lereng benua (continental slope)	Bagian yang menurun curam dari tepi paparan benua menuju dasar laut dalam. Menandai batas sebenarnya antara kerak benua dan kerak samudra.	Kemiringan rata-rata sekitar 5 derajat.
Kaki benua (continental rise)	Endapan sedimen yang menumpuk di dasar lereng benua akibat longsoran dan arus kekeruhan.	Kemiringan sangat landai.
Dataran abisal (abyssal plain)	Dataran sangat luas dan rata yang menutupi sebagian besar dasar laut dalam. Merupakan wilayah	Kedalaman 3.000–6.000 meter.

Bentuk	Deskripsi	Kedalaman atau Kemiringan
	terluas di permukaan Bumi.	
Gunung laut (seamount)	Gunung api bawah laut yang menjulang dari dasar laut namun puncaknya tidak mencapai permukaan.	Menjulang 1.000 meter atau lebih dari dasar laut.
Punggung tengah samudra (mid-ocean ridge)	Rangkaian pegunungan bawah laut tempat terbentuknya kerak samudra baru melalui pemekaran dasar laut.	Menjulang 2.000–3.000 meter dari dasar laut.
Palung laut (trench)	Bagian terdalam lantai samudra yang terbentuk pada zona subduksi, tempat satu lempeng menunjam di bawah lempeng lain.	Kedalaman 7.000–11.000 meter.

Paparan benua merupakan bagian lantai samudra yang paling penting bagi manusia. Karena masih menerima cukup cahaya Matahari untuk fotosintesis dan kaya akan nutrisi dari daratan, wilayah ini menjadi tempat hidup sebagian besar kehidupan laut dan menjadi lokasi utama perikanan tangkap. Paparan benua juga menyimpan sumber daya minyak dan gas bumi yang berasal dari endapan organisme laut purba (Ingmanson dan Wallace, 1985).

Di wilayah Indonesia, contoh morfologi lantai samudra yang penting adalah Palung Sunda atau Palung Jawa, yang terbentuk dari tumbukan Lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia di selatan Jawa. Palung ini merupakan bagian dari zona subduksi yang menjadi sumber gempa bumi besar di sepanjang pantai selatan Jawa dan Sumatra (Tarbuck dkk., 2025).

3.6 Pengukuran Kedalaman Laut

Pengukuran kedalaman laut atau batimetri telah dilakukan sejak zaman kuno dengan metode yang sangat sederhana. Metode tradisional menggunakan tali yang diberi pemberat (lead line) yang diturunkan hingga menyentuh dasar laut, lalu panjang tali yang terulur diukur. Metode ini hanya mampu mengukur pada kedalaman terbatas dan sangat lambat, serta tidak dapat memetakan dasar laut secara menerus (Bhatt, 1978).

Terobosan besar terjadi pada awal abad ke-20 dengan diperkenalkannya gema suara (echo sounding). Prinsip kerjanya sederhana: pulsa suara dikirim ke dasar laut dan waktu yang dibutuhkan untuk kembali dipantulkan diukur. Karena kecepatan suara di air laut diketahui, kedalaman dapat dihitung dari waktu tempuh tersebut. Metode ini memungkinkan pemetaan dasar laut secara menerus sepanjang jalur pelayaran kapal (Supangat dan Susanna, 2003).

Teknologi modern pengukuran kedalaman laut meliputi multibeam echosounder yang mampu memetakan dasar laut dalam jalur yang lebar dalam satu kali lintasan, sehingga menghasilkan peta batimetri tiga dimensi dengan resolusi tinggi. Selain itu digunakan pula satelit altimetri, yang mengukur variasi ketinggian permukaan laut dari antariksa. Variasi ketinggian tersebut mencerminkan tarikan gravitasi massa di dasar laut, sehingga topografi dasar laut dapat diperkirakan secara tidak langsung. Metode satelit ini memungkinkan pemetaan dasar laut secara global, termasuk wilayah yang belum pernah dilalui kapal survei (Bhatt, 1978).

3.7 Sebaran Temperatur Laut Vertikal

Temperatur air laut bervariasi baik secara horizontal maupun vertikal. Faktor utama yang memengaruhi sebaran temperatur secara horizontal adalah radiasi Matahari yang bervariasi menurut lintang. Di daerah tropis, suhu permukaan laut dapat mencapai 28 hingga 30 derajat Celsius, sedangkan di daerah kutub suhunya turun hingga mendekati titik beku air laut, yaitu sekitar -1,9 derajat Celsius. Air laut membeku pada suhu yang lebih rendah daripada air tawar karena kandungan garamnya (Ingmanson dan Wallace, 1985).

Secara vertikal, distribusi temperatur laut membentuk tiga lapisan utama. Lapisan permukaan tercampur (mixed layer) merupakan lapisan paling atas dengan ketebalan sekitar 100 hingga 300 meter, tempat terjadinya percampuran oleh angin dan gelombang sehingga suhunya relatif seragam. Di bawahnya terdapat lapisan termoklin (thermocline), yaitu lapisan tempat suhu turun sangat cepat seiring bertambahnya kedalaman, umumnya berada pada kedalaman 300 hingga 1.000 meter. Lapisan terbawah adalah lapisan dalam (deep zone), tempat suhu hampir konstan mendekati titik beku. Tabel 3.3 merangkum ketiga lapisan tersebut (Ingmanson dan Wallace, 1985).

Tabel 3.3 Lapisan temperatur laut secara vertikal

Lapisan	Kedalaman	Karakteristik Suhu
Lapisan permukaan tercampur (mixed layer)	0–300 m	Suhu relatif seragam karena pencampuran oleh angin dan gelombang.
Termoklin (thermocline)	300–1.000 m	Suhu turun sangat cepat seiring kedalaman; menjadi penghalang vertikal bagi banyak jenis kehidupan laut.
Lapisan dalam (deep zone)	Di bawah 1.000 m	Suhu hampir konstan, mendekati titik beku air laut (sekitar $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Termoklin merupakan zona yang sangat penting di laut karena menciptakan penghalang vertikal bagi banyak jenis kehidupan laut. Nutrien dari dasar laut tidak dapat naik melewati termoklin, dan air kaya oksigen dari permukaan tidak dapat turun melewatinya dengan mudah. Karena itulah proses upwelling—naiknya air kaya nutrien dari kedalaman ke permukaan—hanya terjadi di wilayah tertentu tempat termoklin terganggu oleh angin atau arus (Strahler, 2013).

Pola temperatur vertikal di lintang tinggi berbeda secara mendasar. Di wilayah kutub, suhu permukaan laut sudah rendah sejak di permukaan, sehingga tidak terdapat perubahan suhu yang cepat di kedalaman. Dengan kata lain, di lintang tinggi tidak terdapat termoklin; kolom airnya bersifat isothermal, yaitu bersuhu hampir sama dari permukaan hingga dasar (Bhatt, 1978).

3.8 Salinitas

Salinitas adalah ukuran kandungan garam terlarut dalam air laut, biasanya dinyatakan dalam satuan permil (‰) atau Practical Salinity Unit (PSU). Angka ini menunjukkan jumlah gram garam terlarut dalam satu kilogram air laut. Salinitas rata-rata di laut terbuka adalah sekitar 35 permil, yang berarti dalam setiap kilogram air laut terdapat sekitar 35 gram garam terlarut (Tarbuck dkk., 2025).

Unsur utama penyusun garam laut adalah klorin (55 persen) dan sodium (31 persen), yang bersama-sama membentuk natrium klorida atau garam dapur. Sisanya terdiri dari sulfat, magnesium, kalsium, kalium, dan unsur-unsur lain dalam jumlah kecil. Sumber utama unsur-unsur tersebut adalah pelapukan kimia batuan di benua yang terbawa oleh sungai ke laut, serta

aktivitas vulkanik di dasar laut (volcanic outgassing). Tabel 3.4 merangkum komposisi tersebut (Dittmar, 1884).

Tabel 3.4 Komposisi utama garam laut

Unsur	Proporsi	Keterangan
Klorin (Cl^-)	$\pm 55\%$	Unsur terbanyak dalam garam laut; bersama sodium membentuk garam dapur.
Sodium (Na^+)	$\pm 31\%$	Unsur terbanyak kedua; berasal dari pelapukan batuan benua.
Sulfat (SO_4^{2-})	$\pm 8\%$	Berasal dari pelapukan batuan dan aktivitas vulkanik dasar laut.
Magnesium (Mg^{2+})	$\pm 4\%$	Berasal dari pelapukan batuan dan sumber hidrotermal.
Kalsium (Ca^{2+})	$\pm 1\%$	Berasal dari pelapukan batuan dan cangkang organisme laut.
Kalium (K^+) dan lainnya	$\pm 1\%$	Unsur-unsur lain dalam jumlah kecil.

Distribusi salinitas di lautan dipengaruhi oleh beberapa faktor yang saling berlawanan. Evaporasi meningkatkan salinitas karena air menguap sementara garamnya tertinggal. Sebaliknya, presipitasi dan aliran sungai menurunkan salinitas karena menambah air tawar. Pembentukan es laut juga meningkatkan salinitas air di sekitarnya, karena garam ditolak ketika air membeku. Akibat interaksi faktor-faktor tersebut, salinitas tertinggi umumnya ditemukan di daerah subtropis yang kering dengan evaporasi tinggi, sedangkan salinitas terendah ditemukan di daerah ekuator yang basah dan di daerah muara sungai besar (Ingmanson dan Wallace, 1985).

Salinitas memiliki pengaruh penting terhadap densitas air laut, meskipun pengaruhnya lebih kecil dibandingkan pengaruh temperatur. Hanya di wilayah kutub yang suhunya rendah dan relatif konstan, salinitas menjadi faktor penentu utama densitas. Air laut yang dingin sekaligus memiliki salinitas tinggi merupakan air dengan densitas tertinggi di dunia, dan air inilah yang kemudian tenggelam ke dasar laut serta menggerakkan sirkulasi laut dalam (Supangat dan Susanna, 2003).

3.9 Arus Laut

Arus laut adalah gerakan massa air laut dari satu tempat ke tempat lain, baik secara vertikal maupun horizontal. Arus laut merupakan mekanisme

utama distribusi panas, nutrien, dan oksigen di seluruh samudra, sekaligus berperan besar dalam menentukan pola iklim global. Arus laut dibedakan menjadi arus permukaan yang digerakkan oleh angin, dan arus laut dalam yang digerakkan oleh perbedaan densitas (Tarbuck dkk., 2025).

3.9.1 Arus Permukaan dan Efek Coriolis

Arus permukaan terbentuk terutama oleh tiupan angin yang menggerakkan lapisan air paling atas. Namun, arah arus tidak persis sama dengan arah angin. Karena Bumi berotasi, gerakan massa udara dan air dibelokkan oleh apa yang disebut efek Coriolis. Di belahan Bumi utara, gerakan dibelokkan ke kanan dari arah asalnya, sedangkan di belahan Bumi selatan dibelokkan ke kiri. Semakin jauh dari ekuator, efek ini semakin kuat; tepat di ekuator efeknya nol (Strahler, 2013).

Salah satu konsep penting yang menjelaskan hubungan antara angin dan arus permukaan adalah transport Ekman. Menurut konsep ini, akibat efek Coriolis, angin yang bertiup di permukaan laut menggerakkan air pada arah yang menyimpang dari arah angin. Akibatnya, pada lapisan air yang lebih dalam arah arus terus berputar sehingga membentuk spiral. Konsep transport Ekman menjelaskan mengapa di beberapa wilayah pesisir terjadi upwelling, yaitu naiknya air dingin kaya nutrien dari kedalaman ke permukaan, sementara di wilayah lain terjadi downwelling, yaitu turunnya air permukaan ke kedalaman (Tarbuck dkk., 2025).

Di samudra, arus permukaan membentuk sistem sirkulasi melingkar yang sangat besar. Pusaran air raksasa yang berada di dalam satu cekungan samudra ini disebut gyre. Terdapat lima gyre utama di dunia, yaitu Gyre Pasifik Utara, Pasifik Selatan, Atlantik Utara, Atlantik Selatan, dan Samudra Hindia. Pusat setiap gyre berada di daerah subtropis pada sekitar 30 derajat lintang utara atau selatan, sehingga sering disebut gyre subtropis. Gyre berputar searah jarum jam di belahan Bumi utara dan berlawanan arah jarum jam di belahan Bumi selatan (Tarbuck dkk., 2025).

3.9.2 Arus Laut Dalam dan Sirkulasi Termohalin

Berbeda dengan arus permukaan yang digerakkan angin, arus laut dalam digerakkan oleh perbedaan densitas air. Perbedaan densitas ini terutama disebabkan oleh perbedaan temperatur dan salinitas, sehingga sirkulasinya disebut sirkulasi termohalin (thermohaline circulation, dari

thermo yang berarti panas dan haline yang berarti garam) (Supangat dan Susanna, 2003).

Sirkulasi termohalin bekerja sebagai berikut: air laut yang dingin dan bersalinitas tinggi di wilayah kutub memiliki densitas paling besar, sehingga tenggelam ke dasar laut. Air yang tenggelam ini kemudian mengalir perlahan di sepanjang dasar samudra menuju wilayah lain, sementara di tempat lain air dari kedalaman naik kembali ke permukaan. Proses naik-turun ini berlangsung sangat lambat—satu siklus penuh dapat memerlukan waktu sekitar 1.000 tahun—tetapi memindahkan panas dan nutrien dalam jumlah yang sangat besar (Strahler, 2013).

Sirkulasi termohalin memiliki peran penting bagi iklim global karena mengangkut panas dari daerah tropis ke daerah kutub. Karena pentingnya peran ini, sirkulasi tersebut sering dijuluki "sabuk pengangkut raksasa" (great conveyor belt). Perubahan iklim yang menyebabkan mencairnya es di Greenland dapat menambah air tawar ke laut di wilayah kutub, sehingga menurunkan salinitas dan berpotensi memperlambat sirkulasi ini—sebuah proses yang menjadi perhatian besar dalam penelitian iklim modern (Tarbuck dkk., 2025).

Arus laut juga memengaruhi pola upwelling di perairan Indonesia. Perairan Indonesia berada pada persilangan arus antara Samudra Pasifik dan Samudra Hindia, serta dipengaruhi oleh angin monsun yang berganti arah setiap setengah tahun. Kondisi ini menyebabkan terjadinya upwelling musiman di perairan selatan Jawa, Bali, dan Nusa Tenggara pada musim timur, yang menjadikan wilayah tersebut produktif bagi perikanan (Supangat dan Susanna, 2003).

3.10 Rangkuman Bab

BAB III telah membahas hidrosfer sebagai lapisan air yang menyelimuti Bumi, mencakup samudra, laut, sungai, danau, air tanah, uap air, dan es. Lebih dari 97 persen air Bumi berada di samudra sebagai air asin, sedangkan air tawar yang siap diakses manusia jumlahnya kurang dari 0,3 persen. Distribusi air yang tidak merata dan siklus hidrologi yang berkesinambungan menjadi dasar bagi pengelolaan sumber daya air.

Air laut memiliki peran penting sebagai pengatur suhu global, penyerap karbon dioksida, penghasil oksigen melalui fitoplankton, serta sumber daya ekonomi. Morfologi lantai samudra mencakup paparan benua,

lereng benua, kaki benua, dataran abisal, gunung laut, punggung tengah samudra, dan palung laut. Pengukuran kedalaman laut telah berkembang dari metode tali pemberat sederhana menjadi teknologi multibeam echosounder dan satelit altimetri.

Temperatur air laut bervariasi secara horizontal menurut lintang dan secara vertikal membentuk tiga lapisan: lapisan permukaan tercampur, termoklin, dan lapisan dalam. Di lintang tinggi, termoklin tidak terbentuk karena kolom air bersifat isothermal. Salinitas rata-rata laut terbuka adalah 35 permil dengan klorin dan sodium sebagai unsur utama, dan dipengaruhi oleh keseimbangan antara evaporasi di satu sisi serta presipitasi dan aliran sungai di sisi lain.

Arus laut terbagi menjadi arus permukaan yang digerakkan angin dan arus laut dalam yang digerakkan perbedaan densitas. Arus permukaan membentuk gyre subtropis akibat efek Coriolis, sementara arus laut dalam membentuk sirkulasi termohalin yang berperan sebagai sabuk pengangkut panas global. Pemahaman tentang arus laut sangat penting bagi Indonesia, karena perairan Indonesia berada pada persilangan arus dua samudra dan mengalami upwelling musiman yang menentukan produktivitas perikanan.

BAB IV LITOSFER

4.1 Pendahuluan

Litosfer berasal dari bahasa Yunani Kuno: lithos yang berarti berbatu dan sphaira yang berarti lapisan. Secara harfiah, litosfer berarti "lapisan batu". Dalam geofisika, litosfer diartikan sebagai kulit luar Bumi yang tipis dan kaku, yang mencakup kerak Bumi (crust) beserta bagian paling atas mantel yang bersifat padat dan tegar.

Litosfer terletak di atas astenosfer, yaitu lapisan mantel bagian atas yang lebih lentur, lebih panas, dan berada lebih dalam. Meskipun astenosfer berwujud padat dan bukan cair, sifatnya plastis sehingga dapat mengalir perlahan di bawah pengaruh tegangan dalam jangka waktu yang sangat panjang. Litosfer terpecah menjadi sejumlah lempeng tektonik yang "mengambang" di atas astenosfer dan terus bergerak (Tarbuck dkk., 2025).

Selama beberapa abad, para ilmuwan—terutama ahli geologi—diliputi pertanyaan-pertanyaan mendasar: Mengapa tanah selalu bergerak? Apa penyebab gempa bumi? Mengapa terjadi erupsi pada gunung api? Mengapa pegunungan bisa menjulang tinggi? Bab ini akan menjawab pertanyaan-pertanyaan tersebut secara bertahap, mulai dari struktur dalam Bumi, sifat kemagnetan Bumi, proses-proses yang bekerja di dalam litosfer, hingga teori tektonik lempeng yang menjadi kerangka penjelasan utamanya.

Bagi mahasiswa Teknik Geomatika, pemahaman tentang litosfer dan tektonik lempeng bukan sekadar pengetahuan kebumihan. Pergerakan lempeng menyebabkan perubahan posisi stasiun pengamatan GNSS, deformasi kerak yang harus diperhitungkan dalam pemetaan presisi tinggi, serta menjadi penyebab utama bencana geologis yang harus dimitigasi di Indonesia (Skinner dan Porter, 2000).

4.2 Lapisan Bumi

Bumi tersusun berlapis-lapis, mulai dari kerak yang tipis di bagian paling luar hingga inti yang sangat padat di pusatnya. Susunan berlapis ini bukan kebetulan, melainkan hasil dari diferensiasi yang terjadi pada masa awal pembentukan Bumi, ketika material yang lebih berat tenggelam ke pusat sementara material yang lebih ringan naik ke permukaan. Tabel 4.1

merangkum kelima lapisan utama penyusun Bumi (Skinner dan Porter, 2000).

Tabel 4.1 Lapisan-lapisan penyusun Bumi

Lapisan	Karakteristik	Komposisi dan Peran
Kerak (Crust)	Lapisan terluar dan paling tipis. Terbagi menjadi kerak benua dan kerak samudra.	Kerak benua tersusun dari batuan granit, kerak samudra dari batuan basal. Merupakan tempat tinggal seluruh makhluk hidup dan berlangsungnya aktivitas manusia.
Litosfer	Terdiri dari kerak dan bagian paling atas mantel yang bersifat kaku dan padat.	Terpecah menjadi lempeng-lempeng tektonik yang terus bergerak. Pergerakan inilah yang menyebabkan gempa bumi, gunung berapi, dan pembentukan pegunungan.
Astenosfer	Lapisan mantel yang bersifat plastis sehingga dapat mengalir perlahan.	Lempeng tektonik "mengambang" di atas astenosfer. Pergerakan konveksi pada lapisan ini menjadi salah satu penyebab utama pergerakan lempeng.
Mantel	Lapisan terluas di Bumi, terletak di antara kerak dan inti. Ketebalannya mencapai sekitar 2.900 km.	Tersusun dari batuan silikat yang sangat panas dan padat. Pergerakan konveksi di dalamnya menggerakkan lempeng tektonik.
Inti Bumi	Bagian terdalam Bumi dengan suhu dan tekanan sangat tinggi. Terbagi menjadi inti luar dan inti dalam.	Inti luar bersifat cair dan terdiri dari besi serta nikel; inti dalam bersifat padat. Pergerakan inti luar yang konduktif menghasilkan medan magnet Bumi.

4.2.1 Kerak Benua dan Kerak Samudra

Kerak Bumi terbagi menjadi dua jenis yang berbeda secara mendasar, baik dari segi komposisi, ketebalan, maupun densitasnya. Kerak samudra (oceanic crust) terdapat di cekungan samudra dengan ketebalan hanya sekitar 5 kilometer dan densitas rata-rata 2,9 gram per sentimeter kubik. Kerak ini terutama tersusun dari batuan basal, yaitu batuan vulkanik berwarna gelap yang kaya akan mineral silikat (Tarbuck dkk., 2025).

Sebaliknya, kerak benua (continental crust) memiliki ketebalan sekitar 35 kilometer dengan densitas rata-rata 2,7 gram per sentimeter kubik. Kerak benua terutama tersusun dari batuan granit yang lebih ringan. Karena kerak samudra lebih padat daripada kerak benua, kerak samudra berada pada posisi yang lebih rendah. Perbedaan densitas inilah yang menjelaskan mengapa cekungan samudra selalu lebih dalam daripada daratan, dan mengapa kerak samudra yang menunjam ke bawah kerak benua pada zona subduksi (Skinner dan Porter, 2000).

Tabel 4.2 Perbandingan kerak benua dan kerak samudra

Aspek	Kerak Benua	Kerak Samudra
Ketebalan	±35 km	±5 km
Densitas rata-rata	2,7 g/cm ³	2,9 g/cm ³
Batuan utama	Granit	Basal
Umur	Lebih tua, mencapai miliaran tahun	Lebih muda, terus diperbarui melalui pemekaran dasar laut
Posisi	Lebih tinggi, membentuk benua	Lebih rendah, membentuk dasar samudra

Kerak samudra terus-menerus terbentuk melalui proses pemekaran dasar laut di sepanjang punggung tengah samudra (mid-ocean ridge). Magma dari mantel Bumi naik ke permukaan, mendingin, dan membentuk kerak samudra baru. Karena itu, usia kerak samudra umumnya jauh lebih muda dibandingkan kerak benua: kerak samudra tertua hanya berusia sekitar 200 juta tahun, sedangkan kerak benua tertua mencapai lebih dari 4 miliar tahun. Kerak samudra yang lama secara berkala dihancurkan melalui proses subduksi, sehingga Bumi memiliki mekanisme daur ulang kerak yang berkesinambungan (Tarbuck dkk., 2025).

Kerak benua memiliki struktur yang lebih kompleks karena terbentuk selama miliaran tahun. Komponen utamanya meliputi shield, yaitu bagian tertua benua yang terdiri dari batuan kristal sangat tua dan stabil; mobile belt, yaitu daerah pegunungan yang aktif secara geologis; stable platform, yaitu dataran rendah yang terbentuk di atas shield yang telah tererosi dan tertutup sedimen; serta coastal lowlands, yaitu dataran rendah di sepanjang pantai. Pola sebaran umur batuan menunjukkan bahwa batuan tertua cenderung berada di bagian dalam benua, sementara batuan termuda berada di tepi atau daerah yang lebih aktif secara geologis. Pola

ini menunjukkan bahwa benua tumbuh secara bertahap melalui penambahan material baru di tepinya, sebuah proses yang disebut akresi (Skinner dan Porter, 2000).

4.3 Geomagnetisme

Bumi memiliki medan magnet yang membentang jauh ke luar angkasa. Medan magnet ini dihasilkan oleh pergerakan konvektif besi cair di dalam inti luar Bumi, sebuah proses yang disebut efek dinamo (geodynamo). Besi cair yang bergerak menghasilkan arus listrik, dan arus listrik pada gilirannya menghasilkan medan magnet. Medan magnet Bumi inilah yang membentuk magnetosfer dan melindungi planet ini dari partikel bermuatan berbahaya yang berasal dari Matahari, sebagaimana telah dibahas pada BAB I (Tarbuck dkk., 2025).

Salah satu sifat medan magnet Bumi yang sangat penting bagi ilmu kebumihan adalah kemampuannya untuk terekam di dalam batuan. Ketika lava mendingin dan membeku menjadi batuan, mineral-mineral magnetik di dalamnya—terutama magnetit—akan terekam sejajar dengan arah medan magnet Bumi pada saat itu. Rekaman ini disebut magnetisasi remanen (paleomagnetisme), dan sifatnya permanen selama batuan tersebut tidak dipanaskan kembali melewati suhu tertentu (Skinner dan Porter, 2000).

Kemampuan batuan merekam medan magnet menjadi kunci pembuktian teori tektonik lempeng. Ketika para ilmuwan mengukur magnetisasi batuan di dasar samudra, mereka menemukan pola bergaris-garis simetris di kedua sisi punggung tengah samudra. Pola ini menunjukkan bahwa medan magnet Bumi pernah berbalik arah berkali-kali sepanjang sejarah, dan bahwa kerak samudra baru terus terbentuk di punggung tengah samudra lalu bergerak menjauh ke kedua arah. Penemuan inilah yang menjadi salah satu bukti paling meyakinkan bagi teori pemekaran dasar laut (Tarbuck dkk., 2025).

4.4 Proses di Dalam Litosfer

Litosfer bukan lapisan yang statis. Berbagai proses berlangsung di dalamnya dan di bawahnya, digerakkan oleh panas yang berasal dari dalam Bumi. Panas ini berasal dari dua sumber utama: sisa panas dari pembentukan Bumi dan panas yang dihasilkan oleh peluruhan unsur radioaktif di dalam mantel dan kerak. Panas tersebut harus dipindahkan

ke permukaan, dan cara perpindahannya menentukan dinamika litosfer (Skinner dan Porter, 2000).

Perpindahan panas dapat terjadi melalui tiga mekanisme: konduksi, konveksi, dan radiasi. Namun, karena batuan memiliki konduktivitas atau daya hantar panas yang sangat kecil, konduksi saja tidak cukup untuk memindahkan panas dari dalam Bumi ke permukaan. Cara perpindahan panas yang jauh lebih efektif di dalam mantel Bumi adalah konveksi, yaitu perpindahan panas melalui pergerakan materialnya. Dalam konveksi ini, material yang panas—yaitu magma—bergerak naik karena densitasnya lebih rendah, kemudian mendingin di dekat permukaan, dan akhirnya tenggelam kembali. Proses ini dapat dianalogikan seperti memanaskan air hingga mendidih: air panas naik ke permukaan, mendingin, lalu turun kembali (Tarbuck dkk., 2025).

Konveksi mantel inilah yang menjadi mesin penggerak pergerakan lempeng tektonik. Selain konveksi, terdapat pula gaya dorong tambahan dari punggung tengah samudra (ridge push) yang mendorong lempeng menjauh dari punggung, serta gaya tarik lempeng (slab pull) yang menarik lempeng yang menunjam ke bawah pada zona subduksi. Kombinasi gaya-gaya inilah yang membuat lempeng-lempeng Bumi terus bergerak, meskipun dengan kecepatan yang sangat lambat dalam ukuran manusia—hanya beberapa sentimeter per tahun (USGS, 2024).

4.5 Lantai Samudra

Lantai samudra menyimpan rekaman paling lengkap tentang dinamika Bumi, karena di sanalah kerak baru terbentuk dan kerak lama dihancurkan. Struktur lantai samudra tersusun berlapis. Lapisan paling atas adalah sedimen, yang terdiri dari material yang mengendap dari air laut, seperti silika, karbonat dari cangkang organisme laut, pasir, dan lumpur. Ketebalan serta jenis sedimen bervariasi menurut lokasi dan aktivitas geologis di wilayah tersebut (Tarbuck dkk., 2025).

Di bawah lapisan sedimen terdapat basalt, yaitu lapisan utama pembentuk kerak samudra. Di bawahnya lagi terdapat gabro, yaitu batuan beku intrusif yang terbentuk dari pendinginan magma di bawah permukaan dan memiliki komposisi mineral mirip dengan basalt. Lapisan paling bawah adalah mantel atas yang kaku, yang berbatasan langsung dengan mantel Bumi (Skinner dan Porter, 2000).

Bagian terpenting dari lantai samudra adalah punggung tengah samudra (mid-ocean ridge), yaitu rangkaian pegunungan bawah laut yang membentang sepanjang puluhan ribu kilometer. Punggung tengah Samudra Atlantik, misalnya, membelah Pulau Islandia dan memisahkan Lempeng Amerika Utara dari Lempeng Eurasia. Sepanjang punggung ini keluar temperatur tinggi dari bagian dalam Bumi, dan dari pengamatan kecepatan jalar gelombang gempa serta pengukuran jumlah panas yang keluar, para ilmuwan menyimpulkan bahwa di sanalah material mantel naik ke permukaan (Tarbuck dkk., 2025).

Selain punggung tengah samudra, lantai samudra juga memiliki palung laut (trench), yaitu bagian terdalam lantai samudra yang terbentuk oleh tumbukan dua lempeng. Palung Mariana, misalnya, terbentuk ketika Lempeng Pasifik yang bergerak cepat menumbuk Lempeng Filipina yang bergerak lebih lambat. Palung ini merupakan titik terdalam di permukaan Bumi, dengan kedalaman sekitar 11 kilometer. Sebagai gambaran, kedalaman tersebut hampir dua kali tinggi Gunung Everest. Jika Gunung Everest yang tingginya 8.848,86 meter ditenggelamkan ke dalam Palung Mariana, puncaknya masih akan berada sekitar dua kilometer di bawah permukaan laut (Tarbuck dkk., 2025).

4.6 Pergerakan Benua: Sejarah Penemuan

Gagasan bahwa benua-benua pernah menyatu bukanlah gagasan baru. Pada tahun 1700-an, orang-orang Eropa berpendapat bahwa penyebab utama perubahan bentuk Bumi adalah suatu "banjir besar". Cara berpikir ini disebut catastrophism, yaitu pandangan bahwa perubahan bentuk Bumi merupakan akibat dari serangkaian bencana alam. Baru pada pertengahan abad ke-19 muncul paham uniformitarianisme yang dipelopori oleh geolog James Hutton, yang menyatakan bahwa "apa yang terjadi saat ini adalah kunci dari peristiwa masa lalu" (the present is the key to the past). Menurut paham ini, proses-proses alam yang bekerja sekarang—hanya dengan rentang waktu yang sangat panjang—cukup untuk menjelaskan bentuk Bumi yang kita lihat hari ini (Skinner dan Porter, 2000).

4.6.1 Bukti dari Fosil

Dari studi tentang fosil (paleontologi) dan studi tentang gempa bumi (seismologi), diketahui bahwa pada awalnya Bumi merupakan suatu

daratan besar yang disebut superkontinen bernama Pangaea, yang dalam bahasa Yunani berarti "seluruh daratan". Bukti keberadaan Pangaea datang dari penemuan fosil yang sama di benua-benua yang kini terpisah oleh samudra luas (Tarbuck dkk., 2025).

Fosil Mesosaurus, reptil air tawar yang hidup sekitar 280 juta tahun lalu, ditemukan di Amerika Selatan bagian timur dan Afrika bagian selatan. Hewan ini tidak mungkin berenang melintasi Samudra Atlantik yang luas, sehingga penemuan tersebut menjadi bukti kuat bahwa kedua benua itu pernah terhubung. Fosil Lystrosaurus, reptil herbivora yang hidup sekitar 250 juta tahun lalu, ditemukan di Antartika, India, dan Afrika—tiga benua yang kini terpisah sangat jauh. Adapun Cynognathus, reptil mirip mamalia yang hidup sekitar 250 juta tahun lalu, ditemukan di Amerika Selatan dan Afrika (Skinner dan Porter, 2000).

Bukti paling meyakinkan datang dari fosil Glossopteris, tumbuhan pakis purba yang hidup sekitar 300 hingga 200 juta tahun lalu. Fosilnya ditemukan di semua benua yang dulunya merupakan bagian dari Gondwana, yaitu superkontinen bagian selatan Pangaea yang meliputi Antartika, Amerika Selatan, Afrika, Australia, dan India. Biji Glossopteris terlalu besar untuk disebarkan oleh angin atau arus laut melintasi samudra yang luas, sehingga persebarannya menunjukkan bahwa benua-benua tersebut pernah terhubung (Tarbuck dkk., 2025).

4.6.2 Bukti dari Iklim Purba

Selain kesamaan fosil, perubahan iklim pada beberapa benua juga menunjukkan hal yang sama. Pertama, ditemukan fosil batu bara di Antartika, yang menunjukkan adanya kesamaan dengan tanaman yang pernah hidup di daerah tropis. Hal ini membuktikan bahwa dahulu Antartika pernah berada sangat dekat dengan ekuator. Kedua, ditemukan bekas pegunungan es di dataran gurun Afrika, tepatnya di Lembah Sungai Vaal. Ketiga, ditemukan fosil tumbuhan Glossopteris di daerah kutub yang sama dengan daerah tropis. Ketiga temuan ini menunjukkan bahwa benua-benua pernah berada pada posisi lintang yang sangat berbeda dari posisinya sekarang (Tarbuck dkk., 2025).

4.6.3 Teori Continental Drift dan Kontroversinya

Pada tahun 1912, sebuah gagasan penting diperkenalkan oleh seorang meteorologis Jerman bernama Alfred Lothar Wegener, yang saat itu

berusia 32 tahun. Gagasannya dikenal sebagai teori continental drift atau teori pergeseran benua. Menurut teori tersebut, sekitar 200 juta tahun lalu superkontinen Pangaea mulai terbelah menjadi dua bagian: Laurasia di belahan Bumi utara dan Gondwanaland di belahan Bumi selatan. Selanjutnya, selama jutaan tahun, keduanya terpecah menjadi beberapa pulau besar dan kecil hingga terbentuk susunan benua seperti sekarang ini (Tarbuck dkk., 2025; Wegener, 1912).

Teori Wegener sebenarnya diperkuat oleh gagasan Abraham Ortelius, yang menyatakan bahwa pada mulanya daratan Amerika menyatu dengan Afrika-Eropa. Sebelumnya, pada tahun 1858, ahli geografi Antonio Snider-Pellegrini bahkan telah membuat dua peta yang menggambarkan kondisi benua Amerika dan Afrika ketika menyatu dan sesudah terpisah. Kesamaan fosil dan struktur geologi di sepanjang garis pantai Amerika Selatan dan Afrika menjadi bukti pendukung yang kuat (Skinner dan Porter, 2000).

Meskipun demikian, teori continental drift menghadapi keraguan besar. Pertanyaan utamanya adalah: kekuatan sebesar apa yang dapat menggerakkan daratan seluas superkontinen Pangaea? Wegener menjawab bahwa daratan terpecah di sepanjang lantai samudra, tetapi jawaban ini dibantah oleh ahli geofisika Harold Jeffreys yang menyatakan bahwa tidaklah mungkin suatu daratan besar terpisah tanpa adanya keretakan pada lantai samudra. Karena tidak mampu menjelaskan mekanisme penggeraknya, teori Wegener ditolak oleh sebagian besar komunitas ilmiah pada masa itu (Tarbuck dkk., 2025).

Namun, teori continental drift menjadi pemacu bagi penelitian lebih lanjut mengenai Bumi. Menurut ilmu geologi modern, pergeseran benua telah berlangsung sejak sekitar 650 juta tahun lalu dan mengalami perkembangan dari zaman ke zaman, mulai dari zaman Pra-Kambrium, Kambrium, Ordovisium, Permian, Trias, Jura, Kapur, Tersier, hingga Kuarter. Penjelasan mengenai mekanisme penggerak yang tidak dapat diberikan Wegener akhirnya ditemukan melalui teori tektonik lempeng (Skinner dan Porter, 2000).

4.7 Tektonik Lempeng

Dalam ilmu geologi, istilah plate berarti batuan keras yang padat dan besar, yang disebut lempeng. Adapun tectonics berasal dari bahasa

Yunani tekton yang berarti "membangun" atau "menyusun". Jadi plate tectonic atau tektonik lempeng berarti penjelasan tentang bagaimana permukaan Bumi dibangun atau disusun oleh lempeng-lempeng (Tarbuck dkk., 2025).

Teori tektonik lempeng membagi bagian luar Bumi menjadi dua lapisan berdasarkan sifat mekaniknya. Lapisan paling luar dinamakan litosfer, bersifat dingin dan kaku atau tegar. Di bawah litosfer terdapat astenosfer yang panas dan dapat mengalami perubahan bentuk secara perlahan-lahan. Penting untuk ditekankan bahwa astenosfer tidak cair, melainkan padat; meskipun padat, astenosfer dapat mengalir di bawah pengaruh tegangan dalam jangka waktu geologis. Perbedaan utama antara litosfer dan astenosfer terletak pada ketegarannya, yang mencerminkan perbedaan temperaturnya (Skinner dan Porter, 2000).

Menurut teori tektonik lempeng, litosfer terpecah-pecah menjadi sejumlah potongan lempeng. Lempeng-lempeng ini dapat hanyut di atas astenosfer, yang merupakan lapisan paling luar dari mantel Bumi. Terdapat tujuh lempeng utama di Bumi, yaitu Lempeng Eurasia, Australia, Pasifik, Afrika, Amerika Utara, Amerika Selatan, dan Antartika. Selain ketujuh lempeng utama tersebut, terdapat pula sejumlah lempeng yang lebih kecil (USGS, 2024).

Lempeng-lempeng berada dalam keadaan bergerak secara kontinu, baik bergerak relatif terhadap lempeng lain maupun relatif terhadap sumbu rotasi Bumi. Kegiatan gempa, kegiatan gunung berapi, dan barisan pegunungan seluruhnya berada di tepi lempeng. Inilah sebabnya mengapa gempa bumi dan letusan gunung berapi tidak tersebar merata di permukaan Bumi, melainkan terkonsentrasi pada batas-batas lempeng tertentu (USGS, 2024).

4.7.1 Jenis-Jenis Batas Lempeng

Lempeng tektonik terus bergerak sehingga dapat bertumbukan satu sama lain, saling menjauh, atau hanya berpapasan. Ketiga jenis pergerakan ini menghasilkan tiga jenis batas lempeng (plate boundaries) yang berbeda. Tabel 4.3 merangkum ketiganya beserta contoh dan akibatnya (Tarbuck dkk., 2025).

Tabel 4.3 Jenis batas lempeng dan akibatnya

Jenis Batas	Pergerakan	Proses yang Terjadi	Contoh
Divergen (divergent)	Kedua lempeng saling menjauhi.	Terjadi pemekaran lantai samudra dan naiknya magma dari mantel Bumi. Terbentuk punggung tengah samudra serta gunung berapi di tengah laut maupun di darat.	Mid-Atlantic Ridge yang memisahkan Lempeng Amerika Utara dari Lempeng Eurasia.
Konvergen (convergent)	Salah satu lempeng menabrak lempeng yang lain.	Terjadi tumbukan di sepanjang zona subduksi. Menghasilkan palung laut, pegunungan tepi pantai, gunung api aktif, dan busur kepulauan vulkanik.	Lempeng Nazca menunjam Lempeng Amerika Selatan membentuk Pegunungan Andes; Lempeng Indo-Australia menumbuk Lempeng Eurasia membentuk pegunungan di Jawa dan Sumatra.
Transformasi (transform)	Kedua lempeng hanya bersinggungan secara horizontal.	Terjadi gesekan mendatar antar lempeng tanpa pembentukan maupun penghancuran kerak. Menimbulkan gempa dangkal yang kuat.	Sesar San Andreas di California, panjang sekitar 1.300 km dengan kecepatan pergeseran sekitar 5 cm per tahun.

Pada batas divergen, contoh yang paling terkenal adalah Mid-Atlantic Ridge atau Punggung Tengah Samudra Atlantik. Laju pergerakannya "hanya" sekitar 2,5 sentimeter per tahun, tetapi dalam satu juta tahun hal ini menyebabkan pergeseran sepanjang 25 kilometer. Dalam rentang 100 hingga 200 juta tahun, pergerakan tersebut telah menyebabkan Samudra Atlantik berkembang dari sebuah parit kecil menjadi lautan luas yang memisahkan Benua Eropa, Afrika, dan Amerika (Skinner dan Porter, 2000).

Pada batas konvergen, tumbukan dapat dibedakan menjadi tiga macam: tumbukan antara lempeng samudra dan lempeng benua, tumbukan antara dua lempeng samudra, serta tumbukan antara dua lempeng benua. Tumbukan antara lempeng samudra dan lempeng benua menghasilkan palung laut dan pegunungan tepi pantai. Contohnya adalah tumbukan antara Lempeng Nazca dan Lempeng Amerika Selatan yang mengangkat sebagian kerak dan membentuk Pegunungan Andes di sepanjang Benua Amerika Selatan (Tarbuck dkk., 2025).

Hal yang sama terjadi ketika Lempeng Indo-Australia di selatan menumbuk Lempeng Eurasia di sebelah utara, di mana Kepulauan Indonesia berada di tepi Lempeng Eurasia. Peristiwa itu menyebabkan terbentuknya barisan pegunungan di sepanjang pantai selatan Pulau Jawa dan sepanjang pantai barat Sumatra. Tumbukan semacam ini juga memicu terbentuknya gunung api aktif, karena aktivitas erupsi sangat terkait dengan proses subduksi. Magma yang muncul berasal dari pelelehan bagian kerak Bumi akibat energi luar biasa dari proses tumbukan tersebut (USGS, 2024).

Ketika dua lempeng samudra saling bertumbukan, salah satunya akan menunjam ke bawah dan terbentuk palung laut di tengah samudra. Palung Mariana terbentuk dari tumbukan Lempeng Pasifik yang bergerak cepat dan bermassa sangat besar dengan Lempeng Filipina yang bergerak lebih lambat. Tumbukan dua lempeng samudra juga menyebabkan terbentuknya gunung api di tengah samudra. Selama jutaan tahun, erupsi lava keluar melewati lantai samudra dan menjulang hingga ke atas permukaan laut, membentuk busur kepulauan vulkanik (volcanic island arcs). Contohnya adalah Kepulauan Indonesia dan Jepang, yang keduanya merupakan daerah gempa bumi yang sangat aktif (USGS, 2024).

Adapun tumbukan antara dua lempeng benua menyebabkan terbentuknya pegunungan di tengah benua. Contohnya adalah tumbukan antara Lempeng India dan Lempeng Eurasia yang dimulai sekitar 40 hingga 50 juta tahun lalu. Karena kedua lempeng benua memiliki densitas batuan yang hampir sama, tidak ada yang dapat menunjam di bawah yang lain. Akibatnya, kerak terlipat dan menebal, sehingga permukaan tanah naik secara perlahan dan terbentuklah Pegunungan Himalaya dengan puncak tertinggi Gunung Everest setinggi 8.848,86 meter. Angka ini merupakan hasil pengukuran bersama Nepal dan Tiongkok yang diumumkan pada

tahun 2020, memperbarui angka 8.848 meter yang digunakan sebelumnya (Tarbuck dkk., 2025).

4.8 Sabuk Seismik dan Laju Pergerakan Lempeng

Bila episentrum gempa digambarkan sebagai titik di dalam peta dunia, akan terlihat bahwa titik-titik tersebut tidak tersebar merata di permukaan Bumi, melainkan terletak di dalam beberapa daerah sempit tertentu. Daerah sempit inilah yang disebut sabuk seismik. Sebaran ini merupakan salah satu bukti paling jelas bahwa gempa bumi berkaitan langsung dengan batas lempeng (USGS, 2024).

Dua sabuk seismik utama di dunia adalah Sabuk Lingkar Pasifik dan Sabuk Mediteran. Sabuk Lingkar Pasifik mengelilingi Lautan Pasifik melewati Papua, Sulawesi Selatan, Filipina, Jepang, Kepulauan Kuril, Kamchatka Timur, Kepulauan Aleutan, Alaska Selatan, pantai barat Amerika Utara, Amerika Tengah, Amerika Selatan, daerah Kutub Selatan, Selandia Baru, Kepulauan Tonga, Fiji, dan Salomon, lalu kembali ke Papua. Sabuk Mediteran atau Alpine membujur dari Azores melalui daerah Mediteran, termasuk Alpen, Kaukasus, Laut Kaspia, Iran, Himalaya, Birma, Kepulauan Andaman, Nikobar, Sumatra, Jawa, hingga Nusa Tenggara (USGS, 2024).

Kedua sabuk tersebut saling bertemu di Papua. Setiap tahun, lebih dari 80 persen energi gempa Bumi dilepaskan di Sabuk Lingkar Pasifik, sekitar 15 persen di Sabuk Mediteran, dan 5 persen sisanya di daerah gempa lain. Indonesia berada pada pertemuan ketiga sabuk tersebut, sehingga menjadikannya salah satu negara dengan aktivitas gempa tertinggi di dunia (BMKG, 2024).

Selain kedua sabuk itu, terdapat pula sabuk seismik yang melintasi lautan, misalnya Samudra Atlantik. Sabuk ini ternyata berimpit dengan punggung tengah samudra, yaitu barisan pegunungan yang memanjang di dalam Samudra Atlantik. Gejala yang sama juga terdapat di dasar Lautan Pasifik dan Samudra Hindia (Tarbuck dkk., 2025).

Tabel 4.4 Laju pergerakan lempeng

Keterangan	Laju	Catatan
Tercepat (Lempeng Pasifik dan sekitarnya)	Lebih dari 10 cm/tahun; pada beberapa bagian	Lempeng Pasifik merupakan lempeng tercepat, diikuti Lempeng Australia dan

Keterangan	Laju	Catatan
	mencapai sekitar 18 cm/tahun	Nazca.
Tersedikit (Arctic Ridge)	Sekitar 2 cm/tahun	Merupakan zona pemekaran dengan laju paling lambat di dunia.
Rata-rata umum	2–5 cm/tahun	Setara dengan pertumbuhan kuku manusia, namun berlangsung konsisten selama jutaan tahun.

Para ilmuwan mengukur kecepatan gerak lempeng berdasarkan rekaman magnetik pada lantai samudra. Pola garis-garis magnetik yang simetris di kedua sisi punggung tengah samudra memungkinkan penghitungan laju pemekaran dasar laut secara langsung. Dengan cara inilah diketahui bahwa laju pergerakan lempeng berkisar antara 2 hingga lebih dari 10 sentimeter per tahun. Meskipun terlihat sangat lambat—kira-kira secepat pertumbuhan kuku manusia—laju ini berlangsung konsisten selama puluhan juta tahun, sehingga menghasilkan perpindahan ribuan kilometer (USGS, 2024).

4.9 Konveksi Mantel sebagai Penggerak Lempeng

Untuk menerangkan mengapa lempeng dapat bergerak, disusunlah hipotesis konveksi mantel. Mantel terletak di bawah kerak Bumi dengan ketebalan sekitar 2.900 kilometer dan menyelubungi inti Bumi. Hipotesis konveksi mantel menyatakan bahwa karena temperatur inti Bumi sangat tinggi, panas dipindahkan dari inti ke permukaan Bumi melalui mekanisme konveksi (Skinner dan Porter, 2000).

Proses konveksi ini dapat diilustrasikan seperti memanaskan air hingga mendidih. Ketika air di dasar panci dipanaskan, air tersebut memuai, densitasnya berkurang, lalu naik ke permukaan. Di permukaan, air melepaskan panasnya ke udara, menjadi lebih padat, dan tenggelam kembali. Siklus ini berlangsung terus-menerus dan membentuk arus konveksi. Hal yang sama terjadi di dalam mantel Bumi, hanya dengan material berupa batuan yang sangat panas dan berlangsung dalam rentang waktu geologis (Tarbuck dkk., 2025).

Karena konduktivitas atau daya hantar panas batuan sangat kecil, cara perpindahan panas yang paling efektif di dalam mantel Bumi adalah konveksi. Dalam konveksi ini, bahan yang panas—yaitu magma—

bergerak ke atas menuju zona pemekaran, sedangkan bahan yang telah mendingin bergerak turun kembali pada zona subduksi. Arus konveksi inilah yang menjadi mesin utama penggerak lempeng tektonik, sehingga menjawab pertanyaan yang tidak dapat dijawab oleh Wegener lebih dari satu abad sebelumnya (Skinner dan Porter, 2000).

4.10 Rangkuman Bab

BAB IV telah membahas litosfer, yaitu lapisan batu terluar Bumi yang bersifat kaku dan terpecah menjadi lempeng-lempeng tektonik. Litosfer tersusun dari kerak Bumi dan bagian paling atas mantel, dan terletak di atas astenosfer yang bersifat plastis sehingga dapat mengalir perlahan. Struktur dalam Bumi terdiri dari kerak, litosfer, astenosfer, mantel, dan inti, di mana pergerakan inti luar yang bersifat konduktif menghasilkan medan magnet Bumi.

Kerak Bumi terbagi menjadi kerak benua yang lebih tebal (± 35 km), kurang padat ($2,7 \text{ g/cm}^3$), dan tersusun dari granit; serta kerak samudra yang lebih tipis (± 5 km), lebih padat ($2,9 \text{ g/cm}^3$), dan tersusun dari basal. Kerak samudra terus diperbarui melalui pemekaran dasar laut sehingga usianya jauh lebih muda daripada kerak benua. Medan magnet Bumi yang terekam dalam batuan dasar samudra menjadi bukti kunci bagi teori pemekaran dasar laut.

Gagasan bahwa benua pernah menyatu dimulai dari teori continental drift yang dikemukakan Alfred Wegener pada tahun 1912. Teori ini didukung oleh bukti fosil yang sama di benua yang kini terpisah—*Mesosaurus*, *Lystrosaurus*, *Cynognathus*, dan *Glossopteris*—serta bukti iklim purba. Namun teori ini ditolak pada masanya karena tidak mampu menjelaskan mekanisme penggerakannya. Penjelasan tersebut baru ditemukan melalui teori tektonik lempeng.

Teori tektonik lempeng menjelaskan bahwa litosfer terpecah menjadi lempeng-lempeng yang bergerak di atas astenosfer. Terdapat tiga jenis batas lempeng: divergen yang menghasilkan pemekaran lantai samudra, konvergen yang menghasilkan palung laut, pegunungan, dan gunung api, serta transformasi yang menghasilkan sesar mendatar seperti Sesar San Andreas. Pergerakan lempeng digerakkan oleh konveksi mantel, dengan laju berkisar 2 hingga lebih dari 10 sentimeter per tahun. Gempa bumi dan gunung berapi terkonsentrasi pada sabuk seismik, terutama Sabuk

Lingkar Pasifik yang melepaskan lebih dari 80 persen energi gempa dunia, dan Sabuk Mediteran tempat Indonesia berada.

BAB V DINAMIKA DAN STRUKTUR BUMI BAGIAN DALAM (DEEP EARTH)

5.1 Pendahuluan

Selama berabad-abad, manusia hanya dapat mengamati permukaan Bumi. Bagian dalam Bumi—yang membentang hingga kedalaman lebih dari 6.300 kilometer—tidak pernah dapat dilihat secara langsung. Kedalaman pengeboran terdalam yang pernah dicapai manusia, yaitu lubang bor Kola di Rusia, hanya menembus sekitar 12,3 kilometer, atau setara 0,2 persen dari jarak menuju pusat Bumi. Meskipun demikian, manusia modern telah berhasil menyusun gambaran yang sangat rinci tentang isi Bumi, mulai dari jenis batuan pada kedalaman tertentu hingga suhunya, tekanannya, dan bahkan pola aliran material yang bergerak di dalamnya (Tarbuck dkk., 2025).

Keberhasilan tersebut dicapai melalui pengamatan tidak langsung, terutama dengan memanfaatkan gelombang gempa bumi yang menembus seluruh tubuh Bumi. Gempa bumi berperan seperti sumber cahaya yang menerangi bagian dalam tubuh pasien pada pemeriksaan medis: sumbernya di permukaan, tetapi gelombangnya membawa informasi dari lapisan yang jauh di dalam (Skinner dan Porter, 2000).

Bab ini membahas struktur dan dinamika Bumi bagian dalam. Pembahasan dimulai dari cara kita mengetahui isi Bumi, dilanjutkan dengan susunan lapisan dan diskontinuitasnya, komposisi serta kondisi tekanan dan suhu ekstrem, lalu dinamika mantel sebagai mesin penggerak lempeng tektonik, dinamika inti yang menghasilkan medan magnet Bumi, dan akhirnya keterkaitan antara proses di kedalaman dengan pengukuran geodetik di permukaan. Bab ini melengkapi BAB IV yang membahas litosfer, dengan menelusuri lebih jauh ke bawah hingga ke pusat Bumi.

5.1.1 Diferensiasi Planet: Mengapa Bumi Berlapis

Bumi tidak pernah menjadi benda yang seragam. Sejak tahap awal pembentukannya, panas dari tumbukan benda langit dan peluruhan unsur radioaktif membuat sebagian material meleleh. Ketika material berada dalam keadaan lebur, bahan yang lebih rapat dapat bergerak ke bagian dalam,

sedangkan bahan yang lebih ringan naik ke bagian luar. Proses pemisahan berdasarkan kerapatan dan sifat kimia ini disebut diferensiasi planet. Karena proses inilah besi dan unsur logam berat terkumpul di inti, mineral silikat mendominasi mantel, dan kerak menjadi lapisan tipis yang komposisinya berbeda antara benua dan samudra (Turcotte dan Schubert, 2014; Rudge dkk., 2010).

Diferensiasi planet tidak berlangsung sekali lalu berhenti. Proses serupa masih berjalan sampai sekarang, misalnya ketika material mantel meleleh sebagian di bawah punggung samudra dan menghasilkan magma basaltik, atau ketika lempeng samudra yang menunjam membawa air dan unsur lain kembali ke dalam Bumi. Karena itu, struktur Bumi bagian dalam perlu dipahami sebagai hasil proses yang terus berlangsung, bukan susunan yang tetap sejak awal.

5.1.2 Kondisi Aktual di Dalam Bumi: Tekanan dan Temperatur Ekstrem

Menuju pusat Bumi, tekanan dan temperatur meningkat sangat tajam. Kenaikan tekanan terutama disebabkan berat material di atasnya; makin dalam, makin besar beban yang harus ditanggung. Kenaikan temperatur berasal dari beberapa sumber sekaligus: sisa panas pembentukan planet, panas hasil peluruhan unsur radioaktif, panas yang dilepaskan saat material logam tenggelam membentuk inti, serta panas laten ketika inti dalam mengkristal (Jaupart dkk., 2007).

Karena kondisi ekstrem ini, bahan di kedalaman besar tidak selalu berwujud cair. Tekanan yang sangat tinggi menaikkan titik leleh, sehingga material dapat tetap padat meskipun temperaturnya sangat tinggi. Inti dalam Bumi menjadi contoh paling jelas: temperaturnya diperkirakan mencapai sekitar 5.400 K, tetapi wujudnya padat karena tekanannya melebihi 300 GPa. Sebaliknya, inti luar tetap cair walaupun temperaturnya lebih rendah, karena tekanannya juga lebih rendah.

Dengan demikian, wujud suatu material di dalam Bumi ditentukan oleh kombinasi empat hal: tekanan, temperatur, komposisi, dan keberadaan zat volatil seperti air. Keempatnya harus dipertimbangkan bersama; kesimpulan yang hanya bersandar pada temperatur akan menyesatkan.

Penting juga dibedakan antara lapisan berdasarkan komposisi dan lapisan berdasarkan perilaku fisik. Batas kerak–mantel adalah perubahan komposisi yang tegas. Sebaliknya, batas antara litosfer dan astenosfer lebih berkaitan dengan perubahan kekuatan dan kemampuan mengalir, bukan perubahan jenis batuan. Karena itu, proses tektonik tidak hanya dipengaruhi jenis mineral, tetapi juga viskositas, temperatur, ukuran butir, keberadaan fluida, dan tegangan yang bekerja (Tackley, 2000).

5.2 Cara Mengetahui Isi Bumi: Pengamatan Tidak

Langsung

Karena tidak dapat diamati secara langsung, pengetahuan tentang Bumi bagian dalam dibangun dari berbagai jenis pengukuran di permukaan yang kemudian diinterpretasikan dengan bantuan hukum fisika. Tabel 5.1 merangkum metode utama yang digunakan beserta jenis informasi yang dihasilkannya.

Tabel 5.1 Metode pengamatan tidak langsung untuk mengkaji Bumi bagian dalam

Metode	Prinsip Pengukuran	Informasi yang Diperoleh
Seismologi (gelombang gempa)	Mengukur waktu tempuh dan amplitudo gelombang P dan S dari gempa bumi maupun ledakan buatan di jaringan stasiun seismik.	Kecepatan gelombang pada tiap kedalaman, sehingga diperoleh posisi dan sifat setiap lapisan serta diskontinuitasnya.
Gravimetri	Mengukur variasi percepatan gravitasi di permukaan dengan gravimeter dan satelit (GRACE, GOCE).	Distribusi massa di dalam Bumi; membantu memastikan apakah suatu lapisan lebih padat atau lebih ringan daripada perkiraan.
Geomagnetisme	Mengukur medan magnet Bumi di permukaan serta merekam magnetisasi remanen pada batuan.	Keberadaan material konduktif yang bergerak di inti; jejak pembalikan medan magnet pada masa lalu.
Fluks panas	Mengukur gradien suhu dan konduktivitas termal pada lubang bor, serta panas yang keluar melalui dasar samudra.	Jumlah energi yang keluar dari dalam Bumi dan sumber energinya.
Osilasi bebas Bumi	Merekam getaran seluruh tubuh Bumi yang berlangsung sehari-hari setelah gempa sangat besar.	Sifat elastis dan densitas rata-rata seluruh Bumi secara keseluruhan.

5.2.1 Gelombang Seismik sebagai Pencitra Bumi

Terdapat dua jenis gelombang tubuh yang sangat penting untuk mengkaji isi Bumi. Gelombang primer (gelombang P) adalah gelombang kompresi yang menggetarkan partikel searah perambatannya, seperti gelombang

suara di udara. Gelombang sekunder (gelombang S) adalah gelombang geser yang menggetarkan partikel tegak lurus terhadap arah perambatannya. Keduanya memiliki sifat yang berbeda saat melewati material yang berbeda, dan perbedaan inilah yang menjadi kunci utama untuk menyusun gambaran isi Bumi (Tarbuck dkk., 2025).

Tiga sifat dasar gelombang seismik dimanfaatkan untuk mengkaji Bumi bagian dalam. Pertama, kecepatan gelombang bergantung pada sifat material yang dilewatinya: semakin padat dan semakin kaku batuan tersebut, semakin cepat gelombang merambat. Kedua, gelombang akan dibiaskan dan dipantulkan ketika melintasi batas antara dua lapisan yang memiliki sifat berbeda, sehingga keberadaan suatu batas dapat dideteksi dari perubahan pola gelombang. Ketiga, gelombang S tidak dapat merambat melalui zat cair. Ketiga sifat ini menjadi landasan utama dalam penentuan struktur internal Bumi (Skinner dan Porter, 2000).

Penemuan besar pertama terjadi pada tahun 1906, ketika Richard Dixon Oldham menganalisis catatan gempa dan menemukan bahwa gelombang P mengalami keterlambatan pada jarak tertentu dari sumber gempa. Ia menyimpulkan bahwa Bumi memiliki inti yang terbuat dari material berbeda dengan mantel di atasnya (Oldham, 1906). Pada tahun 1909, Andrija Mohorovičić menemukan batas antara kerak dan mantel, yang kemudian dikenal sebagai diskontinuitas Mohorovičić atau Moho. Pada tahun 1913, Beno Gutenberg menetapkan kedalaman batas antara mantel dan inti. Adapun penemuan inti dalam diraih oleh Inge Lehmann pada tahun 1936, ketika ia mengamati gelombang P yang muncul di dalam bayangan inti—wilayah yang seharusnya tidak menerima gelombang tersebut. Ia menyimpulkan bahwa gelombang itu dipantulkan oleh suatu lapisan padat di dalam inti cair (Lehmann, 1936). Temuan Lehmann menjadi salah satu pencapaian ilmiah paling penting oleh seorang ilmuwan perempuan pada abad ke-20.

Munculnya gelombang P di dalam bayangan inti, yang menjadi dasar temuan Lehmann, dapat dijelaskan sebagai berikut. Ketika gelombang P meninggalkan sumbernya, gelombang tersebut menembus mantel dan masuk ke inti luar yang bersifat cair, lalu dibiaskan kembali ke arah permukaan. Namun sebagian gelombang yang masuk ke inti dalam yang padat akan dipantulkan, sehingga muncul di wilayah bayangan dengan

waktu tiba yang khas. Pola waktu tiba inilah yang tidak dapat dijelaskan sebelum adanya inti dalam.

Sebagian besar gelombang S tidak dapat melewati inti luar yang bersifat cair. Akibatnya, di permukaan Bumi terdapat daerah yang tidak menerima gelombang S langsung, yang dikenal sebagai zona bayangan gelombang S. Zona bayangan gelombang P terbentuk pada rentang sudut tertentu karena gelombang P dibelokkan saat melewati batas inti–mantel. Pola bayangan inilah yang memberi batas kedalaman inti luar dan menjadi bukti bahwa inti luar berwujud cair (USGS, 1997).

Tabel 5.2 Perbandingan Sifat Gelombang P dan Gelombang S

Aspek	Gelombang P (primer)	Gelombang S (sekunder)
Jenis gerak partikel	Sejajar arah rambat (kompresional)	Tegak lurus arah rambat (geser)
Medium yang dapat dilalui	Padat, cair, dan gas	Hanya padat (perlu kekuatan geser)
Kecepatan relatif	Lebih cepat, tiba lebih dahulu	Lebih lambat, tiba setelah gelombang P
Perilaku di inti luar	Dibelokkan, membentuk zona bayangan P	Tidak dapat melewati inti luar

Perbedaan sifat kedua gelombang ini dipakai secara rutin dalam seismologi. Kedatangan gelombang P dan S dari satu gempa pada banyak stasiun memungkinkan penentuan lokasi gempa sekaligus penentuan struktur yang dilaluinya (USGS, 1997).

5.2.2 Peran Data Gravitasi, Geomagnet, dan Fluks Panas

Data gravitasi berfungsi melengkapi hasil pengamatan seismik, karena gelombang seismik hanya memberikan kecepatan rambat, bukan nilai densitas secara langsung. Dengan membandingkan massa total Bumi yang dihitung dari percepatan gravitasi terhadap volume yang diperoleh dari seismologi, para ahli dapat memastikan apakah model susunan lapisan yang diusulkan sudah konsisten dengan densitas rata-rata Bumi. Pengukuran satelit seperti GRACE dan GOCE memberikan informasi tambahan tentang distribusi massa, termasuk perpindahan massa di dalam Bumi (Tapley dkk., 2004; Rummel, 2020).

Data geomagnet memberikan petunjuk tentang keberadaan lapisan konduktif yang bergerak di dalam Bumi. Medan magnet Bumi tidak mungkin dihasilkan oleh batuan kerak yang bersifat magnet permanen, karena suhu di kerak bagian bawah dan mantel melampaui suhu Curie batuan penyusunnya. Dengan demikian, satu-satunya sumber yang masuk akal adalah aliran listrik di dalam inti luar yang terbuat dari logam cair (Tarbuck dkk., 2025).

Adapun data fluks panas menunjukkan besarnya energi yang keluar dari dalam Bumi. Pengukuran pada ribuan titik di seluruh dunia, termasuk di dasar samudra, menghasilkan perkiraan total keluaran panas Bumi sekitar 47 terawatt, dengan ketidakpastian sekitar 2 terawatt (Davies dan Davies, 2010). Angka ini menjadi dasar untuk menghitung neraca energi di dalam Bumi dan memperkirakan umur proses-proses geologis.

5.2.3 Tomografi Seismik dan Osilasi Bebas Bumi

Sejak akhir abad ke-20, kemampuan komputer memungkinkan penggabungan data dari ribuan stasiun seismik di seluruh dunia menjadi peta tiga dimensi kecepatan gelombang di dalam mantel. Teknik ini disebut tomografi seismik, dan cara kerjanya mirip dengan tomografi komputer di rumah sakit: dari banyak pengukuran lintas arah, dapat direkonstruksi gambar bagian dalam (Dziewonski dan Woodhouse, 1987). Peta tomografi mengungkapkan bahwa mantel tidak homogen, melainkan memiliki wilayah yang lebih cepat (umumnya material yang lebih dingin, seperti lempeng yang menunjam) dan wilayah yang lebih lambat (material yang lebih panas) (Romanowicz, 2003).

Selain gelombang tubuh, gempa yang sangat besar—seperti gempa Chile tahun 1960—membangkitkan getaran seluruh tubuh Bumi yang berlangsung sehari-hari. Getaran ini disebut osilasi bebas atau mode normal Bumi. Karena frekuensinya sangat rendah, osilasi ini hanya dapat dihasilkan oleh sumber yang sangat besar dan hanya dapat dideteksi oleh instrumen yang sangat sensitif. Analisis osilasi bebas memberikan informasi tentang sifat elastis dan densitas rata-rata seluruh Bumi secara keseluruhan, bukan hanya pada satu lintasan tertentu. Hasil penggabungan seluruh jenis data ini diringkas dalam sebuah model acuan bernama Preliminary Reference Earth Model (PREM) yang diterbitkan pada tahun 1981 dan masih digunakan sebagai standar hingga kini (Dziewonski dan Anderson, 1981).

5.3 Struktur Berlapis Bumi Bagian Dalam

Berdasarkan sifat fisik dan komposisinya, Bumi bagian dalam tersusun dari lapisan-lapisan yang tersarang seperti kulit bawang. Perlu dibedakan dua cara pengelompokan yang sering tertukar: pengelompokan berdasarkan komposisi kimia menghasilkan kerak, mantel, dan inti; sedangkan pengelompokan berdasarkan sifat mekanis menghasilkan litosfer, astenosfer, mesosfer, dan inti. BAB IV telah membahas pengelompokan mekanis beserta litosfer; subbab ini menelusuri pengelompokan berdasarkan komposisi hingga ke pusat Bumi.

Tabel 5.3 Komposisi dan kondisi fisik lapisan Bumi bagian dalam

Lapisan	Kedalaman (km)	Densitas (g/cm ³)	Tekanan (GPa)	Wujud dan Komposisi
Kerak	0–35 (rata-rata)	2,7–3,0	< 1	Padat dan rapuh; batuan silikat kaya aluminium (granit dan basal).
Mantel atas	35–660	3,3–4,4	1–24	Padat; batuan silikat kaya magnesium dan besi (peridotit).
Mantel bawah	660–2.891	4,4–5,6	24–136	Padat; mineral bridgmanit dan ferroperiklas yang sangat terkompresi.
Inti luar	2.891–5.150	9,9–12,2	136–329	Cair; logam besi dan nikel.
Inti dalam	5.150–6.371	12,8–13,1	329–364	Padat; logam besi dan nikel pada tekanan ekstrem.

5.3.1 Kerak Bumi

Kerak adalah lapisan terluar Bumi yang paling tipis dan rapuh. Ketebalannya sangat bervariasi: sekitar 5 hingga 10 kilometer di bawah dasar samudra dan 20 hingga 90 kilometer di bawah benua, dengan rata-rata sekitar 35 kilometer. Kerak menempati kurang dari 1 persen volume Bumi, namun menjadi tempat seluruh kehidupan dan aktivitas manusia berlangsung. Batas bawahnya ditandai oleh perubahan kecepatan gelombang seismik yang cukup tajam, yaitu diskontinuitas Mohorovičić (Tarbuck dkk., 2025).

5.3.2 Mantel Atas dan Astenosfer

Mantel atas terbentang dari Moho hingga kedalaman sekitar 660 kilometer. Bagian paling atas mantel bersifat padat dan menempel pada kerak membentuk litosfer. Di bawahnya terdapat astenosfer, yaitu lapisan yang meskipun berwujud padat namun bersifat plastis dan mampu mengalir sangat lambat. Sifat plastis ini berasal dari suhu yang mendekati titik leleh batuan penyusunnya. Lempeng tektonik bergerak di atas lapisan ini, dan sebagian material astenosfer dapat meleleh sebagian membentuk magma yang naik ke permukaan (Skinner dan Porter, 2000).

Astenosfer juga merupakan tempat terjadinya aliran konveksi mantel bagian atas. Kombinasi antara sifat plastis astenosfer dan proses konveksi di dalamnya menjelaskan mengapa lempeng tektonik—yang tersusun dari batuan kaku—dapat bergerak meskipun tersusun dari material padat. Tanpa lapisan lemah semacam ini, pergerakan lempeng tidak mungkin berlangsung.

5.3.3 Zona Transisi Mantel

Pada kedalaman antara 410 dan 660 kilometer terdapat zona transisi mantel. Zona ini istimewa karena perubahan sifatnya tidak disebabkan oleh perubahan komposisi kimia, melainkan oleh perubahan susunan kristal mineral penyusun mantel akibat tekanan yang sangat tinggi. Mineral olivin yang mendominasi mantel atas berubah susunan kristalnya menjadi wadsleyit pada kedalaman sekitar 410 kilometer, kemudian berubah lagi menjadi ringwoodit pada kedalaman sekitar 520 kilometer. Pada kedalaman 660 kilometer, ringwoodit terurai menjadi dua mineral yang berbeda, yaitu bridgmanit dan ferroperiklas (Tarbuck dkk., 2025).

Perubahan susunan kristal ini penting karena tiga alasan. Pertama, perubahan tersebut mengubah kecepatan gelombang seismik secara tidak berkelanjutan, sehingga batas 410 dan 660 kilometer dapat dideteksi dengan jelas sebagai bidang diskontinuitas. Kedua, mineral ringwoodit ternyata mampu menyimpan air dalam jumlah cukup besar di dalam struktur kristalnya. Bukti ini diperoleh dari sebuah inklusi ringwoodit yang terperangkap di dalam kristal intan dan berasal dari kedalaman sekitar 660 kilometer, yang menunjukkan bahwa zona transisi mantel bersifat relatif basah dibandingkan lapisan di atas dan di bawahnya (Pearson dkk., 2014). Ketiga, karena kemampuan menyimpan air tersebut,

zona transisi berperan sebagai wadah penyimpanan air raksasa di dalam Bumi yang jumlahnya diperkirakan melebihi seluruh air di lautan.

Zona transisi juga menjadi tempat beberapa lempeng yang menunjam mengalami hambatan. Analisis tomografi seismik menunjukkan adanya lempeng yang terhenti atau tertahan pada kedalaman sekitar 660 kilometer sebelum akhirnya menerobos ke mantel bawah. Gejala ini disebut slab stagnan dan menunjukkan bahwa zona transisi memiliki pengaruh mekanis nyata terhadap jalannya lempeng (Fukao dkk., 2001).

5.3.4 Mantel Bawah

Mantel bawah menempati kedalaman 660 hingga 2.891 kilometer dan merupakan bagian terbesar dari volume Bumi, yaitu sekitar 55 persen. Meskipun berwujud padat, mantel bawah mampu mengalir sangat lambat dalam rentang waktu geologis. Pada kedalaman ini, tekanan mencapai 136 gigapascal, atau sekitar 1,3 juta kali tekanan atmosfer di permukaan laut, dan suhu mencapai beberapa ribu kelvin (Skinner dan Porter, 2000).

Bagian paling bawah mantel, sekitar 200 hingga 300 kilometer di atas batas inti, dikenal sebagai lapisan D". Lapisan tipis ini memiliki sifat yang jauh lebih rumit daripada mantel di atasnya dan menjadi tempat beberapa fenomena penting. Pertama, terdapat dua wilayah raksasa dengan kecepatan gelombang geser yang sangat rendah, yang disebut Large Low-Shear-Velocity Provinces (LLSVP). Kedua wilayah tersebut berada di bawah Afrika dan Samudra Pasifik. Kedua, terdapat zona dengan kecepatan sangat rendah dalam skala lebih kecil yang disebut Ultra-Low Velocity Zones. Pengamatan mode osilasi Bumi menunjukkan bahwa wilayah-wilayah ini juga berbeda densitasnya, sehingga bukan sekadar perbedaan suhu (Koelemeijer dkk., 2017). Kedua struktur ini diduga berperan sebagai sumber sebagian besar plume mantel yang menghasilkan titik panas gunung api di permukaan.

5.3.5 Inti Luar

Inti luar terletak pada kedalaman 2.891 hingga 5.150 kilometer. Lapisan ini berwujud cair, dan keberadaan wujud cair tersebut dibuktikan secara tegas oleh data seismik: gelombang S tidak dapat merambat melalui inti luar, sebab gelombang geser hanya dapat merambat pada material padat. Fakta inilah yang menjadi dasar kesimpulan bahwa inti luar bersifat cair (Oldham, 1906).

Inti luar tersusun terutama dari besi dan nikel dengan sedikit unsur ringan, memiliki densitas antara 9,9 hingga 12,2 gram per sentimeter kubik, dan tekanannya berkisar 136 hingga 329 gigapascal. Meskipun sangat padat, lapisan ini bersifat cair karena suhunya melampaui titik leleh besi pada tekanan tersebut. Aliran konveksi besi cair di dalam inti luar inilah yang menghasilkan medan magnet Bumi melalui mekanisme yang disebut geodynamo, yang akan dibahas pada subbab 5.7 (Tarbuck dkk., 2025).

5.3.6 Inti Dalam

Inti dalam adalah bagian terdalam Bumi, berupa bola logam padat dengan radius sekitar 1.221 kilometer—sedikit lebih kecil daripada radius Bulan. Suhunya diperkirakan mencapai sekitar 5.400 kelvin, atau hampir menyamai suhu permukaan Matahari, sedangkan tekanannya mencapai 329 hingga 364 gigapascal. Pada kondisi ekstrem inilah besi tetap berwujud padat meskipun bersuhu sangat tinggi, karena tekanan yang sangat besar mencegah atom-atomnya bergerak bebas (Tarbuck dkk., 2025).

Inti dalam tidak sepenuhnya homogen. Gelombang seismik merambat lebih cepat ketika bergerak sejajar dengan sumbu rotasi Bumi dibandingkan ketika bergerak tegak lurus terhadapnya. Gejala ini disebut anisotropi seismik inti dalam dan menunjukkan bahwa kristal besi di dalamnya memiliki orientasi yang cenderung searah. Selain itu, hasil analisis gelombang yang menembus inti dari waktu ke waktu menimbulkan dugaan bahwa inti dalam berputar sedikit berbeda dari mantel di atasnya, sebuah gejala yang disebut super-rotasi. Temuan awal mengenai gejala ini dilaporkan pada tahun 1996 (Song dan Richards, 1996). Namun perlu dicatat secara jujur bahwa perkiraan kecepatan dan bahkan keberadaan super-rotasi masih menjadi bahan perdebatan ilmiah hingga kini, karena perbedaannya sangat kecil dan berada di ambang batas ketelitian data yang tersedia.

Perlu ditegaskan bahwa kata padat pada inti dalam tidak berarti dingin. Inti dalam tetap bersuhu ribuan kelvin dan hanya berwujud padat karena tekanan yang sangat besar. Inti dalam juga terus tumbuh: seiring Bumi mendingin, besi cair di bagian bawah inti luar membeku dan menambah tebal inti dalam. Proses pertumbuhan ini melepaskan panas laten yang membantu menjaga konveksi di inti luar tetap berlangsung (Skinner dan Porter, 2000).

5.4 Diskontinuitas Internal dan Sejarah Penemuannya

Struktur berlapis Bumi tidak terlihat secara langsung, melainkan tersimpulkan dari bidang-bidang batas yang disebut diskontinuitas. Setiap diskontinuitas menandai terjadinya perubahan sifat material yang cukup tajam untuk mengubah kecepatan atau arah gelombang seismik. Tabel 5.4 merangkum diskontinuitas utama beserta penemu dan maknanya.

Tabel 5.4 Diskontinuitas internal Bumi dan penemuannya

Diskontinuitas	Kedalaman	Penemu	Makna
Mohorovičić (Moho)	±5–10 km (samudra) ±20–90 km (benua)	Andrija Mohorovičić (1909)	Batas antara kerak dan mantel; menandai perubahan komposisi dari batuan kaya aluminium menjadi batuan kaya magnesium dan besi.
Zona transisi (410 km)	±410 km	Ditetapkan dari analisis waktu tempuh gelombang	Perubahan susunan kristal olivin menjadi wadsleyit.
Zona transisi (660 km)	±660 km	Ditetapkan dari analisis waktu tempuh gelombang	Penguraian ringwoodit menjadi bridgmanit dan ferroperiklas; menandai batas mantel atas dan mantel bawah.
Gutenberg	±2.891 km	Beno Gutenberg (1913)	Batas antara mantel dan inti; ditandai oleh hilangnya gelombang S karena inti luar bersifat cair.
Lehmann	±5.150 km	Inge Lehmann (1936)	Batas antara inti luar yang cair dan inti dalam yang padat.

5.5 Komposisi, Mineralogi, dan Rezim Tekanan–Suhu

Komposisi Bumi bagian dalam tidak dapat ditentukan dengan mengambil sampel, melainkan dengan menggabungkan tiga jenis bukti. Pertama, perbandingan dengan meteorit: meteorit besi dianggap mewakili material inti, sedangkan meteorit batuan (kondrit) dianggap mewakili material mantel. Kedua, hasil percobaan laboratorium yang menempatkan mineral pada tekanan dan suhu setinggi di dalam Bumi menggunakan alat

penekan intan dan gelombang kejut. Ketiga, pengukuran kecepatan gelombang seismik yang harus cocok dengan sifat mineral hasil percobaan tersebut (Skinner dan Porter, 2000).

Berdasarkan ketiga jenis bukti tersebut, mantel diperkirakan tersusun terutama dari batuan peridotit, yaitu batuan silikat yang kaya akan magnesium dan besi. Mineral utamanya adalah olivin pada mantel atas, yang berubah menjadi wadsleyit, ringwoodit, bridgmanit, dan ferroperiklas pada kedalaman yang semakin besar. Adapun inti tersusun terutama dari besi, dengan sekitar 5 hingga 10 persen nikel serta sedikit unsur ringan seperti sulfur, oksigen, silikon, atau karbon. Kehadiran unsur ringan ini diperlukan untuk menjelaskan mengapa densitas inti lebih rendah daripada densitas besi murni pada tekanan yang sama (Tarbuck dkk., 2025).

Salah satu temuan laboratorium yang penting adalah bahwa besi dan nikel tetap berwujud padat pada suhu di atas 5.000 kelvin apabila tekanannya mencapai ratusan gigapascal. Sebaliknya, tekanan rendah membuat besi meleleh pada suhu yang jauh lebih rendah. Perbedaan ini menjelaskan mengapa inti dalam yang bersuhu lebih tinggi justru berwujud padat, sedangkan inti luar yang bersuhu lebih rendah justru berwujud cair: perbedaannya terletak pada tekanan, bukan pada suhu (Skinner dan Porter, 2000).

Perlu ditegaskan bahwa tidak seluruh mantel bersuhu sama. Suhu mantel atas berkisar sekitar 1.300 hingga 1.700 kelvin, sedangkan suhu batas inti-mantel diperkirakan mencapai 3.700 hingga 4.000 kelvin. Gradien suhu ini menjadi pendorong utama konveksi mantel. Selain itu, tekanan yang meningkat tajam terhadap kedalaman menyebabkan sifat material berubah, termasuk konduktivitas termal dan kemampuan mengalir. Perubahan sifat inilah yang membuat mantel tidak mengalir secara seragam, melainkan terbagi menjadi beberapa wilayah dengan pola aliran yang berbeda.

5.6 Komposisi Kimia Kerak dan Mantel: Bagaimana Kita Mengetahuinya?

Komposisi planet tidak dapat ditentukan hanya dengan mengambil sampel dari permukaan. Kerak relatif mudah disampling melalui batuan, lava, dan material

hasil pengeboran. Mantel jauh lebih sulit dicapai, sehingga peneliti menggunakan beberapa pendekatan sekaligus. Pendekatan berlapis semacam ini penting karena tidak ada satu metode pun yang mampu menjawab seluruh pertanyaan tentang komposisi mantel (White dkk., 2003).

Empat pendekatan utama untuk memperkirakan komposisi mantel:

Tabel 5.5 Empat Pendekatan Estimasi Komposisi Mantel

Pendekatan	Cara kerja dan batasannya
1. Sampel batuan mantel	Peridotit dan xenolit mantel yang terangkat ke permukaan memberi contoh langsung, tetapi jumlahnya terbatas dan batuan tersebut sudah berubah selama perjalanan ke permukaan.
2. Komposisi magma	Komposisi magma dipakai menafsirkan sumber di mantel setelah memperhitungkan pelelehan, kristalisasi fraksional, kontaminasi kerak, dan pencampuran magma.
3. Eksperimen tekanan–temperatur tinggi	Laboratorium menguji mineral mana yang stabil pada tekanan dan temperatur yang diperkirakan ada di kedalaman tertentu.
4. Data seismik dan densitas	Menguji apakah komposisi usulan konsisten dengan kecepatan gelombang dan densitas yang terukur dari data geofisika.

Mantel umumnya kaya oksigen, silikon, magnesium, dan besi, disertai kalsium dan aluminium. Perbandingan magnesium terhadap besi sangat penting karena memengaruhi densitas dan sifat mineral yang terbentuk (McDonough dan Sun, 1995).

Komposisi mantel tidak seragam sempurna. Terdapat variasi baik secara mendatar (lateral) maupun menegak (vertikal) yang berhubungan dengan lempeng yang tersubduksi, plume mantel, proses pelelehan, serta diferensiasi pada masa awal Bumi. Variasi inilah yang membuat tomografi seismik dapat memperlihatkan jejak lempeng di dalam mantel.

5.7 Perubahan Fase Mineral di Mantel

Mineral yang sama dapat berubah susunan atomnya ketika tekanan dan temperatur meningkat. Perubahan struktur kristal seperti ini disebut transisi fase. Yang berubah adalah susunan atom dan densitasnya, sedangkan komposisi kimianya tetap. Karena massa jenisnya bertambah, mineral yang sama dapat menempati volume lebih kecil pada kedalaman lebih besar (Ringwood, 1991).

Zona transisi mantel berhubungan langsung dengan transisi fase mineral silikat. Pada kedalaman tertentu, olivin berubah menjadi struktur yang lebih rapat, yaitu wadsleyit, kemudian menjadi ringwoodit. Pada kedalaman yang lebih besar lagi, ringwoodit terurai menjadi bridgmanit dan ferroperiklas yang stabil di mantel bawah. Setiap perubahan struktur mengubah kecepatan gelombang seismik, sehingga batas-batas ini muncul sebagai diskontinuitas seismik pada kedalaman sekitar 410 km, 520 km, dan 660 km.

Perubahan fase mineral membawa beberapa konsekuensi penting:

- densitas material meningkat sehingga beban ke bawah bertambah;
- kecepatan gelombang P dan S berubah, yang memunculkan jejak diskontinuitas;
- kemampuan material membawa unsur volatil seperti air dapat berubah;
- konveksi mantel dapat diperlambat atau dibelokkan oleh perbedaan densitas;
- lempeng yang menunjam (slab) dapat menembus atau tertahan di sekitar zona transisi, bergantung pada temperatur dan komposisinya.

Mineral mantel tidak cukup dipahami hanya dari namanya. Yang lebih penting adalah bidang kestabilannya dalam ruang tekanan–temperatur. Diagram fase menghubungkan hasil eksperimen laboratorium dengan kedalaman nyata di dalam Bumi, sehingga pengukuran di laboratorium dapat ditafsirkan sebagai struktur Bumi pada kedalaman tertentu.

5.8 Peran Meteorit dalam Menentukan Unsur Inti Bumi

Inti Bumi tidak dapat disampling secara langsung, sehingga salah satu petunjuk terpenting datang dari meteorit. Meteorit yang dianggap mewakili bahan awal pembentukan tata surya membantu memperkirakan komposisi material sebelum diferensiasi planet berlangsung (Wasson, 1985).

Kandungan besi dan nikel pada meteorit logam mendukung gagasan bahwa inti planet terbentuk melalui pengumpulan dan pemisahan material logam. Namun, inti Bumi ternyata tidak terdiri atas besi dan nikel murni. Densitas inti yang dihitung dari data geofisika lebih rendah daripada densitas besi murni pada tekanan dan temperatur yang setara. Selisih ini menunjukkan adanya unsur ringan seperti sulfur, silikon, oksigen, karbon, atau hidrogen, baik satu jenis maupun campuran (Badro dkk., 2014).

Karena itu, model inti Bumi disusun dengan menggabungkan banyak bukti sekaligus: komposisi meteorit, massa total Bumi, momen inersia, densitas, keberadaan medan magnet, dan hasil eksperimen tekanan tinggi. Tidak ada satu bukti pun yang berdiri sendiri; model yang baik harus mampu menjelaskan semuanya sekaligus. Inilah salah satu contoh paling jelas bahwa ilmu kebumihian

bekerja dengan penalaran dari banyak bukti, bukan dari satu pengukuran tunggal.

5.9 Temperatur Interior Bumi

Temperatur interior Bumi tidak diukur dengan termometer yang ditanam sampai ke mantel atau inti. Nilainya diperkirakan dari gabungan beberapa cara: geotermometer (penunjuk temperatur berdasarkan mineral), geobarometer (penunjuk tekanan), eksperimen mineral di laboratorium, model kurva leleh, pengukuran aliran panas dari permukaan, serta syarat yang harus dipenuhi agar keadaan inti dapat dijelaskan (Jaupart dkk., 2007).

Di dekat permukaan, gradien temperatur sangat dipengaruhi iklim, air tanah, jenis batuan, dan sejarah geologi setempat. Karena itu, gradien yang terukur di dekat permukaan tidak boleh diekstrapolasi secara sederhana sampai ke pusat Bumi. Cara berpikir linear semacam itu akan menghasilkan temperatur yang jauh dari kenyataan.

Di mantel, temperatur diperkirakan dari hubungan antara mineral yang stabil dan tekanan yang bersesuaian dengan kedalaman tertentu. Di inti, temperatur harus konsisten dengan dua fakta utama sekaligus: inti luar harus tetap cair agar geodynamo dapat bekerja, sedangkan inti dalam harus padat. Kurva leleh paduan besi dengan unsur ringan dipakai untuk membatasi rentang temperatur yang memenuhi kedua syarat itu.

Perkiraan temperatur pada beberapa kedalaman penting: sekitar 1.600–2.000 K pada batas kerak–mantel, sekitar 2.500–3.000 K di dasar mantel, dan sekitar 5.000–5.400 K di inti dalam. Angka-angka ini masih berupa rentang perkiraan, bukan nilai pasti, dan terus diperbarui seiring perbaikan eksperimen dan model.

5.10 Perpindahan Panas di Dalam Bumi

Panas berpindah dari bagian dalam Bumi menuju permukaan melalui tiga mekanisme: konduksi, konveksi, dan adveksi (Tackley, 2000; Jaupart dkk., 2007).

Konduksi memindahkan panas melalui interaksi antarpartikel tanpa perpindahan massa secara keseluruhan. Mekanisme ini dominan pada material yang kaku dan pada lapisan yang relatif tenang, misalnya litosfer.

Konveksi memindahkan panas bersama gerakan massa material. Batuan mantel dapat berkonveksi karena dalam skala waktu geologi ia berperilaku seperti fluida yang sangat kental. Konveksi mantel membawa panas dari kedalaman ke arah

atas dan membawa material yang lebih dingin ke bawah, sehingga terbentuk sel-sel konveksi.

Adveksi adalah perpindahan panas yang mengikuti perpindahan material. Magma yang naik, fluida hidrotermal, dan lempeng yang menunjam adalah contoh sistem yang memindahkan panas sekaligus massa.

Sumber panas Bumi dapat diringkas sebagai berikut:

Tabel 5.6 Sumber Panas Interior Bumi

Sumber panas	Keterangan
Panas primordial	Sisa panas dari proses akresi dan tumbukan benda langit saat Bumi terbentuk.
Panas diferensiasi	Panas yang dilepaskan ketika material logam tenggelam membentuk inti.
Panas radiogenik	Panas dari peluruhan isotop radioaktif seperti uranium, torium, dan kalium.
Panas laten kristalisasi	Panas yang dilepaskan ketika inti dalam mengkristal dari inti luar yang cair.
Panas gravitasi dan kimia	Panas dari pemisahan unsur ringan dan berat selama evolusi inti.

Aliran panas permukaan adalah keluaran dari seluruh sistem internal tersebut. Variasinya di berbagai tempat dapat menunjukkan keberadaan kerak samudra yang masih muda, aktivitas vulkanik, cekungan sedimen, atau struktur tektonik tertentu (Davies dan Davies, 2010).

5.11 Dinamika Mantel sebagai Mesin Bumi

Bumi adalah planet yang aktif. Gempa bumi, letusan gunung api, pembentukan pegunungan, dan pergerakan benua semuanya berasal dari satu sumber: perpindahan panas dari dalam Bumi ke permukaan. Panas tersebut harus keluar, dan cara panas itu keluar menentukan dinamika seluruh bagian padat Bumi. Jika Bumi tidak memiliki sumber panas internal, planet ini akan menjadi benda yang dingin dan tidak aktif seperti Bulan.

5.11.1 Konveksi Mantel

Mekanisme utama perpindahan panas dari dalam Bumi adalah konveksi. Prinsipnya sama dengan yang terjadi pada air yang dipanaskan dalam panci: bagian yang lebih panas memuai sehingga densitasnya berkurang

dan naik ke atas, sedangkan bagian yang lebih dingin di permukaan menjadi lebih padat dan turun ke bawah. Perbedaannya terletak pada skala waktu dan material: di dalam mantel Bumi, material yang mengalir adalah batuan padat yang bergerak hanya beberapa sentimeter per tahun, dan satu siklus konveksi penuh dapat memerlukan puluhan hingga ratusan juta tahun (Skinner dan Porter, 2000).

Gaya penggerak konveksi mantel adalah perbedaan densitas yang ditimbulkan oleh perbedaan suhu. Di dasar mantel, tepat di atas inti, batuan dipanaskan hingga suhunya meningkat dan densitasnya menurun. Batuan yang lebih ringan ini naik secara perlahan. Sebaliknya, lempeng yang menunjam ke mantel membawa batuan yang sudah dingin selama ratusan juta tahun di permukaan. Batuan dingin ini jauh lebih padat daripada mantel di sekitarnya, sehingga tenggelam menuju batas inti. Perbedaan densitas antara batuan yang naik dan batuan yang turun inilah yang menggerakkan seluruh sistem.

Gambaran tentang pola aliran mantel diperoleh dari tomografi seismik. Wilayah mantel dengan kecepatan gelombang yang lebih tinggi ditafsirkan sebagai material yang lebih dingin, umumnya berupa lempeng yang sedang menunjam. Wilayah dengan kecepatan gelombang yang lebih rendah ditafsirkan sebagai material yang lebih panas. Melalui peta tomografi inilah dapat dilihat jejak lempeng yang telah menunjam hingga kedalaman lebih dari 2.000 kilometer di bawah Amerika Selatan dan Asia Timur (Dziewonski dan Woodhouse, 1987).

5.11.2 Plume Mantel dan Titik Panas

Selain aliran konveksi yang teratur, mantel juga menghasilkan bentuk aliran yang lebih terkonsentrasi berupa plume, yaitu kolom material panas yang naik dari bagian dalam mantel menuju permukaan. Ketika plume mencapai litosfer, material panas tersebut meleleh dan menghasilkan gunung api. Karena posisi plume relatif tetap terhadap mantel, sedangkan lempeng di atasnya terus bergerak, rangkaian gunung api yang terbentuk akan membentuk deretan pulau yang semakin tua umurnya seiring jarak dari sumber plume. Deretan semacam ini dikenal sebagai titik panas, dan contoh paling terkenal adalah rangkaian Kepulauan Hawaii beserta pengunungan dasar laut di barat lautnya (Skinner dan Porter, 2000).

Sumber plume diduga berkaitan dengan dua struktur raksasa di dasar mantel yang telah disebut pada subbab 5.3.4, yaitu LLSVP di bawah Afrika dan Samudra Pasifik. Wilayah-wilayah tersebut lebih panas dan berbeda komposisinya dibandingkan mantel di sekitarnya, sehingga menjadi tempat munculnya sebagian besar plume yang menghasilkan titik panas di permukaan Bumi (Koelemeijer dkk., 2017).

5.11.3 Gaya Penggerak Lempeng Tektonik

Konveksi mantel menyediakan energi bagi pergerakan lempeng, namun gaya yang secara langsung menggerakkan lempeng dapat dipisahkan menjadi beberapa komponen. Tabel 5.7 merangkum gaya-gaya tersebut beserta perkiraan besarnya peran masing-masing.

Tabel 5.7 Gaya penggerak lempeng tektonik dan perkiraan perannya

Gaya	Mekanisme	Perkiraan Peran
Tarikan lempeng (slab pull)	Lempeng yang menunjam jauh lebih padat daripada mantel di sekitarnya, sehingga ujungnya tertarik ke bawah dan menyeret bagian lempeng lainnya.	Gaya dominan; diperkirakan menjadi penyebab utama pergerakan lempeng.
Dorongan punggung (ridge push)	Material panas yang naik di punggung samudra berada lebih tinggi daripada dasar samudra sekitarnya, sehingga menimbulkan dorongan gravitasi menjauhi punggung.	Berperan, namun lebih kecil daripada tarikan lempeng.
Seretan mantel (mantle drag)	Gesekan antara dasar litosfer dan astenosfer yang mengalir di bawahnya.	Bervariasi; dapat mempercepat atau justru menghambat pergerakan lempeng, bergantung pada arah aliran mantel setempat.
Hisapan lempeng (slab suction)	Aliran mantel yang tersedot mengikuti lempeng yang menunjam menambah gaya pada lempeng penunjam.	Berperan penting pada sistem penunjaman yang saling berinteraksi.

Perlu dipahami bahwa gaya-gaya tersebut tidak bekerja secara terpisah, melainkan saling berinteraksi dalam satu sistem yang rumit. Oleh karena itu, pergerakan lempeng tidak dapat dijelaskan hanya dengan satu gaya tunggal. Perhitungan yang melibatkan seluruh komponen ini menunjukkan bahwa lempeng yang memiliki zona penunjaman aktif

cenderung bergerak lebih cepat dibandingkan lempeng yang tidak memilikinya (Skinner dan Porter, 2000).

5.12 Pembentukan Kerak Samudra dan Bukti Pemekaran Dasar Samudra

Lempeng tektonik adalah bagian litosfer yang bergerak relatif satu terhadap yang lain. Pergerakan ini berhubungan dengan konveksi mantel, tarikan lempeng yang menunjam (slab pull), dorongan dari punggung samudra (ridge push), gaya gravitasi, serta interaksi antara lempeng dan mantel di bawahnya. Tidak semua lempeng bergerak dengan mekanisme yang sama, tetapi seluruhnya terhubung dalam satu sistem (Turcotte dan Schubert, 2014).

Di punggung tengah samudra, material mantel naik ke arah permukaan. Ketika naik, tekanannya menurun sehingga material meleleh sebagian. Peristiwa ini disebut pelelehan dekompresi, yaitu pelelehan akibat penurunan tekanan, bukan akibat kenaikan temperatur. Lelehan yang terbentuk bersifat basaltik; setelah mendingin, lelehan itu membentuk kerak samudra baru. Karena pembentukan berlangsung memanjang di sepanjang punggung samudra, proses ini disebut pemekaran dasar samudra (Tackley, 2000).

Gagasan pemekaran dasar samudra awalnya sulit diterima karena tidak ada tempat di permukaan yang tampak cukup luas untuk "menampung" kerak baru. Jawabannya adalah subduksi: kerak samudra yang tua menunjam kembali ke mantel di zona subduksi. Karena kerak baru terbentuk di punggung samudra dan kerak lama dihancurkan di zona subduksi, luas permukaan Bumi secara keseluruhan tetap relatif seimbang (Wilson, 1965).

Bukti pemekaran dasar samudra meliputi:

Tabel 5.8 Bukti Pemekaran Dasar Samudra

Bukti	Penjelasan
Usia kerak samudra	Kerak samudra semakin muda ketika mendekati punggung tengah samudra, dan semakin tua ketika menjauh.
Anomali magnetik simetris	Pola pita magnetik di kedua sisi punggung saling mencerminkan (simetris) terhadap punggung tersebut.
Aliran panas tinggi	Aliran panas di sekitar punggung tengah samudra relatif lebih tinggi daripada di daerah lain.
Sebaran gempa dan gunung api	Gempa dangkal dan aktivitas vulkanik terkonsentrasi di sepanjang sistem punggung samudra.

Topografi dasar laut	Bentuk punggung samudra dan lembah retakan (rift valley) menunjukkan tempat material baru naik ke permukaan.
----------------------	--

Pola magnetik simetris terbentuk karena medan magnet Bumi berulang kali mengalami pembalikan polaritas. Mineral magnetik dalam lava yang mendingin merekam arah medan magnet pada saat pembentukannya. Ketika lava baru terbentuk di punggung samudra dan menyebar ke kedua sisi, pita magnetik yang terbentuk menjadi semacam arsip waktu pemekaran. Penemuan pola ini oleh Vine dan Matthews merupakan salah satu bukti terkuat bagi pemekaran dasar samudra (Vine dan Matthews, 1963).

Samudra Atlantik dan Pasifik memperlihatkan sejarah tektonik yang berbeda. Atlantik memiliki punggung tengah samudra yang jelas dan terus memisahkan lempeng di kedua sisinya, sehingga kedua tepinya relatif pasif. Pasifik sebaliknya dikelilingi banyak zona subduksi yang mengonsumsi kerak samudra, sehingga tepinya aktif dan menjadi tempat sebagian besar gempa besar serta letusan gunung api di Bumi. Perbedaan inilah yang menjelaskan mengapa Indonesia berada di kawasan yang sangat aktif secara tektonik, sebagaimana dibahas pada BAB VI.

5.13 Dinamika Inti dan Medan Magnet Bumi

Medan magnet Bumi merupakan salah satu pelindung terpenting bagi kehidupan, karena membelokkan sebagian besar partikel bermuatan dari angin Matahari. Kekuatan medan magnet di permukaan Bumi berkisar antara sekitar 22.000 hingga 67.000 nanotesla, dan sumbu medan tersebut miring sekitar 10 derajat terhadap sumbu rotasi Bumi (Tarbuck dkk., 2025). BAB IV telah membahas medan magnet Bumi dari sisi batuan dan paleomagnetisme. Subbab ini membahas sumber energinya, yaitu dinamika di dalam inti.

Medan magnet Bumi dihasilkan oleh mekanisme yang disebut geodynamo. Ketiga syarat utamanya adalah adanya lapisan logam cair yang mampu menghantarkan listrik, adanya aliran konveksi yang menggerakkan logam tersebut, dan adanya rotasi Bumi yang membuat aliran itu teratur. Ketiga syarat ini terpenuhi di inti luar Bumi yang tersusun dari besi-nikel cair. Arus listrik yang mengalir bersama besi cair inilah yang menghasilkan medan magnet (Tarbuck dkk., 2025).

Kecepatan aliran besi cair di inti luar sangat lambat menurut ukuran manusia, yaitu sekitar 20 kilometer per tahun, namun berlangsung tanpa henti selama miliaran tahun. Kecepatan yang sangat rendah ini justru

menjadi salah satu sebab mengapa medan magnet Bumi berubah sangat lambat dan mengapa pola medan tersebut dapat dipertahankan dalam rentang waktu yang panjang. Konveksi di inti luar didorong oleh dua sumber: panas yang keluar dari inti dalam, dan panas laten yang dilepaskan ketika besi cair membeku menjadi bagian inti dalam yang baru (Skinner dan Porter, 2000).

Ada satu pertanyaan menarik yang berkaitan dengan hal ini: mengapa Mars dan Venus yang seukuran dengan Bumi tidak memiliki medan magnet global yang kuat? Mars diduga telah kehilangan medan magnetnya karena intinya sudah mendingin dan membeku, sehingga konveksi logam cair berhenti. Adapun Venus berputar sangat lambat—sekali rotasi memerlukan 243 hari Bumi—sehingga syarat rotasi cepat untuk menghasilkan geodynamo tidak terpenuhi. Perbandingan ini menegaskan bahwa medan magnet Bumi merupakan hasil keseimbangan yang tidak biasa antara komposisi, ukuran, dan kecepatan rotasi.

Medan magnet Bumi juga tidak selalu konstan. Rekaman magnetisasi pada batuan dasar samudra menunjukkan bahwa kutub magnet Bumi telah berulang kali bertukar tempat dalam rentang waktu geologis. Perubahan semacam ini menjadi petunjuk bahwa proses di dalam inti bersifat dinamis dan selalu berubah, meskipun perubahannya berlangsung dalam rentang waktu yang sangat panjang.

5.14 Air Bumi sebagai Bagian dari Sistem Deep Earth

Air Bumi tidak hanya berada di laut, sungai, dan atmosfer. Air juga tersimpan di dalam mineral, kerak, mantel, sedimen, dan zona subduksi. Karena itu, siklus air harus dipahami sebagai siklus planet, bukan sekadar siklus hidrologi permukaan. Sebagian besar air Bumi sesungguhnya tersimpan di dalam batuan mantel, bukan di laut (Karato, 2017).

Asal-usul air Bumi masih melibatkan beberapa hipotesis. Sebagian air mungkin sudah ada pada material pembentuk Bumi sejak awal, sebagian lain dibawa oleh benda langit kaya air atau material volatil yang menumbuk Bumi pada masa awal. Rasio isotop hidrogen, terutama perbandingan deuterium terhadap hidrogen, digunakan untuk membandingkan air Bumi dengan sumber-sumber potensial seperti komet dan asteroid (Korenaga dkk., 2017).

Pada fase awal, Bumi mengalami pemanasan dan pelepasan gas dari interior melalui outgassing. Uap air dan gas lain membentuk atmosfer awal, lalu mengalami kondensasi ketika permukaan mendingin sehingga terbentuk

samudra. Tumbukan benda langit juga dapat menambah zat volatil, tetapi besar kontribusinya perlu diuji melalui komposisi isotop dan model akresi.

Air di permukaan dapat masuk kembali ke dalam Bumi melalui subduksi. Mineral dan sedimen pada lempeng yang menunjam membawa air ke kedalaman. Sebagian air dilepaskan melalui reaksi metamorfik dan memicu peleburan pada busur vulkanik, sehingga terbentuk gunung api seperti di Indonesia dan Jepang. Sebagian air lainnya dapat tersimpan lebih lama di dalam mineral mantel, misalnya pada ringwoodit. Air kemudian kembali ke permukaan melalui vulkanisme, mata air panas, dan proses tektonik.

Dengan demikian hubungan antara air dan Bumi bagian dalam berlangsung dua arah. Air memengaruhi Bumi bagian dalam karena air menurunkan titik leleh sebagian batuan, mengubah viskositas mantel, membantu reaksi mineral, dan berperan dalam pembentukan magma. Sebaliknya, vulkanisme dan tektonik mengatur pelepasan serta penyimpanan air dalam jangka panjang. Air bukan sekadar penghuni permukaan, melainkan bagian dari mesin internal Bumi (Hirschmann, 2006; Karato, 2017).

5.15 Energi Bumi Bagian Dalam dan Interaksinya dengan Permukaan

Panas yang keluar dari dalam Bumi berasal dari dua sumber utama yang jumlahnya kurang lebih seimbang. Sumber pertama adalah panas radiogenik, yaitu panas yang dihasilkan oleh peluruhan unsur radioaktif seperti uranium, torium, dan kalium di dalam mantel dan kerak. Sumber kedua adalah panas sisa dari pembentukan Bumi, yaitu energi yang tersimpan sejak tumbukan-tumbukan besar pada masa awal Tata Surya dan sejak pemisahan inti dari mantel. Total panas yang keluar dari dalam Bumi diperkirakan sekitar 47 terawatt (Davies dan Davies, 2010).

Panorama energi ini memiliki keterkaitan langsung dengan pembahasan pada BAB I mengenai umur Bumi. Panas radiogenik berasal dari peluruhan isotop yang sama dengan yang digunakan untuk penanggalan radiometrik, sehingga jumlah panas yang terukur di permukaan memberikan pembatas tambahan bagi perkiraan kelimpahan unsur radioaktif di dalam Bumi. Dengan demikian, pengukuran fluks panas dan geokronologi saling menguatkan dalam menyusun gambaran tentang sejarah termal planet ini.

Panas dari dalam Bumi tidak hanya menghasilkan gempa dan gunung api, tetapi juga meninggalkan jejak yang dapat diukur dengan teknologi geodesi di permukaan. Salah satu jejaknya yang paling jelas adalah

penyesuaian kembali permukaan Bumi setelah hilangnya beban lapisan es purba, sebuah proses yang disebut penyesuaian isostatik pascaglasial (glacial isostatic adjustment). Pada Zaman Es terakhir, sekitar 20.000 tahun lalu, lapisan es setebal beberapa kilometer menutupi sebagian besar Kanada bagian utara dan Eropa bagian utara. Lapisan es tersebut menekan kerak Bumi ke bawah. Ketika es mencair, tekanan itu hilang, dan kerak Bumi perlahan-lahan naik kembali ke posisi keseimbangannya. Proses ini masih berlangsung hingga sekarang dengan laju naik sekitar satu sentimeter per tahun di wilayah Teluk Hudson dan Skandinavia, meskipun esnya sudah hilang ribuan tahun yang lalu (Sella dkk., 2007; Whitehouse, 2018).

Gejala ini penting bagi bidang Geomatika karena memengaruhi pengukuran tinggi dan posisi secara langsung. Stasiun GNSS di Kanada dan Eropa utara merekam pergerakan naik secara vertikal yang cukup besar, dan jika gerakan tersebut tidak diperhitungkan, hasil pengukuran akan keliru. Laju naik dan turunnya permukaan akibat proses ini juga menjadi petunjuk mengenai viskositas mantel, yaitu tingkat kemudahan mantel mengalir. Dengan demikian, pengukuran geodesi di permukaan dapat digunakan untuk menyimpulkan sifat material pada kedalaman ratusan kilometer.

Selain itu, perpindahan massa di dalam Bumi juga memengaruhi rotasi dan bentuk Bumi secara keseluruhan. Perubahan distribusi massa antara inti, mantel, es, dan lautan menyebabkan panjang hari dan posisi kutub Bumi bervariasi dalam skala yang sangat kecil. Perubahan ini dipantau secara rutin menggunakan teknik geodesi antariksa seperti VLBI dan GNSS, serta melalui pengukuran gravitasi satelit GRACE dan GOCE (Abich dkk., 2019; Landerer dkk., 2020; Pail dkk., 2011).

5.16 Peran Geomatika dalam Kajian Bumi Bagian Dalam

Kajian Bumi bagian dalam umumnya dianggap sebagai bidang geofisika dan geologi. Namun bidang Geomatika memiliki peran yang tidak dapat digantikan, karena hampir semua pengamatan tentang proses di kedalaman harus diukur melalui perubahan posisi, ketinggian, atau medan gravitasi di permukaan. Tabel 5.9 merangkum keterkaitan antara proses Bumi bagian dalam dan teknik pengukuran geomatika yang digunakan (Blewitt dan Hammond, 2018).

Tabel 5.9 Keterkaitan proses Bumi bagian dalam dengan teknik pengukuran geomatika

Proses Bumi Bagian Dalam	Gejala di Permukaan	Teknik Geomatika yang Digunakan
Penyesuaian isostatik pascaglasial	Permukaan naik sekitar 1 cm per tahun di bekas wilayah lapisan es purba.	Pemantauan GNSS kontinu untuk merekam kecepatan vertikal, serta model gravitasi untuk memisahkan efek massa.
Konveksi mantel dan penunjaman lempeng	Perpindahan massa yang mengubah medan gravitasi secara perlahan dalam skala tahunan hingga tahunan dekade.	Gravimetri satelit GRACE dan GRACE-FO, serta gravimetri absolut untuk kalibrasi jangka panjang.
Perpindahan massa di inti	Variasi sangat kecil pada rotasi Bumi, panjang hari, dan gerak kutub.	VLBI, GNSS, dan pengamatan rotasi Bumi untuk mendeteksi perubahan dalam skala milidetik.
Pemulihan pascagempa dan redistribusi massa	Perubahan medan gravitasi lokal dan pergerakan vertikal setelah gempa besar.	GNSS kontinu, InSAR, dan gravimetri satelit resolusi tinggi.
Pembebanan sedimen dan amblesan	Penurunan permukaan tanah yang berlangsung terus-menerus.	GNSS, InSAR, dan pengukuran sipat datar presisi.

Keterkaitan ini juga bekerja sebaliknya: pemahaman tentang struktur Bumi bagian dalam diperlukan untuk membuat kerangka referensi koordinat yang presisi. Model bentuk Bumi dan medan gravitasi, seperti yang dijelaskan pada BAB I, pada dasarnya merupakan ringkasan dari struktur dalam Bumi yang telah disederhanakan. Datum vertikal yang digunakan untuk pemetaan dan pembangunan infrastruktur bergantung pada bentuk bidang ekuipotensial yang ditentukan oleh distribusi massa di dalam Bumi (Heiskanen dan Moritz, 1967; Hofmann-Wellenhof dan Moritz, 2006). Dengan demikian, geodesi dan studi Bumi bagian dalam saling membutuhkan: geodesi menyediakan data pengukuran, sedangkan studi dalam Bumi menyediakan penjelasan atas perubahan yang terukur.

Bagi Indonesia, kajian Bumi bagian dalam memiliki nilai praktis yang tinggi. Wilayah Indonesia berada pada zona pertemuan lempeng yang aktif, sehingga pemahaman tentang struktur kerak dan mantel di

bawahnya membantu dalam perhitungan risiko gempa, pemodelan penjalaran gelombang seismik, dan penentuan lokasi episentrum yang lebih akurat. Jaringan stasiun GNSS dan seismik yang terus dikembangkan di Indonesia menjadi modal penting untuk penelitian ini (Pahlevi dkk., 2024; Sulaiman dkk., 2023).

5.17 Rangkuman Bab

Struktur dan dinamika Bumi bagian dalam tidak dapat diamati secara langsung, tetapi dapat disimpulkan melalui pengamatan tidak langsung. Bumi tidak pernah menjadi benda yang seragam: sejak awal pembentukannya, panas dari tumbukan benda langit dan peluruhan unsur radioaktif membuat sebagian material meleleh. Material yang lebih rapat bergerak ke dalam dan yang lebih ringan ke luar, suatu proses yang disebut diferensiasi planet. Proses inilah yang menghasilkan kerak, mantel, inti luar, dan inti dalam.

Menuju pusat Bumi, tekanan dan temperatur meningkat sangat tajam. Meskipun demikian, material di kedalaman besar tidak selalu berwujud cair, karena tekanan yang sangat tinggi menaikkan titik leleh. Wujud suatu material ditentukan oleh kombinasi tekanan, temperatur, komposisi, dan keberadaan zat volatil seperti air. Perlu dibedakan pula antara lapisan berdasarkan komposisi (misalnya batas kerak–mantel) dan lapisan berdasarkan perilaku fisik (misalnya batas litosfer–astenosfer).

Metode utama untuk menyelidiki interior Bumi adalah seismologi. Gelombang P bersifat kompresional dan dapat merambat melalui padatan, cairan, maupun gas; gelombang S bersifat geser dan hanya dapat merambat melalui material yang memiliki kekuatan geser. Karena gelombang S tidak dapat melewati inti luar, terbentuk zona bayangan gelombang S yang menjadi bukti bahwa inti luar berwujud cair. Pengamatan ini dilengkapi data gravitasi, geomagnet, dan fluks panas. Model acuan PREM yang disusun pada tahun 1981 menjadi standar dalam penggambaran struktur internal Bumi.

Berdasarkan komposisinya, Bumi bagian dalam tersusun dari kerak, mantel, dan inti. Kerak menempati kurang dari 1 persen volume Bumi dengan ketebalan rata-rata 35 kilometer. Mantel membentang hingga kedalaman 2.891 kilometer dan terbagi menjadi mantel atas, zona transisi, serta mantel bawah. Zona transisi pada kedalaman 410 hingga 660

kilometer penting karena perubahan susunan kristal mineralnya, dan karena kemampuan ringwoodit menyimpan air dalam jumlah besar. Inti luar bersifat cair dan menjadi sumber medan magnet Bumi, sedangkan inti dalam bersifat padat dengan radius sekitar 1.221 kilometer dan suhu sekitar 5.400 kelvin.

Setiap batas lapisan disebut diskontinuitas, dan penemuannya berlangsung bertahap: Oldham menemukan inti pada tahun 1906, Mohorovičić menemukan batas kerak dan mantel pada tahun 1909, Gutenberg menetapkan batas mantel dan inti pada tahun 1913, sedangkan Lehmann menemukan inti dalam pada tahun 1936.

Komposisi kerak dan mantel tidak dapat ditentukan hanya dari sampel permukaan. Mantel diperkirakan melalui empat pendekatan yang saling melengkapi: sampel batuan mantel seperti peridotit dan xenolit, komposisi magma setelah memperhitungkan proses pelelehan dan pencampuran, eksperimen laboratorium pada tekanan dan temperatur tinggi, serta pengujian dengan data seismik dan densitas. Sementara itu, inti Bumi tidak dapat disampling langsung, sehingga meteorit menjadi petunjuk utama. Kandungan besi dan nikel pada meteorit mendukung gagasan bahwa inti terbentuk melalui pemisahan material logam, tetapi densitas inti yang lebih rendah daripada besi murni menunjukkan adanya unsur ringan seperti sulfur, silikon, oksigen, karbon, atau hidrogen.

Mineral dapat berubah struktur kristalnya ketika tekanan dan temperatur meningkat, meskipun komposisi kimianya tetap. Perubahan ini disebut transisi fase. Pada mantel, olivin berubah menjadi wadsleyit lalu ringwoodit, dan pada kedalaman lebih besar ringwoodit terurai menjadi bridgmanit dan ferroperiklas. Karena setiap perubahan struktur mengubah kecepatan gelombang seismik, transisi fase menjelaskan munculnya diskontinuitas pada kedalaman sekitar 410, 520, dan 660 kilometer. Perubahan ini juga memengaruhi densitas dan dapat memperlambat, membelokkan, atau menahan aliran konveksi mantel.

Temperatur interior Bumi tidak diukur langsung, melainkan diperkirakan dari geotermometer, geobarometer, eksperimen mineral, model kurva leleh, dan pengukuran aliran panas. Gradien temperatur di dekat permukaan sangat dipengaruhi iklim dan kondisi setempat, sehingga tidak boleh diekstrapolasi sederhana sampai ke pusat Bumi. Panas sendiri berpindah melalui tiga mekanisme: konduksi tanpa perpindahan massa,

konveksi bersama gerakan massa batuan mantel yang sangat kental, dan adveksi yang menyertai perpindahan material seperti magma dan fluida hidrotermal.

Dinamika Bumi bagian dalam digerakkan oleh panas yang keluar dari dalam menuju permukaan. Konveksi mantel menjadi energi bagi pergerakan lempeng tektonik, dengan tarikan lempeng sebagai gaya yang paling dominan. Di punggung tengah samudra, material mantel naik dan meleleh sebagian akibat penurunan tekanan, lalu membentuk kerak samudra baru. Karena kerak lama dihancurkan di zona subduksi, luas permukaan Bumi tetap relatif seimbang. Bukti pemekaran dasar samudra meliputi usia kerak yang makin muda mendekati punggung, pola anomali magnetik yang simetris, aliran panas yang tinggi, serta sebaran gempa dan gunung api. Aliran besi cair di inti luar menghasilkan medan magnet Bumi melalui mekanisme geodynamo. Total panas yang keluar dari dalam Bumi diperkirakan 47 terawatt, berasal dari peluruhan radioaktif dan panas sisa pembentukan planet dalam jumlah yang kurang lebih seimbang.

Air bukan hanya penghuni permukaan. Air tersimpan di dalam mineral, kerak, mantel, sedimen, dan zona subduksi, sehingga siklus air harus dipahami sebagai siklus planet. Sebagian air mungkin berasal dari material pembentuk Bumi, sebagian lain dibawa oleh benda langit kaya air; perbandingan isotop hidrogen dipakai untuk mengujinya. Air masuk kembali ke dalam Bumi melalui subduksi, memicu peleburan pada busur vulkanik, dan sebagian tersimpan lama dalam mineral mantel. Sebaliknya, vulkanisme dan tektonik mengembalikan air ke permukaan. Dengan menurunkan titik leleh batuan dan mengubah viskositas mantel, air memengaruhi Bumi bagian dalam, dan Bumi bagian dalam memengaruhi air permukaan.

Proses di kedalaman meninggalkan jejak yang dapat diukur dari permukaan, misalnya penyesuaian isostatik pascaglasial yang masih berlangsung dengan laju sekitar satu sentimeter per tahun di Kanada dan Skandinavia. Jejak inilah yang membuat kajian Bumi bagian dalam berkaitan erat dengan bidang Geomatika, karena pengukuran GNSS, gravimetri satelit, dan pengamatan rotasi Bumi menjadi jendela untuk melihat proses yang berlangsung ratusan kilometer di bawah permukaan tempat kita berpijak (Tarbuck dkk., 2025; Jaelani dan Khomsin, 2024).

BAB VI BENCANA ALAM KEBUMIAN DI INDONESIA

6.1 Pendahuluan

Indonesia merupakan salah satu negara dengan tingkat kerawanan bencana alam tertinggi di dunia. Secara geologis, Indonesia terletak pada pertemuan empat lempeng tektonik utama: Lempeng Eurasia, Lempeng Indo-Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Filipina. Pertemuan lempeng-lempeng inilah yang menjadikan wilayah Indonesia memiliki aktivitas seismik dan vulkanik yang sangat tinggi, sekaligus membentuk rangkaian pegunungan dan busur kepulauan yang kita kenal sekarang.

Data dari Badan Nasional Penanggulangan Bencana (BNPB) menunjukkan bahwa setiap tahunnya terjadi lebih dari 800 kejadian gerakan tanah atau tanah longsor di Indonesia. Gempa bumi juga tercatat hampir setiap hari, meskipun sebagian besar berkekuatan kecil dan tidak dirasakan. Dari sisi jumlah korban, bencana geologi seperti gempa bumi, tsunami, dan letusan gunung berapi menimbulkan dampak yang jauh lebih besar dibandingkan bencana lainnya, karena sifatnya yang tiba-tiba dan merusak dalam skala luas (BNPB, 2023).

Bagi mahasiswa Teknik Geomatika, kajian tentang bencana kebumian memiliki relevansi langsung. Pengukuran deformasi kerak Bumi dengan GNSS, pemetaan daerah rawan bencana, pemantauan perubahan bentuk lahan melalui citra satelit, serta analisis risiko berbasis sistem informasi geografis merupakan kontribusi nyata bidang geomatika dalam upaya mitigasi bencana. Bab ini membahas jenis-jenis bencana kebumian di Indonesia, mekanismenya, serta upaya mitigasi yang telah dikembangkan (BNPB, 2024).

6.2 Letak Tektonik Indonesia dan Cincin Api Pasifik

Indonesia berada pada zona pertemuan lempeng yang disebut Cincin Api Pasifik atau Pacific Ring of Fire. Cincin Api adalah jalur sepanjang sekitar 40.000 kilometer yang mengelilingi Samudra Pasifik dan mempertemukan sejumlah lempeng tektonik. Jalur ini memiliki antara 750 hingga 915 gunung api aktif maupun tidak aktif, atau sekitar dua pertiga dari seluruh gunung api di dunia. Sekitar 90 persen gempa bumi

dunia dan 80 persen gempa bumi terbesar terjadi di sepanjang jalur ini (PVMBG, 2024) (USGS, 2024).

Indonesia menempati posisi yang sangat khas pada Cincin Api karena berada pada pertemuan tiga lempeng utama sekaligus. Di bagian barat, Lempeng Indo-Australia menunjam ke bawah Lempeng Eurasia di sepanjang palung Sunda, membentuk busur vulkanik Sumatra, Jawa, Bali, dan Nusa Tenggara. Di bagian timur, Lempeng Pasifik dan Lempeng Filipina berinteraksi dengan Lempeng Australia, membentuk rangkaian gunung api di Sulawesi, Maluku, dan Papua. Konfigurasi inilah yang menjadikan Indonesia sebagai negara dengan jumlah gunung api aktif terbanyak di dunia.

Konsekuensi dari letak tersebut sangat besar. Indonesia mengalami gempa bumi tektonik hampir setiap hari, memiliki 127 gunung api aktif, dan berpotensi mengalami tsunami di hampir seluruh pantainya. Namun pada sisi lain, letak ini juga memberikan berkah berupa tanah vulkanik yang sangat subur, sumber daya mineral yang melimpah, serta potensi energi panas bumi yang besar. Dengan demikian, kondisi geologis Indonesia harus dipahami sebagai kondisi yang memiliki dua sisi sekaligus: ancaman dan peluang (PVMBG, 2024).

6.3 Jenis Bencana Alam Kebumian

Bencana alam kebumian dapat dikelompokkan menjadi beberapa jenis berdasarkan penyebabnya. Bencana geologi meliputi gempa bumi, letusan gunung berapi, tsunami, dan gerakan tanah atau tanah longsor. Bencana hidrometeorologi meliputi banjir, kekeringan, angin topan, dan kebakaran hutan. Adapun bencana biologis meliputi wabah penyakit dan ledakan populasi hama. Tabel 6.1 merangkum pengelompokan tersebut (BNPB, 2023).

Tabel 6.1 Pengelompokan bencana alam di Indonesia

Kelompok	Jenis Bencana	Penyebab Utama	Frekuensi
Geologi	Gempa bumi, tsunami, letusan gunung berapi, gerakan tanah	Pergerakan lempeng tektonik, aktivitas magma, dan ketidakstabilan lereng.	Relatif jarang, namun berdampak besar dan luas.
Hidrometeorologi	Banjir, kekeringan,	Curah hujan ekstrem, fenomena	Sangat sering terjadi hampir

Kelompok	Jenis Bencana	Penyebab Utama	Frekuensi
	angin topan, kebakaran hutan	El Niño/La Niña, dan perubahan tata guna lahan.	setiap tahun.
Biologis	Wabah penyakit, ledakan populasi hama	Perubahan lingkungan dan interaksi antara manusia, vektor, dan patogen.	Tidak teratur, bergantung kondisi lingkungan.

Dari sisi frekuensi, bencana hidrometeorologi seperti banjir dan tanah longsor umumnya terjadi lebih sering dibandingkan bencana geologi besar seperti gempa bumi dan tsunami. Namun dari sisi jumlah korban jiwa dan kerusakan infrastruktur, bencana geologi umumnya menimbulkan dampak yang jauh lebih besar. Gempa bumi dan tsunami dapat merusak dalam hitungan menit, sementara banjir dan kekeringan berkembang lebih lambat sehingga masih memberi kesempatan untuk peringatan dini dan evakuasi (BNPB, 2024).

6.4 Gempa Bumi di Indonesia

Gempa bumi adalah getaran atau guncangan yang terjadi di permukaan Bumi akibat pelepasan energi secara tiba-tiba dari dalam litosfer. Penyebab utama gempa bumi di Indonesia adalah aktivitas tektonik, yaitu pergerakan dan tumbukan antarlempeng. Ketika dua lempeng saling mengunci sementara keduanya terus bergerak, tegangan akan terakumulasi hingga akhirnya batuan tidak mampu lagi menahan tegangan tersebut dan terlepas secara tiba-tiba. Energi yang dilepaskan inilah yang merambat sebagai gelombang seismik dan kita rasakan sebagai gempa bumi (USGS, 2024).

Selain gempa tektonik, terdapat pula gempa vulkanik yang berkaitan dengan aktivitas magma di dalam gunung berapi, serta gempa runtuh yang disebabkan oleh runtuhnya rongga bawah tanah. Namun, gempa tektonik merupakan penyebab gempa terbesar dan paling merusak di Indonesia (BMKG, 2024).

6.4.1 Tingkat Kegempaan Indonesia

Indonesia memiliki lebih dari sepuluh kali lipat tingkat kegempaan dibandingkan Amerika Serikat. Dalam periode tahun 2000 hingga 2024, Indonesia mencatat antara 5 hingga 29 kejadian gempa bumi merusak

setiap tahunnya. Jumlah ini belum termasuk gempa-gempa kecil yang berkekuatan di bawah ambang kerusakan, yang jumlahnya mencapai ribuan setiap tahun (BMKG, 2024).

Gempa bumi di Indonesia dapat dikelompokkan berdasarkan kedalamannya. Gempa dangkal terjadi pada kedalaman kurang dari 70 kilometer dan umumnya berkaitan dengan zona subduksi atau sesar aktif di daratan. Gempa menengah terjadi pada kedalaman 70 hingga 300 kilometer. Adapun gempa dalam terjadi pada kedalaman lebih dari 300 kilometer, yang terjadi akibat deformasi lempeng yang telah menunjam jauh ke dalam mantel. Gempa dalam umumnya tidak merusak, meskipun dapat dirasakan dalam wilayah yang sangat luas (BMKG, 2024).

6.4.2 Mengukur Kekuatan Gempa

Kekuatan gempa bumi dinyatakan melalui dua ukuran yang berbeda maknanya. Magnitudo menggambarkan besarnya energi yang dilepaskan pada sumber gempa, sedangkan intensitas menggambarkan tingkat kerusakan yang ditimbulkan pada suatu lokasi tertentu. Satu gempa hanya memiliki satu nilai magnitudo, tetapi dapat memiliki nilai intensitas yang berbeda-beda di setiap tempat, bergantung pada jarak dari episentrum, kondisi batuan, dan kualitas bangunan setempat (USGS, 2024).

Tabel 6.2 Klasifikasi magnitudo gempa dan dampaknya

Magnitudo	Kategori	Deskripsi Dampak
< 3,0	Sangat kecil	Umumnya tidak dirasakan manusia, hanya tercatat oleh seismograf.
3,0–4,9	Kecil	Sering dirasakan, namun kerusakan sangat minimal.
5,0–5,9	Sedang	Kerusakan ringan pada bangunan yang tidak tahan gempa.
6,0–6,9	Kuat	Kerusakan dapat terjadi pada wilayah berpenduduk padat.
7,0–7,9	Besar	Kerusakan serius dan berpotensi menimbulkan tsunami.
≥ 8,0	Sangat besar	Kerusakan sangat luas; hampir selalu memicu tsunami besar.

Perlu dipahami bahwa skala magnitudo bersifat logaritmik. Artinya, setiap kenaikan satu satuan magnitudo berarti energi yang dilepaskan sekitar 32 kali lebih besar. Dengan demikian, gempa bermagnitudo 8

melepaskan energi lebih dari 900 kali lipat energi gempa bermagnitudo 6. Pemahaman ini menjelaskan mengapa perbedaan angka magnitudo yang tampak kecil dapat berarti perbedaan dampak yang sangat besar (USGS, 2024).

6.5 Gunung Berapi di Indonesia

Indonesia memiliki 127 gunung api aktif, menjadikannya negara dengan jumlah gunung api aktif terbanyak di dunia. Jumlah tersebut merupakan bagian dari sekitar 500 gunung api yang tersebar di seluruh wilayah Indonesia. Dari 127 gunung api aktif, sebanyak 69 gunung api dipantau secara penuh selama 24 jam oleh Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG). Pemantauan ini mencakup pengamatan visual, pengukuran kegempaan, pemantauan deformasi, serta pengukuran konsentrasi gas vulkanik (PVMBG, 2024).

Gunung api Indonesia membentuk busur vulkanik yang memanjang dari Sumatra, Jawa, Bali, Nusa Tenggara, Sulawesi, Maluku, hingga Papua. Busur ini terbentuk akibat proses subduksi, yaitu penunjaman lempeng samudra ke bawah lempeng benua. Magma yang terbentuk dari pelelehan sebagian kerak dan mantel naik ke permukaan melalui rekahan dan membentuk rangkaian gunung api. Karena itulah letak gunung api selalu berimpit dengan batas lempeng (PVMBG, 2024).

6.5.1 Letusan Bersejarah di Indonesia

Indonesia memiliki catatan letusan gunung api yang termasuk paling dahsyat dalam sejarah dunia. Tabel 6.3 merangkum beberapa letusan besar yang tercatat (PVMBG, 2024).

Tabel 6.3 Letusan gunung api besar di Indonesia

Gunung	Tahun	Dampak dan Catatan
Tambora	1815	Letusan terbesar dalam sejarah tercatat. Menyebabkan "tahun tanpa musim panas" di belahan Bumi utara pada tahun 1816 akibat abu vulkanik yang menyelimuti atmosfer global.
Krakatau	1883	Salah satu letusan paling dahsyat dalam sejarah; suaranya terdengar hingga Australia. Letusan ini memicu tsunami setinggi puluhan meter dan menewaskan lebih dari 36.000 orang.
Kelud	1919	Letusan disertai aliran lahar dingin yang menewaskan ribuan orang; menjadi pendorong

Gunung	Tahun	Dampak dan Catatan
		berdirinya lembaga vulkanologi di Indonesia.
Merapi	2010	Letusan besar yang menyebabkan ratusan korban jiwa dan evakuasi lebih dari 300.000 orang. Merapi termasuk gunung api paling aktif di Indonesia.
Sinabung	2010–sekarang	Erupsi berkepanjangan setelah tidur panjang lebih dari 400 tahun; menyebabkan pengungsian jangka panjang penduduk sekitar.

Letusan gunung api tidak hanya menimbulkan bahaya primer berupa awan panas, lontaran material, dan aliran lava. Terdapat pula bahaya sekunder yang justru sering lebih mematikan, yaitu lahar, yaitu aliran campuran air dan material vulkanik yang mengalir menuruni lembah sungai, serta hujan abu yang dapat merusak pertanian, mengganggu penerbangan, dan menimbulkan gangguan pernapasan bagi penduduk (ESDM, 2024).

6.6 Tsunami di Indonesia

Tsunami berasal dari bahasa Jepang: tsu yang berarti pelabuhan dan name yang berarti gelombang. Tsunami adalah gelombang laut besar yang disebabkan oleh perpindahan massa air dalam volume besar secara tiba-tiba. Penyebab paling umum tsunami adalah gempa bumi tektonik yang terjadi di dasar laut dengan mekanisme sesar naik pada zona subduksi. Selain itu, tsunami juga dapat dipicu oleh letusan gunung api bawah laut, longsor bawah laut, dan jarang sekali oleh jatuhnya benda langit (BMKG, 2024).

Berbeda dengan gelombang laut biasa yang digerakkan angin, tsunami memiliki panjang gelombang yang sangat besar, dapat mencapai ratusan kilometer. Di laut dalam, gelombang ini hanya setinggi beberapa puluh sentimeter sehingga kapal yang sedang berlayar sering tidak merasakannya. Namun ketika mencapai perairan dangkal, kecepatan gelombang menurun dan tingginya meningkat secara drastis, sehingga dapat mencapai puluhan meter di garis pantai (BNPB, 2024).

Indonesia menempati peringkat pertama dari 265 negara di dunia dalam potensi ancaman tsunami, dengan lebih dari 5,4 juta orang yang berpotensi terkena dampaknya. Selama kurun waktu 1600 hingga 2000, tercatat lebih dari 100 kejadian tsunami di Indonesia. Peristiwa tsunami

paling dahsyat dalam sejarah modern terjadi pada 26 Desember 2004, ketika gempa bumi berkekuatan 9,1 hingga 9,3 skala magnitudo mengguncang lepas pantai barat Aceh. Gempa tersebut memicu tsunami yang melanda wilayah Samudra Hindia dan menewaskan sekitar 227.898 orang di berbagai negara, dengan korban terbanyak di Provinsi Aceh. Tabel 6.4 merangkum tsunami besar yang pernah melanda Indonesia (BNPB, 2024).

Tabel 6.4 Tsunami besar di Indonesia

Tahun	Lokasi	Pemicu dan Dampak
1883	Selat Sunda	Dipicu letusan Gunung Krakatau; menewaskan lebih dari 36.000 orang.
2004	Aceh dan Samudra Hindia	Dipicu gempa megathrust M 9,1–9,3; sekitar 227.898 korban jiwa di berbagai negara. Tsunami lintas samudra pertama yang terdokumentasi secara rinci.
2006	Pangandaran, Jawa Barat	Dipicu gempa M 7,7 di selatan Jawa; menewaskan lebih dari 600 orang. Menjadi dasar percepatan pengembangan sistem peringatan dini.
2018	Palu, Sulawesi Tengah	Dipicu gempa dan longsoran bawah laut di Teluk Palu; gelombang mencapai daratan dengan sangat cepat dan menewaskan ribuan orang.
2018	Selat Sunda	Dipicu longsoran akibat letusan Gunung Anak Krakatau; menewaskan lebih dari 400 orang di pesisir Banten dan Lampung.

Karakter tsunami di Indonesia memiliki kekhasan yang perlu diperhatikan. Karena sumber gempa umumnya berada sangat dekat dengan pantai, waktu tiba tsunami setelah gempa dapat sangat singkat, kadang hanya 15 hingga 30 menit. Kondisi ini menimbulkan tantangan besar bagi sistem peringatan dini, karena waktu yang tersedia untuk evakuasi sangat terbatas. Karena itu, edukasi masyarakat pesisir mengenai tanda-tanda alam tsunami—seperti surutnya air laut secara tiba-tiba—menjadi sama pentingnya dengan teknologi peringatan dini itu sendiri (UN-ISDR, 2009).

6.7 Gerakan Tanah dan Bencana Kebumihan Lainnya

Gerakan tanah atau tanah longsor adalah perpindahan massa batuan atau tanah menuruni lereng akibat pengaruh gravitasi. Berdasarkan data

BNPB, setiap tahunnya terjadi lebih dari 800 kejadian gerakan tanah di Indonesia, menjadikannya salah satu bencana kebumihantukan yang paling sering terjadi. Tanah longsor umumnya dipicu oleh kombinasi antara kemiringan lereng yang curam, curah hujan yang tinggi, dan berkurangnya tutupan vegetasi akibat deforestasi atau alih fungsi lahan (ESDM, 2024).

Tanah longsor sering kali bukan bencana yang berdiri sendiri, melainkan bencana yang mengikuti gempa bumi atau banjir. Ketika gempa bumi mengguncang lereng yang sudah jenuh air, kestabilan lereng menurun drastis dan longsor besar dapat terjadi. Hal yang sama terjadi pada wilayah yang baru mengalami banjir, karena air yang meresap ke dalam tanah menambah berat massa dan mengurangi gesekan antarpartikel tanah (BNPB, 2024).

Selain gerakan tanah, terdapat pula bencana kebumihantukan lain yang perlu diperhatikan, yaitu amblesan tanah (*land subsidence*). Amblesan adalah penurunan permukaan tanah secara perlahan yang dapat disebabkan oleh pengambilan air tanah berlebihan, pemadatan sedimen, atau aktivitas tektonik. Di beberapa kota besar di Indonesia, amblesan tanah telah mencapai laju yang mengkhawatirkan dan memperparah risiko banjir rob di wilayah pesisir. Pemantauan amblesan ini banyak dilakukan dengan teknologi geodesi seperti GNSS dan interferometri radar (InSAR) (Pahlevi dkk., 2024).

6.8 Mitigasi dan Sistem Peringatan Dini

Mitigasi bencana adalah serangkaian upaya untuk mengurangi risiko bencana, baik melalui pembangunan fisik maupun peningkatan kesadaran dan kemampuan menghadapi ancaman bencana. Dalam Undang-Undang Nomor 24 Tahun 2007 tentang Penanggulangan Bencana, mitigasi diartikan sebagai serangkaian upaya untuk mengurangi risiko bencana, baik melalui pembangunan fisik maupun penyadaran dan peningkatan kemampuan menghadapi ancaman bencana. Prinsip utamanya adalah bahwa bencana tidak selalu dapat dicegah, tetapi risikonya dapat dikurangi (Republik Indonesia, 2007).

Indonesia telah membangun Sistem Peringatan Dini Tsunami (Indonesia Tsunami Early Warning System/InaTEWS) yang mengintegrasikan data dari sensor seismik, pengukur pasang surut (*tide gauge*), dan pelampung

tsunami (buoy) untuk memberikan peringatan secara cepat setelah terjadi gempa berpotensi tsunami. Sistem ini dikelola oleh Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) bekerja sama dengan Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) serta lembaga internasional (BMKG, 2024).

6.8.1 Strategi Mitigasi

Upaya mitigasi bencana kebumian di Indonesia dapat dikelompokkan menjadi empat strategi utama. Strategi pertama adalah mitigasi struktural, yaitu pembangunan fisik seperti bangunan tahan gempa, tanggul laut, tembok penahan lereng, serta jalur evakuasi dan bangunan evakuasi vertikal di wilayah pesisir. Strategi ini bertujuan mengurangi dampak fisik bencana (BNPB, 2023).

Strategi kedua adalah mitigasi nonstruktural, yaitu upaya yang tidak berupa pembangunan fisik, melainkan berupa penataan ruang berbasis risiko bencana, penyusunan peraturan bangunan, serta penetapan kawasan rawan bencana. Strategi ketiga adalah edukasi dan kesiapsiagaan masyarakat, meliputi sosialisasi jalur evakuasi, pelatihan simulasi bencana, dan penyediaan informasi risiko kepada masyarakat. Strategi keempat adalah pengembangan sistem peringatan dini dan pemantauan berkesinambungan, yang memanfaatkan teknologi sensor, satelit, dan analisis data untuk memberikan peringatan sebelum bencana terjadi (BNPB, 2023).

Keempat strategi tersebut saling melengkapi. Mitigasi struktural tanpa edukasi masyarakat tidak akan efektif, karena bangunan evakuasi yang baik tidak berguna jika masyarakat tidak tahu cara dan kapan menggunakannya. Sebaliknya, edukasi tanpa infrastruktur juga tidak memadai, karena masyarakat tidak memiliki tempat berlindung yang aman. Keseimbangan antara pendekatan teknologi dan pendekatan sosial inilah yang menjadi kunci keberhasilan mitigasi bencana (UN-ISDR, 2009).

6.9 Peran Geomatika dalam Mitigasi Bencana

Bidang Teknik Geomatika memiliki kontribusi yang sangat besar dalam upaya mitigasi bencana kebumian. Kontribusi ini terletak pada kemampuan geomatika dalam mengukur, memetakan, dan memantau

fenomena kebumian secara tepat dan berkesinambungan, baik dari permukaan Bumi maupun dari antariksa (Tarbuck dkk., 2025).

Pertama, pengukuran deformasi kerak Bumi dengan GNSS memungkinkan pemantauan akumulasi tegangan pada zona subduksi. Dengan mengukur perpindahan titik-titik di permukaan Bumi secara berkala dengan ketelitian milimeter, para ilmuwan dapat memperkirakan laju akumulasi energi yang berpotensi dilepaskan sebagai gempa bumi. Selain GNSS, teknologi interferometri radar (InSAR) yang memanfaatkan citra satelit juga mampu mendeteksi perubahan permukaan tanah hingga skala sentimeter (Pahlevi dkk., 2024).

Kedua, pemetaan daerah rawan bencana dengan sistem informasi geografis (SIG) memungkinkan penggabungan data topografi, geologi, tata guna lahan, dan kepadatan penduduk untuk menghasilkan peta risiko bencana. Peta ini menjadi dasar bagi penataan ruang yang aman dan perencanaan jalur evakuasi. Ketiga, penginderaan jauh memungkinkan pemantauan perubahan tutupan lahan, pemetaan kerusakan pascabencana, serta pemantauan kawasan yang terdampak letusan gunung api dan banjir, termasuk wilayah yang sulit dijangkau secara langsung (Lillesand dkk., 2015).

Keempat, pengukuran batimetri dan pemetaan dasar laut berperan penting dalam pemodelan penjalaran gelombang tsunami. Penelitian model tsunami sangat bergantung pada akurasi data kedalaman laut, karena kecepatan dan arah penjalaran gelombang ditentukan oleh topografi dasar laut. Dengan demikian, setiap survei batimetri yang dilakukan berkontribusi langsung pada keselamatan masyarakat pesisir. Kelima, geodesi tinggi dan penentuan posisi presisi menjadi acuan dalam pembangunan infrastruktur mitigasi seperti tanggul laut, bangunan evakuasi, dan jaringan sensor peringatan dini, agar seluruh infrastruktur tersebut berada pada posisi dan ketinggian yang tepat (Sulaiman dkk., 2023).

6.10 Rangkuman Bab

BAB V telah membahas bencana alam kebumian di Indonesia. Letak Indonesia pada pertemuan empat lempeng tektonik utama, yang merupakan bagian dari Cincin Api Pasifik, menjadikannya salah satu negara paling rawan bencana di dunia. Cincin Api memuat sekitar dua

pertiga gunung api dunia dan menjadi lokasi sekitar 90 persen gempa bumi dunia. Kondisi ini menghadirkan ancaman sekaligus peluang bagi Indonesia, berupa tanah vulkanik yang subur, sumber daya mineral, dan potensi energi panas bumi.

Bencana alam kebumiharian dapat dikelompokkan menjadi bencana geologi, hidrometeorologi, dan biologis. Bencana geologi seperti gempa bumi, letusan gunung berapi, tsunami, dan gerakan tanah memiliki dampak terbesar meskipun frekuensinya relatif lebih jarang dibandingkan bencana hidrometeorologi. Indonesia memiliki 127 gunung api aktif dan menempati peringkat pertama dunia dalam potensi ancaman tsunami, dengan lebih dari 5,4 juta orang berpotensi terdampak (BNPB, 2024).

Gempa bumi di Indonesia terutama disebabkan oleh aktivitas tektonik pada zona subduksi. Kekuatan gempa dinyatakan melalui magnitudo yang menggambarkan energi yang dilepaskan, dan intensitas yang menggambarkan tingkat kerusakan di suatu lokasi. Skala magnitudo bersifat logaritmik, sehingga kenaikan satu satuan magnitudo berarti energi yang dilepaskan sekitar 32 kali lebih besar. Tsunami di Indonesia memiliki karakteristik waktu tiba yang sangat singkat karena sumber gempa berada dekat dengan pantai, sehingga edukasi masyarakat menjadi kunci mitigasi (UN-ISDR, 2009).

Mitigasi bencana di Indonesia dilaksanakan melalui empat strategi: mitigasi struktural, mitigasi nonstruktural, edukasi dan kesiapsiagaan masyarakat, serta pengembangan sistem peringatan dini. Bidang Teknik Geomatika memberikan kontribusi penting melalui pengukuran deformasi dengan GNSS dan InSAR, pemetaan risiko berbasis SIG, penginderaan jauh untuk pemantauan perubahan lahan dan kerusakan pascabencana, survei batimetri untuk pemodelan tsunami, serta penentuan posisi presisi bagi infrastruktur mitigasi (Pahlevi dkk., 2024).

Daftar Istilah Kunci (Glosarium)

Acoustic Gravity Wave: Gelombang akustik berfrekuensi sangat rendah yang merambat di atmosfer dan dipengaruhi gravitasi serta stratifikasi atmosfer; menjadi penghubung energi dari permukaan Bumi ke ionosfer.

Adiabatik: Proses termodinamika yang berlangsung tanpa pertukaran panas antara sistem dengan lingkungannya; digunakan untuk menjelaskan pendinginan paket udara yang naik.

Adveksi: Perpindahan panas yang menyertai perpindahan massa material, misalnya magma yang naik atau fluida hidrotermal.

Air Tanah: Air yang tersimpan di dalam pori-pori dan rekahan batuan di bawah permukaan tanah; cadangannya dapat dipantau melalui perubahan medan gravitasi yang diukur satelit.

Amblesan Tanah: Penurunan permukaan tanah secara perlahan yang dapat disebabkan oleh pengambilan air tanah berlebihan, pemadatan sedimen, atau aktivitas tektonik.

Anisotropi Seismik: Keadaan ketika kecepatan gelombang seismik berbeda menurut arah rambatnya; menunjukkan bahwa kristal atau struktur di dalam batuan memiliki orientasi yang cenderung searah.

Anomali Bouguer: Nilai anomali gravitasi yang telah dikoreksi terhadap ketinggian dan terhadap massa batuan yang berada di antara titik pengamatan dan bidang acuan; digunakan untuk interpretasi struktur bawah permukaan.

Anomali Gravitasi: Selisih antara nilai gravitasi yang terukur di suatu titik dengan nilai gravitasi teoritis pada titik yang sama; mencerminkan perbedaan densitas massa di bawah permukaan.

Anomali Udara Bebas: Nilai anomali gravitasi setelah dikoreksi terhadap perbedaan ketinggian titik pengamatan, tetapi belum memperhitungkan massa batuan yang berada di antara titik pengamatan dan bidang acuan.

Arus Lintas Indonesia: Sistem arus laut yang mengalir dari Samudra Pasifik ke Samudra Hindia melalui perairan Indonesia, membawa massa air hangat dan berperan dalam pertukaran panas antar-samudra.

Astenosfer: Lapisan mantel bagian atas yang lebih panas dan bersifat plastis sehingga dapat mengalir perlahan; menjadi alas tempat lempeng litosfer bergerak.

Atmosfer: Lapisan gas setebal lebih kurang 1.000 kilometer yang menyelubungi Bumi, tersusun terutama atas nitrogen dan oksigen, serta menjaga kehidupan melalui penyerapan radiasi dan pengaturan suhu.

Aurora: Fenomena cahaya berwarna-warni di langit daerah lintang tinggi akibat interaksi partikel bermuatan dari Matahari dengan medan magnet Bumi.

Awan Panas: Aliran suspensi gas bersuhu sangat tinggi bersama material piroklastik yang bergerak menuruni lereng gunung api dengan kecepatan tinggi.

Awan panas (piroklastik): Nama lain aliran piroklastik, yaitu campuran gas vulkanik panas dengan abu, lapili, dan bongkahan batuan yang meluncur menuruni lereng gunung api.

Batas divergen: Batas lempeng tempat dua lempeng bergerak saling menjauh, sehingga magma mantel naik dan membentuk kerak baru; contohnya Punggung Tengah Samudra Atlantik.

Batas konvergen: Batas lempeng tempat dua lempeng bergerak saling mendekat dan bertumbukan, dapat berupa tumbukan samudra dengan benua, samudra dengan samudra, atau benua dengan benua.

Batas transformasi: Batas lempeng tempat dua lempeng bergeser saling berpapasan secara mendatar, tanpa pembentukan maupun penghancuran kerak.

Batimetri: Pengukuran kedalaman laut untuk memetakan topografi dasar perairan.

Bridgmanit: Mineral silikat (MgSiO_3) dengan struktur perovskit yang menjadi penyusun utama mantel bawah pada kedalaman lebih dari 660 kilometer.

Cincin Api Pasifik: Jalur sepanjang sekitar 40.000 kilometer yang mengelilingi Samudra Pasifik dan mempertemukan sejumlah lempeng tektonik, memuat ratusan gunung api aktif.

Continental drift: Teori yang diperkenalkan Alfred Wegener (1912) yang menyatakan bahwa benua-benua pernah tergabung dalam satu superkontinen dan bergerak menjauh satu sama lain.

Coseismic Ionospheric Disturbance: Gangguan ionosfer yang terjadi bersamaan atau sesaat setelah gempa bumi sebagai akibat transfer energi mekanik berupa gelombang akustik.

Dataran abisal: Kawasan luas dan relatif datar di dasar samudra pada kedalaman 4.000-5.000 meter yang tertutup oleh sedimen laut halus.

Datum Vertikal: Bidang acuan yang digunakan sebagai titik nol bagi pengukuran ketinggian, umumnya berupa bidang ekuipotensial yang berimpit dengan permukaan laut rata-rata.

Defleksi Astrogeodetik: Penyimpangan arah garis unting-unting yang ditentukan melalui pengamatan posisi bintang zenith, digunakan untuk memvalidasi bentuk geoid.

Defleksi Vertikal: Penyimpangan arah garis unting-unting (vertikal gravitas) terhadap arah vertikal ellipsoid referensi, umumnya berkisar beberapa detik busur.

Diferensiasi planet: Pemisahan material planet berdasarkan kerapatan dan sifat kimia, sehingga terbentuk inti, mantel, dan kerak.

Digital Zenith Camera: Instrumen astrogeodetik modern berupa kamera digital yang diarahkan ke zenith untuk menentukan arah vertikal secara presisi melalui posisi bintang.

Dipole Mode: Fenomena iklim di Samudra Hindia berupa perbedaan suhu permukaan laut antara bagian barat dan timur, yang memengaruhi curah hujan di Indonesia.

Diskontinuitas: Bidang batas di dalam Bumi yang menandai perubahan sifat material secara cukup tajam untuk mengubah kecepatan atau arah gelombang seismik.

Diskontinuitas Gutenberg: Batas antara mantel dan inti luar pada kedalaman sekitar 2.891 kilometer, ditandai oleh hilangnya gelombang S karena inti luar bersifat cair.

Diskontinuitas Lehmann: Batas antara inti luar yang bersifat cair dan inti dalam yang bersifat padat, ditemukan oleh Inge Lehmann pada tahun 1936.

Diskontinuitas Mohorovičić: Batas antara kerak dan mantel yang ditandai perubahan kecepatan gelombang seismik secara tajam, ditemukan oleh Andrija Mohorovičić pada tahun 1909; lazim disebut Moho.

Efek Coriolis: Pembelokan arah gerak massa di permukaan Bumi akibat rotasi Bumi, yaitu ke kanan di belahan Bumi utara dan ke kiri di belahan Bumi selatan.

Efek rumah kaca: Pemanasan atmosfer karena gas tertentu menyerap radiasi gelombang panjang yang dipancarkan permukaan Bumi lalu memancarkannya kembali sebagian ke bawah.

Eksosfer: Lapisan terluar atmosfer yang sangat renggang dan berangsur menyatu dengan ruang antarplanet.

El Niño: Fenomena pemanasan suhu permukaan laut di Samudra Pasifik bagian tengah dan timur yang umumnya menyebabkan musim kemarau lebih panjang dan lebih kering di Indonesia.

Elipsoid: Model matematis bentuk Bumi yang berupa bola pepat (oblate spheroid), dengan jari-jari ekuator lebih panjang daripada jari-jari kutub.

ENSO (El Niño-Southern Oscillation): Osilasi iklim global yang menghubungkan perubahan suhu permukaan laut Samudra Pasifik dengan perubahan tekanan udara di atasnya, dengan fase El Niño dan La Niña.

Episentrum: Titik di permukaan Bumi yang tegak lurus di atas pusat gempa, tempat getaran gempa umumnya paling kuat dirasakan.

Evaporasi: Proses penguapan air dari permukaan laut dan daratan ke atmosfer.

Evapotranspirasi: Gabungan evaporasi dari permukaan air dan tanah dengan transpirasi tumbuhan, yaitu keseluruhan air yang kembali ke atmosfer sebagai uap.

Ferroperiklas: Mineral oksida magnesium-besi ((Mg,Fe)O) yang bersama bridgmanit menyusun mantel bawah Bumi.

Flattening (penggepengan): Perbandingan antara selisih jari-jari ekuator dan kutub dengan jari-jari ekuator; untuk WGS 84 bernilai 1/298,257.

Fluks Panas Bumi: Jumlah energi panas yang keluar dari dalam Bumi ke permukaan per satuan waktu, diperkirakan sekitar 47 terawatt.

Gal: Satuan percepatan dalam sistem CGS yang setara dengan 1 sentimeter per detik kuadrat, dipakai untuk menyatakan nilai gravitas (1 gal = 1 cm/s²).

Garis Isokron: Garis lurus pada grafik penanggalan radiometrik yang menghubungkan titik-titik data dengan nisbah isotop sebanding; kemiringannya menunjukkan waktu peluruhan.

Garis Kármán: Batas imajiner pada ketinggian 100 km di atas permukaan laut yang umumnya dianggap sebagai batas antara atmosfer Bumi dan luar angkasa.

Gaya sentrifugal: Gaya yang muncul akibat rotasi Bumi dan bekerja menjauhi pusat rotasi, paling kuat di ekuator dan nol di kutub.

Gelombang P: Gelombang seismik primer berupa gelombang kompresi yang merambat paling cepat dan dapat melewati zat padat maupun zat cair.

Gelombang S: Gelombang seismik geser yang menggetarkan partikel tegak lurus terhadap arah perambatannya dan hanya dapat menembus zat padat.

Gempa bumi: Getaran atau guncangan di permukaan Bumi akibat pelepasan energi secara tiba-tiba dari dalam litosfer.

Geobarometer: Penunjuk tekanan yang dipakai untuk memperkirakan tekanan pembentukan mineral atau batuan, umumnya berdasarkan komposisi mineralnya.

Geodesi Fisik: Cabang geodesi yang mengkaji bentuk Bumi melalui medan gravitas dan bidang ekuipotensialnya, bukan melalui pengukuran geometris semata.

Geodynamo: Mekanisme pembangkitan medan magnet Bumi melalui aliran konveksi logam cair yang menghantarkan listrik di inti luar, dibantu rotasi Bumi.

Geoid: Permukaan equipotensial medan gravitasi Bumi yang paling mendekati permukaan laut rata-rata, diperpanjang melewati daratan; istilah dicetuskan Johann Benedict Listing (1873).

Geomagnetisme: Studi tentang medan magnet Bumi yang dihasilkan oleh pergerakan besi cair di inti luar Bumi.

Geothermal: Berkaitan dengan panas yang berasal dari dalam Bumi; energi geothermal memanfaatkan panas tersebut sebagai sumber energi.

Geothermometer: Penunjuk temperatur berdasarkan mineral atau komposisi kimia yang kestabilannya bergantung pada temperatur.

Gerakan Tanah: Perpindahan massa batuan atau tanah menuruni lereng akibat pengaruh gravitasi; dikenal juga sebagai tanah longsor.

Global Electric Circuit: Sistem arus listrik global yang mengalir antara ionosfer dan permukaan Bumi melalui atmosfer; dapat dimodifikasi oleh perubahan konduktivitas udara akibat ionisasi.

GOCE: Misi satelit gravitasi milik Badan Antariksa Eropa (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) yang memetakan medan gravitasi Bumi secara terperinci.

Gondwana: Superkontinen bagian selatan Pangaea yang mencakup Antartika, Amerika Selatan, Afrika, Australia, dan India.

GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment, misi satelit kembar NASA–DLR yang mengukur variasi medan gravitasi Bumi dari waktu ke waktu untuk memantau perubahan distribusi massa, termasuk simpanan air dan massa es.

GRACE-FO: GRACE Follow-On, misi lanjutan GRACE yang diluncurkan pada tahun 2018 untuk melanjutkan pemantauan perubahan massa Bumi secara global.

Gradien Potensial Gravitasi: Vektor yang menunjukkan arah dan laju perubahan potensial gravitasi terhadap jarak; secara matematis dinyatakan sebagai $-\nabla V$.

Gravimeter: Alat untuk mengukur nilai gravitasi di suatu tempat, baik secara relatif terhadap titik acuan maupun secara absolut.

Gravimeter Absolut: Gravimeter yang mengukur nilai percepatan gravitas secara langsung dan mandiri tanpa memerlukan titik acuan, umumnya memakai pengukuran waktu jatuh bebas atau bandul.

Gravimeter Relatif: Alat pengukur gravitasi yang mengukur perbedaan (beda) nilai gravitasi antara dua titik, sehingga memerlukan titik ikat yang nilainya sudah diketahui.

Gravimeter Superkonduktor: Gravimeter yang memakai bahan superkonduktor sehingga sangat stabil, dipakai untuk merekam variasi gravitas jangka panjang termasuk pasang surut Bumi.

Gravitas: Resultan gaya netto yang dialami suatu massa di permukaan planet yang berputar; merupakan gabungan vektor antara gaya gravitasi murni dan percepatan sentrifugal akibat rotasi.

Gravitas (gaya berat): Gaya berat yang sesungguhnya dirasakan dan diukur di permukaan Bumi; merupakan resultan gaya gravitasi dengan gaya sentrifugal akibat rotasi Bumi.

Gravitasi: Gaya tarik-menarik antar massa sesuai hukum Newton, yang besarnya ditentukan oleh massa kedua benda dan jarak antaranya.

Gunung Laut: Gunung api bawah laut yang menjulang dari dasar laut, namun puncaknya tidak mencapai permukaan air.

Gunung laut (seamount): Gunung berapi bawah laut yang telah mati; bila muncul ke permukaan membentuk pulau.

Gyre: Pusaran air raksasa berskala cekungan samudra yang dibentuk oleh arus permukaan; terdapat lima gyre utama di dunia dengan pusat pada sekitar 30 derajat lintang utara atau selatan.

Hidrosfer: Keseluruhan air di Bumi, meliputi laut, sungai, danau, air tanah, uap air, dan es, yang bergerak terus-menerus dalam siklus hidrologi.

InaTEWS: Sistem Peringatan Dini Tsunami Indonesia yang mengintegrasikan data sensor seismik, tide gauge, dan buoy tsunami.

Indeks Dst: Indeks yang menyatakan intensitas gangguan badai geomagnet di lintang rendah; penurunan nilainya menandakan badai geomagnet yang semakin kuat.

Indeks F10.7: Ukuran kerapatan fluks radiasi Matahari pada panjang gelombang 10,7 sentimeter yang dipakai sebagai penanda tingkat aktivitas Matahari.

Indeks Kp: Indeks global aktivitas geomagnetik berskala 0–9; nilai Kp < 3 menandakan tidak adanya badai geomagnetik.

Infiltrasi: Peresapan air dari permukaan ke dalam tanah; sebagian air tersebut tersimpan sebagai air tanah.

Intensitas Gempa: Ukuran tingkat kerusakan yang ditimbulkan gempa pada suatu lokasi tertentu; nilainya berbeda-beda menurut jarak dari episentrum dan kondisi bangunan setempat.

Inti dalam: Bagian terdalam Bumi yang bersifat padat dengan radius sekitar 1.220 km, terdiri dari besi dan nikel.

Inti luar: Lapisan inti Bumi yang bersifat cair dan tersusun terutama atas besi serta nikel; konveksi di dalamnya membangkitkan medan magnet Bumi.

Inversi Suhu: Kondisi ketika suhu udara justru meningkat terhadap ketinggian, berkebalikan dengan keadaan normal, sehingga pencampuran vertikal udara terhambat.

Ionosfer: Lapisan atmosfer yang didefinisikan berdasarkan sifat elektriknya, membentang dari 60 km hingga lebih dari 1.000 km, mengandung ion dan elektron bebas.

Ionospheric Pierce Point: Titik tembus sinyal satelit pada lapisan tipis ionosfer yang diasumsikan dan dipakai sebagai tempat perhitungan VTEC.

Isotop Punah: Isotop radioaktif yang waktu paruhnya sangat pendek sehingga seluruhnya telah meluruh dan tidak lagi terdapat secara alami, misalnya ^{182}Hf .

Kerak benua: Lapisan kerak Bumi yang menyusun daratan, lebih tebal (sekitar 35 kilometer) dan berdensitas lebih rendah dibandingkan kerak samudra.

Kerak samudra: Lapisan terluar Bumi yang membentuk dasar lautan, lebih tipis (rata-rata 5 km) dan tersusun dari batuan basalt dengan densitas $2,9 \text{ g/cm}^3$.

Ketinggian Orthometrik: Tinggi suatu titik yang diukur dari bidang geoid sepanjang garis unting-unting; dipakai sebagai acuan ketinggian dalam pekerjaan teknik sipil.

Kondensasi: Perubahan uap air menjadi titik-titik air ketika suhunya turun; proses ini membentuk awan dan melepaskan panas laten ke atmosfer.

Konveksi: Perpindahan panas melalui pergerakan massa fluida; di atmosfer terjadi ketika udara yang lebih hangat dan lebih ringan naik, lalu udara yang lebih dingin turun menggantikannya.

Konveksi mantel: Pergerakan massa batuan panas dari dalam mantel Bumi ke atas dan massa dingin ke bawah, menjadi penggerak utama pergerakan lempeng tektonik.

Kurva Konkordia: Kurva acuan pada diagram penanggalan U–Pb yang menyatakan keadaan sistem tertutup sempurna; titik data yang jatuh tepat pada kurva menunjukkan umur yang dapat dipercaya.

La Niña: Fenomena pendinginan suhu permukaan laut di Samudra Pasifik bagian tengah dan timur yang menyebabkan musim hujan lebih basah di Indonesia.

Lahar: Aliran campuran air dan material vulkanik lepas yang mengalir menuruni lereng gunung berapi, umumnya terjadi bersamaan dengan letusan.

Laju Susut Adiabatik Basah: Laju penurunan suhu udara yang naik dalam keadaan jenuh uap air, berkisar 4 sampai 7 °C per kilometer, lebih kecil daripada laju adiabatik kering karena adanya pelepasan panas laten.

Laju Susut Adiabatik Kering: Laju penurunan suhu paket udara kering yang naik tanpa pertukaran panas, yaitu sekitar 9,8 °C/km; nilainya sama dengan besar percepatan gravitasi dalam m/s².

Laju Susut Lingkungan: Laju penurunan suhu udara yang sesungguhnya terukur di atmosfer; nilai rata-rata globalnya sekitar 6,5 °C/km.

Laju Susut Suhu: Laju perubahan suhu udara terhadap ketinggian di atmosfer; jenisnya meliputi laju susut lingkungan, laju susut adiabatik kering, dan laju susut adiabatik basah.

Lapisan Batas Planet: Lapisan paling bawah troposfer setebal beberapa ratus meter hingga 2 sampai 3 kilometer yang berinteraksi langsung dengan permukaan Bumi.

Lapisan ozon: Lapisan di stratosfer yang kaya akan ozon dan menyerap sebagian besar radiasi ultraviolet Matahari sehingga melindungi kehidupan di permukaan Bumi.

Large Low-Shear-Velocity Province: Dua wilayah raksasa di dasar mantel dengan kecepatan gelombang geser sangat rendah, terletak di bawah Afrika dan Samudra Pasifik; disingkat LLSVP.

Laser Ranging Interferometer: Instrumen pengukur jarak antar-satelit memakai sinar laser yang dipakai misi GRACE-FO untuk menentukan variasi medan gravitasi Bumi.

Laurasia: Bagian utara superkontinen Pangaea yang terpisah sekitar 200 juta tahun lalu; bagian selatannya disebut Gondwanaland.

Lereng benua (continental slope): Bagian lantai samudra yang menurun cukup curam dari tepi paparan benua menuju kaki benua.

Likuifaksi: Perubahan tanah berbutir lepas dan jenuh air menjadi seperti cairan akibat getaran gempa, sehingga bangunan di atasnya dapat ambles atau miring.

Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling: Kerangka kerja yang mengkaji bagaimana proses di litosfer merambat melalui atmosfer dan memengaruhi plasma ionosfer; disingkat LAIC.

Litosfer: Lapisan kaku terluar Bumi yang terdiri atas kerak dan bagian paling atas mantel, terpecah menjadi lempeng-lempeng tektonik yang bergerak.

Magnetopause: Batas terluar magnetosfer, yaitu titik di mana tekanan angin Matahari seimbang dengan tekanan medan magnet Bumi.

Magnetosfer: Wilayah di sekitar Bumi yang dipengaruhi medan magnet Bumi dan berfungsi sebagai perisai terhadap partikel bermuatan berbahaya dari Matahari.

Magnitudo: Ukuran besarnya energi yang dilepaskan pada sumber gempa; satu gempa hanya memiliki satu nilai magnitudo.

Mantel: Lapisan silikat yang sangat tebal di antara kerak dan inti Bumi, bersifat padat namun dapat mengalir sangat lambat melalui konveksi.

Manuver Bantuan Gravitasi: Teknik navigasi antariksa yang memanfaatkan tarikan gravitasi sebuah planet untuk mengubah kecepatan atau arah wahana tanpa memerlukan bahan bakar tambahan.

Megathrust: Zona subduksi dangkal dengan bidang kontak yang sangat luas, sumber gempa bumi besar yang berpotensi menimbulkan tsunami.

Mesosfer: Lapisan atmosfer di atas stratosfer tempat suhu kembali menurun terhadap ketinggian dan sebagian besar meteor terbakar.

Metamorfisme: Perubahan mineral dan tekstur batuan akibat tekanan serta temperatur tinggi tanpa melalui proses peleburan.

MikroGal: Satuan gravitasi yang setara dengan 10^{-6} Gal atau 10^{-8} m/s², digunakan untuk menyatakan ketelitian pengukuran gravitasi presisi tinggi.

Mitigasi: Upaya untuk mengurangi risiko dan dampak bencana, misalnya melalui penataan ruang, rekayasa bangunan tahan gempa, dan penyuluhan masyarakat.

Mitigasi bencana: Rangkaian tindakan terencana sebelum bencana terjadi untuk mengurangi korban jiwa dan kerugian, mencakup pencegahan, kesiapsiagaan, dan peringatan dini.

Mixed layer: Lapisan permukaan air laut dengan ketebalan 50-200 meter di mana temperatur relatif seragam akibat pencampuran oleh angin dan gelombang.

Mode Normal Bumi: Getaran bebas seluruh tubuh Bumi pada frekuensi sangat rendah yang dapat dibangkitkan oleh gempa sangat besar dan berlangsung sehari-hari.

Monsun: Sistem angin musiman yang berganti arah; Monsun Asia (angin barat laut) membawa musim hujan dan Monsun Australia (angin timur) membawa musim kemarau.

Multibeam echosounder: Instrumen akustik yang memancarkan banyak berkas bunyi sekaligus untuk memetakan dasar laut dalam jalur lebar dan menghasilkan peta batimetri tiga dimensi.

Olivin: Mineral silikat magnesium-besi yang menjadi penyusun utama mantel atas.

Outgassing: Pelepasan gas dari dalam Bumi melalui aktivitas vulkanik, yang membentuk atmosfer awal Bumi sebelum terdapat oksigen bebas.

Outgoing Longwave Radiation: Radiasi gelombang panjang inframerah yang dipancarkan Bumi ke atmosfer dan antariksa; anomalnya digunakan sebagai indikator jalur termal pada kopling LAIC.

Paleomagnetisme: Rekaman arah medan magnet Bumi pada masa lampau yang tersimpan dalam mineral magnetik batuan dan bersifat permanen selama batuan tidak dipanaskan kembali.

Palung Laut: Bagian terdalam lantai samudra yang terbentuk pada zona subduksi, tempat satu lempeng menunjam di bawah lempeng lain.

Palung laut (trench): Bagian lantai samudra yang paling dalam dan memanjang, terbentuk pada zona subduksi tempat kerak samudra menunjam ke bawah kerak benua.

Panas Laten: Energi yang diserap atau dilepaskan saat zat berubah wujud tanpa perubahan suhu; untuk penguapan air nilainya sekitar $2,5 \times 10^6$ joule per kilogram.

Pangaea: Superkontinen tunggal yang mencakup seluruh daratan Bumi sekitar 200 juta tahun lalu, sebelum terbelah menjadi Laurasia dan Gondwana.

Paparan Benua: Bagian lantai samudra yang dangkal dan landai serta menyambung dengan daratan; kaya cahaya dan nutrisi sehingga menjadi wilayah paling produktif bagi kehidupan laut.

Paparan benua (continental shelf): Bagian benua yang tenggelam dengan kemiringan sangat kecil (1 meter per 1.000 meter), terbentang dari garis pantai hingga kedalaman sekitar 200 meter.

Partikulat: Partikel padat atau cair berukuran sangat kecil yang melayang di udara dan dapat mencemari atmosfer serta berdampak pada kesehatan.

Pelelehan dekompresi: Pelelehan batuan akibat penurunan tekanan ketika material mantel naik, bukan akibat kenaikan temperatur.

Pemekaran Dasar Laut: Proses terbentuknya kerak samudra baru di sepanjang punggung tengah samudra ketika magma dari mantel naik ke permukaan, mendingin, dan membeku.

Pemekaran dasar laut (seafloor spreading): Proses terbentuknya kerak samudra baru di sepanjang punggung tengah samudra ketika magma naik dari mantel dan mendingin.

Pemulihan Pasca-Glasial: Proses naiknya kembali kerak Bumi secara perlahan setelah beban lapisan es pada zaman es menghilang; dapat dipantau melalui perubahan medan gravitasi.

Penanggalan radiometrik: Teknik penentuan umur batuan dengan memanfaatkan peluruhan radioaktif isotop; menetapkan umur Bumi sekitar 4,54 miliar tahun.

Penentuan Orbit Presisi: Perhitungan orbit satelit dengan ketelitian tinggi yang memerlukan model medan gravitasi Bumi yang akurat agar kesalahan posisi tidak berakumulasi.

Penyesuaian Isostatik Pascaglasial: Proses naiknya kembali kerak Bumi setelah hilangnya beban lapisan es purba; masih berlangsung dengan laju sekitar satu sentimeter per tahun di Kanada dan Skandinavia.

Perangkap Dingin: Mekanisme di tropopause tempat uap air yang naik membeku menjadi partikel es dan jatuh kembali, sehingga mencegah uap air menembus ke stratosfer; dikenal sebagai cold trap.

Peridotit: Batuan silikat kaya magnesium dan besi yang diperkirakan menjadi penyusun utama mantel Bumi.

Persamaan Hidrostatik: Hubungan keseimbangan antara gradien tekanan vertikal dan berat kolom udara, dinyatakan sebagai $dP/dz = -\rho g$.

Plumb Line: Garis unting-unting, yaitu arah vertikal yang ditentukan oleh vektor gravitasi dan menjadi acuan dasar dalam pengukuran geodesi dan survei pemetaan.

Plume Mantel: Kolom material panas yang naik dari bagian dalam mantel menuju permukaan dan dapat menghasilkan rangkaian gunung api pada titik panas.

PM10: Partikulat dengan diameter tidak lebih dari 10 mikrometer yang dapat terhirup masuk ke saluran pernapasan.

PM2,5: Partikulat dengan diameter aerodinamik tidak lebih dari 2,5 mikrometer; dapat menembus hingga alveolus paru-paru dan berbahaya bagi kesehatan.

Preliminary Reference Earth Model: Model acuan struktur internal Bumi yang disusun pada tahun 1981 dan menjadi standar dalam penggambaran sifat lapisan Bumi; disingkat PREM.

Presipitasi: Turunnya air dari atmosfer ke permukaan Bumi dalam bentuk hujan, salju, atau es.

Punggung Tengah Samudra: Rangkaian pegunungan bawah laut tempat terbentuknya kerak samudra baru melalui pemekaran dasar laut.

Punggung tengah samudra (mid-oceanic ridge): Rangkaian pegunungan bawah laut di tempat dua lempeng bergerak saling menjauh, tempat kerak samudra baru terbentuk dari magma yang naik dari mantel.

Radiasi Gelombang Panjang: Radiasi inframerah berpanjang gelombang 4–100 μm yang dipancarkan permukaan Bumi; diserap oleh gas rumah kaca di troposfer sehingga lapisan ini dipanaskan dari bawah.

Radiasi Gelombang Pendek: Radiasi Matahari dengan panjang gelombang kurang dari sekitar 4 mikrometer yang sebagian besar menembus atmosfer dan memanaskan permukaan Bumi.

Radiometrik: Berkaitan dengan penanggalan berbasis peluruhan unsur radioaktif; laju peluruhannya tetap sehingga dapat dipakai sebagai jam geologi.

Radiosonde: Instrumen yang dibawa balon untuk mengukur suhu, tekanan, dan kelembapan udara pada berbagai ketinggian atmosfer.

Ring of Fire (Cincin Api Pasifik): Nama lain Cincin Api Pasifik, yaitu jalur gunung api dan gempa sepanjang sekitar 40.000 kilometer yang mengelilingi Samudra Pasifik.

Ringwoodit: Mineral hasil perubahan susunan kristal olivin pada kedalaman sekitar 520 kilometer; mampu menyimpan air dalam jumlah besar di dalam struktur kristalnya.

Sabuk seismik: Daerah sempit tempat episentrum gempa terkonsentrasi; dua sabuk utama melintasi Indonesia adalah Sabuk Lingkar Pasifik dan Sabuk Mediteran.

Sabuk Van Allen: Dua sabuk partikel bermuatan yang mengelilingi Bumi dan ditahan oleh medan magnet Bumi, ditemukan oleh misi Explorer 1 dan 3 (1958).

Salinitas: Ukuran kandungan garam terlarut dalam air laut, dinyatakan dalam permil (‰) atau PSU; rata-rata lautan dunia sekitar 35‰.

Sedimentasi: Pengendapan material hasil pelapukan dan erosi yang terangkut oleh air, angin, atau es, dan berlangsung terus-menerus membentuk lapisan sedimen.

Sel Ferrel: Sel sirkulasi atmosfer di lintang menengah (30° – 60°) yang menggerakkan angin barat (westerlies) pada permukaan Bumi.

Sel Hadley: Sel sirkulasi atmosfer yang terbentuk dari perbedaan pemanasan antara ekuator dan daerah subtropis; menghasilkan angin pasat di dekat permukaan.

Sel Kutub: Sel sirkulasi atmosfer di lintang tinggi (60° – 90°) yang mengangkut udara dingin dari kutub dan membentuk angin timur kutub.

Sesar: Rekahan pada batuan kerak Bumi tempat terjadinya pergeseran; terbagi menjadi sesar normal, sesar naik, dan sesar geser mendatar.

Siklus hidrologi: Siklus pergerakan air di Bumi melalui proses evaporasi, kondensasi, presipitasi, infiltrasi, dan run-off.

Single Event Effects: Gangguan pada komponen elektronik yang timbul akibat tumbukan satu partikel berenergi tinggi, misalnya bit-flip pada memori atau kegagalan sensor satelit.

Single Layer Model: Model sederhana yang menganggap ionosfer sebagai satu lapisan tipis pada ketinggian densitas puncak (sekitar 300 sampai 350 kilometer) untuk mengubah STEC menjadi VTEC.

Sirkulasi Termohalin: Sirkulasi laut berskala global yang digerakkan oleh perbedaan suhu dan salinitas air, membentuk sabuk pengangkutan massa air melintasi samudra.

Slab Stagnan: Lempeng yang menunjam dan terhenti atau tertahan pada kedalaman sekitar 660 kilometer sebelum menerobos ke mantel bawah.

Slant Total Electron Content: Jumlah total elektron per satuan luas yang terintegrasi sepanjang lintasan miring antara satelit dan penerima; disingkat STEC.

Spektrometri Massa: Teknik pengukuran yang memisahkan dan menghitung atom atau molekul berdasarkan massanya, dipakai untuk analisis nisbah isotop dalam penanggalan batuan.

Stratosfer: Lapisan atmosfer di atas troposfer tempat suhu meningkat terhadap ketinggian karena penyerapan radiasi ultraviolet oleh ozon.

Subduksi: Penunjaman lempeng samudra yang lebih rapat ke bawah lempeng benua atau lempeng samudra lain, membentuk palung dan memicu gempa besar.

Tarikan Lempeng (Slab Pull): Gaya yang menarik lempeng ke bawah karena ujung lempeng yang menunjam lebih padat daripada mantel di sekitarnya; gaya penggerak lempeng yang paling dominan.

TECU: Satuan Total Electron Content, dengan $1 \text{ TECU} = 10^{16}$ elektron per meter persegi.

Tektonik lempeng: Teori yang menjelaskan pergerakan dan interaksi lempeng litosfer sebagai kerangka utama pembentukan gunung, gempa bumi, dan bencana kebumihian.

Termoklin: Lapisan di laut tempat suhu turun sangat cepat seiring bertambahnya kedalaman, umumnya berada pada kedalaman 300 sampai 1.000 meter.

Termosfer: Lapisan atmosfer keempat (85-600 km) dengan suhu meningkat drastis hingga lebih dari 1.000°C karena penyerapan radiasi Matahari berenergi tinggi.

Titik Panas (Hotspot): Daerah di permukaan Bumi dengan aktivitas vulkanik yang tidak terletak pada batas lempeng, diduga berasal dari plume mantel.

Tomografi Seismik: Teknik pencitraan bagian dalam Bumi yang memanfaatkan kecepatan gelombang seismik dari banyak lintasan untuk memetakan variasi kecepatan di dalam Bumi.

Transisi fase: Perubahan struktur kristal mineral akibat perubahan tekanan dan temperatur, tanpa perubahan komposisi kimia.

Transpirasi: Pelepasan uap air oleh tumbuhan melalui stomata pada daunnya.

Transport Ekman: Perpindahan massa air permukaan oleh angin yang arahnya menyimpang dari arah angin akibat efek Coriolis, sehingga membentuk pola spiral.

Tropopause: Zona pembatas termodinamika antara troposfer dan stratosfer, didefinisikan WMO sebagai lapisan tempat laju susut suhu berkurang hingga $2\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ atau kurang sepanjang minimal 2 km.

Troposfer: Lapisan atmosfer paling bawah tempat terjadinya cuaca dan tempat suhu menurun terhadap ketinggian.

Tsunami: Gelombang laut besar yang disebabkan perpindahan massa air dalam volume besar secara tiba-tiba, umumnya akibat gempa tektonik di dasar laut.

Ultra-Low Velocity Zone: Zona berskala kecil di dekat batas mantel dan inti yang kecepatan gelombang seismiknya sangat rendah; berbeda densitas sehingga bukan sekadar perbedaan suhu.

Undulasi geoid: Perbedaan antara permukaan geoid dan ellipsoid referensi, bervariasi antara -100 hingga $+100$ meter di berbagai lokasi.

Upwelling: Naiknya air kaya nutrisi dari kedalaman ke permukaan laut, yang hanya terjadi di wilayah tertentu tempat termoklin terganggu oleh angin atau arus.

Vertical Total Electron Content: Jumlah elektron pada kolom vertikal seluas satu satuan di ionosfer; nilai hasil pengamatan GNSS yang telah dikonversi dari STEC.

Vulkanisme: Seluruh proses dan gejala yang berkaitan dengan kegiatan gunung api, termasuk keluarnya magma, gas, dan material piroklastik ke permukaan Bumi.

Wadsleyit: Mineral hasil perubahan susunan kristal olivin pada kedalaman sekitar 410 kilometer.

WGS 84: World Geodetic System 1984, sistem referensi global yang menetapkan jari-jari ekuator 6.378.137 m dan jari-jari kutub 6.356.752,3 m.

Xenolit: Fragmen batuan asing yang terbawa ke permukaan oleh magma, sering berasal dari mantel atau kerak bawah.

Zirkon: Mineral silikat dengan rumus kimia ZrSiO_4 yang sangat tahan terhadap pelapukan dan perubahan, serta banyak digunakan dalam penanggalan U–Pb karena menerima uranium tetapi menolak timbal saat mengkristal.

Zona abisal: Wilayah laut pada kedalaman lebih dari 2.000 meter yang tidak tertembus cahaya Matahari.

Zona batial: Wilayah laut pada kedalaman 200-2.000 meter yang tidak dapat tertembus sinar Matahari.

Zona bayangan: Daerah di permukaan Bumi yang tidak menerima gelombang seismik langsung akibat pembelokan atau penghalangan oleh struktur interior.

Zona neritik: Wilayah laut dangkal dari batas pasang surut hingga kedalaman 200 meter yang masih dapat ditembus sinar Matahari.

Zona Transisi Mantel: Lapisan mantel pada kedalaman 410 hingga 660 kilometer tempat terjadinya perubahan susunan kristal mineral akibat tekanan tinggi, tanpa perubahan komposisi kimia.

Daftar Pustaka

- Abich, Klaus, Abramovici, Bengie Amparan, Andreas Baatzsch, Brian Bachman Okihiro, et al. 2019. "In-Orbit Performance of the GRACE Follow-On Laser Ranging Interferometer." *Physical Review Letters* 123(3): 031101. doi:10.1103/PhysRevLett.123.031101.
- Adams, Simon, dan David Lambert. 2006. *Earth Science: An Illustrated Guide to Science*. New York: Chelsea House Publishers.
- Afraimovich, Edward L., Elvira Astafyeva, Vladislav Demyanov, Ilya Edemskiy, Nadezhda S. Gavriluk, et al. 2013. "A Review of GPS/GLONASS Studies of the Ionospheric Response to Natural and Anthropogenic Processes and Phenomena." *Journal of Space Weather and Space Climate* 3: A27. doi:10.1051/swsc/2013049.
- Amelin, Yuri, Alexander N. Krot, Ian D. Hutcheon, dan Alexander A. Ulyanov. 2002. "Lead Isotopic Ages of Chondrules and Calcium-Aluminum-Rich Inclusions." *Science* 297(5587): 1678–1683. doi:10.1126/science.1073950.
- Aquino, Márcio, João F. G. Monico, Alan H. Dodson, dan Haroldo Marques. 2009. "Improving the GNSS Positioning Stochastic Model in the Presence of Ionospheric Scintillation." *Journal of Geodesy* 83(10): 953–966. doi:10.1007/s00190-009-0313-6.
- Badro, Julien, Alexander S. Côté, John P. Brodholt, dan 4 penulis lain. 2014. "A Seismologically Consistent Compositional Model of Earth's Core." *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111(21):7542–7545. <https://doi.org/10.1073/pnas.1316708111>
- Baker, Daniel N., Shrikanth G. Kanekal, Vaughn C. Hoxie, Michael G. Henderson, Xinlin Li, Harlan E. Spence, Scot R. Elkington, et al. 2013. "A Long-Lived Relativistic Electron Storage Ring Embedded in Earth's Outer Van Allen Belt." *Science* 340(6129): 186–190. doi:10.1126/science.1233518.
- Bauer, Péter, Alan Thorpe, dan Gilbert Brunet. 2015. "The Quiet Revolution of Numerical Weather Prediction." *Nature* 525(7567): 47–55. doi:10.1038/nature14956.

- Bhatt, J. J. 1978. *Oceanography: Exploring the Planet Ocean*. New York: D. Van Nostrand Company.
- Blewitt, Geoffrey, dan William C. Hammond. 2018. "Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science." *Eos* 99. <https://doi.org/10.1029/2018eo104623>
- BMKG (Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika). 2024. *Katalog Gempa Bumi Signifikan dan Merusak*. Jakarta: BMKG. <https://www.bmkg.go.id/gempabumi>.
- BNPB (Badan Nasional Penanggulangan Bencana). 2023. *Tanggap Tangkas Tangguh Menghadapi Bencana*. Jakarta: BNPB.
- BNPB (Badan Nasional Penanggulangan Bencana). 2024. *Potensi Ancaman Bencana*. Jakarta: BNPB. <https://www.bnpb.go.id/potensi-ancaman-bencana>.
- Bonvalot, Sylvain, Michel Diament, dan Germinal Gabalda. 1998. "Continuous Gravity Recording with Scintrex CG-3M Meters: A Promising Tool for Monitoring Active Zones." *Geophysical Journal International* 135(2): 470–494. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00653.x.
- Bouvier, Audrey, dan Meenakshi Wadhwa. 2010. "The Age of the Solar System Redefined by the Oldest Pb–Pb Age of a Meteoritic Inclusion." *Nature Geoscience* 3(9): 637–641. doi:10.1038/ngeo941.
- Cahyadi, Mokhammad Nur, dan Kosuke Heki. 2014. "Coseismic Ionospheric Disturbance of the Large Strike-Slip Earthquakes in North Sumatra in 2012: Mw Dependence of the Disturbance Amplitudes." *Geophysical Journal International* 200(1): 116–129. doi:10.1093/gji/ggu343.
- Chen, Jianli, Anny Cazenave, Christoph Dahle, William Llovel, Isabelle Panet, et al. 2022. "Applications and Challenges of GRACE and GRACE Follow-On Satellite Gravimetry." *Surveys in Geophysics* 43(1): 305–345. doi:10.1007/s10712-021-09685-x.
- Crossley, David, Jacques Hinderer, Gianfranco Casula, dan Olivier Francis. 1999. "Network of Superconducting Gravimeters Benefits

- a Number of Disciplines." *Eos, Transactions American Geophysical Union* 80(11): 121–126. doi:10.1029/99EO00079.
- Davies, J. Huw, dan D. Rhodri Davies. 2010. "Earth's Surface Heat Flux." *Solid Earth* 1(1): 5–24. doi:10.5194/se-1-5-2010.
- Dittmar, Wilhelm. 1884. "Report on the Researches on the Composition of Ocean Water Collected by H.M.S. Challenger." dalam *Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. Challenger*. London: Her Majesty's Stationery Office.
- Dziewonski, Adam M., dan Don L. Anderson. 1981. "Preliminary Reference Earth Model." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25(4): 297–356. doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- Dziewonski, Adam M., dan John H. Woodhouse. 1987. "Global Images of the Earth's Interior." *Science* 236(4797): 37–48. doi:10.1126/science.236.4797.37.
- Einstein, Albert. 1916. "Die Grundlage der allgemeinen Relativitätstheorie." *Annalen der Physik* 354(7): 769–822. doi:10.1002/andp.19163540702.
- ESDM (Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral). 2024. *Perlu Mitigasi yang Kompleks Antisipasi Bencana Geologi di Indonesia*. Jakarta: Badan Geologi, Kementerian ESDM.
- Frappart, Frédéric, dan Guillaume Ramillien. 2018. "Monitoring Groundwater Storage Changes Using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Satellite Mission: A Review." *Remote Sensing* 10(6): 829. doi:10.3390/rs10060829.
- Freund, Friedemann. 2007. "Pre-earthquake Signals – Part I: Deviatoric Stresses Turn Rocks into a Source of Electric Currents." *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7(5): 535–541. doi:10.5194/nhess-7-535-2007.
- Fukao, Yoshio, Sri Widiyantoro, dan Masayuki Obayashi. 2001. "Stagnant Slabs in the Upper and Lower Mantle Transition Region." *Reviews of Geophysics* 39(3): 291–323. doi:10.1029/1999RG000068.

- Heiskanen, Weikko A., dan Helmut Moritz. 1967. *Physical Geodesy*. San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- Heki, Kosuke. 2011. "Ionospheric Electron Enhancement Preceding the 2011 Tohoku-Oki Earthquake." *Geophysical Research Letters* 38(17): L17305. doi:10.1029/2011GL047908.
- Hirschmann, Marc M. 2006. "Water, Melting, and the Deep Earth H₂O Cycle." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34:629–653. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125211>
- Hirt, Christian, dan Günter Seeber. 2007. "Accuracy Analysis of Vertical Deflection Data Observed with the Hannover Digital Zenith Camera System TZK2-D." *Journal of Geodesy* 82(6): 347–356. doi:10.1007/s00190-007-0184-7.
- Hofmann-Wellenhof, Bernhard, dan Helmut Moritz. 2006. *Physical Geodesy*, 2nd ed. Wien: Springer-Verlag. doi:10.1007/978-3-211-33545-1.
- Hofmann-Wellenhof, Bernhard, Herbert Lichtenegger, dan Elmar Wasle. 2008. *GNSS – Global Navigation Satellite Systems: GPS, GLONASS, Galileo, and More*. Wien: Springer-Verlag.
- Holmes, Arthur. 1946. "An Estimate of the Age of the Earth." *Nature* 157(3995): 680–684. doi:10.1038/157680a0.
- Ingmanson, Dale E., dan William J. Wallace. 1985. *Oceanography: An Introduction*, 3rd ed. Belmont: Wadsworth Publishing Company.
- Jaelani, Lalu Muhamad. 2024. "Dari Pythagoras, Eratosthenes, Ibnu Batutah dan Christopher Columbus: Perjalanan Mengukur dan Membuktikan Bumi Bulat." *lmj.my.id*. <https://lmj.my.id/2024/09/04/>.
- Jaelani, Lalu Muhamad, dan Khomsin. 2024. *Bahan Ajar Ilmu Kebumihan: Planet Bumi, Atmosfer, Hidrosfer, Litosfer, dan Bencana Alam Kebumihan*. Surabaya: Departemen Teknik Geomatika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.
- Jaffey, A. H., K. F. Flynn, L. E. Glendenin, W. C. Bentley, dan A. M. Essling. 1971. "Precision Measurement of Half-Lives and Specific

- Activities of ^{235}U and ^{238}U ." *Physical Review C* 4(5): 1889–1906.
doi:10.1103/PhysRevC.4.1889.
- Jaupart, Claude, Stéphane Labrosse, dan Jean-Claude Mareschal. 2007. "Temperatures, Heat and Energy in the Mantle of the Earth." Dalam *Treatise on Geophysics*, Vol. 7, disunting oleh Gerald Schubert, 253–303. Amsterdam: Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/b978-044452748-6/00114-0>
- Jiao, Yu, dan Yu T. Morton. 2015. "Comparison of the Effect of High-Latitude and Equatorial Ionospheric Scintillation on GPS Signals During the Maximum of Solar Cycle 24." *Radio Science* 50(9): 886–903. doi:10.1002/2015RS005719.
- Karato, Shun-ichiro. 2017. "Water in the Earth's Interior: Distribution and Origin." *Space Science Reviews* 212:743–810.
<https://doi.org/10.1007/s11214-017-0387-z>
- Kleine, Thorsten, Carsten Münker, Klaus Mezger, dan Herbert Palme. 2002. "Rapid Accretion and Early Core Formation on Asteroids and the Terrestrial Planets from Hf–W Chronometry." *Nature* 418(6901): 952–955. doi:10.1038/nature00982.
- Kleine, Thorsten, Mathieu Touboul, Bernard Bourdon, Francis Nimmo, Klaus Mezger, Herbert Palme, Steven B. Jacobsen, Qing-Zhu Yin, dan Der-Chuen Lee. 2009. "Hf–W Chronology of the Accretion and Early Evolution of Asteroids and Terrestrial Planets." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(17): 5150–5188.
doi:10.1016/j.gca.2008.11.047.
- Koelemeijer, Paula, Arwen Deuss, dan Jeroen Ritsema. 2017. "Density Structure of Earth's Lowermost Mantle from Stoneley Mode Splitting Observations." *Nature Communications* 8: 15241.
doi:10.1038/ncomms15241.
- Korenaga, Jun, Noah J. Planavsky, dan David A. D. Evans. 2017. "Global Water Cycle and the Coevolution of the Earth's Interior and Surface Environment." *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 375(2094):20150393.
<https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0393>

- Landerer, Felix W., Frank M. Flechtner, Himanshu Save, dan Frank H. Webb. 2020. "Extending the Global Mass Change Data Record: GRACE Follow-On Instrument and Science Data Performance." *Geophysical Research Letters* 47(12): e2020GL088306. doi:10.1029/2020GL088306.
- Lehmann, Inge. 1936. "P'." *Publications du Bureau Central Séismologique International, Série A, Travaux Scientifiques* 14: 87–115.
- Lillesand, Thomas M., Ralph W. Kiefer, dan Jonathan W. Chipman. 2015. *Remote Sensing and Image Interpretation*, 7th ed. Hoboken: John Wiley & Sons.
- Listing, Johann Benedict. 1873. "Über unsere jetzige Kenntnis der Gestalt und Größe der Erde." *Nachrichten von der Königl. Gesellschaft der Wissenschaften und der Georg-Augusts-Universität zu Göttingen* 1873: 33–98.
- Lutgens, Frederick K., dan Edward J. Tarbuck. 2017. *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*, 13th ed. Boston: Pearson.
- Maupertuis, Pierre Louis. 1738. *La Figure de la Terre, déterminée par les Observations de Messieurs de Maupertuis, Clairaut, Camus, Le Monnier, et de M. l'Abbé Outhier*. Paris: Imprimerie Royale.
- McDonough, William F., dan Shen-su Sun. 1995. "The Composition of the Earth." *Chemical Geology* 120(3–4):223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- NASA (National Aeronautics and Space Administration). 2024. *Earth Observatory: The Shape of the Earth*. Washington, D.C.: NASA.
- Newton, Isaac. 1687. *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*. London: Royal Society.
- Niebauer, Timothy M., Gary S. Sasagawa, James E. Faller, Richard Hilt, dan F. J. Klopping. 1995. "A New Generation of Absolute Gravimeters." *Metrologia* 32(3): 159–180. doi:10.1088/0026-1394/32/3/004.
- Oldham, Richard Dixon. 1906. "The Constitution of the Interior of the Earth, as Revealed by Earthquakes." *Quarterly Journal of the*

- Geological Society 62(1–4): 456–475.
doi:10.1144/GSL.JGS.1906.062.01-04.21.
- Pahlevi, Arisauna Maulidyan, Agustina Nur Syafarianty, Susilo, Yustisi Lumban-Gaol, Widy Putra, dan Bagas Triarahmadhana. 2024. "Geoid Undulation Model as Vertical Reference in Indonesia." *Scientific Data* 11(1): 822. doi:10.1038/s41597-024-03646-w.
- Pail, Roland, Sean Bruinsma, Federica Migliaccio, Christoph Förste, Helmut Goiginger, Wolf-Dieter Schuh, Eduard Höck, et al. 2011. "First GOCE Gravity Field Models Derived by Three Different Approaches." *Journal of Geodesy* 85(11): 819–843.
doi:10.1007/s00190-011-0467-x.
- Parrot, Michel, Valerio Tramutoli, Jann-Yenq Liu, Sergey Pulnits, Dimitar Ouzounov, dan Nicola Genzano. 2021. "Atmospheric and Ionospheric Coupling Phenomena Associated with Large Earthquakes." *The European Physical Journal Special Topics* 230(1): 197–225. doi:10.1140/epjst/e2020-000251-3.
- Patterson, Clair C. 1956. "Age of Meteorites and the Earth." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 10(4): 230–237. doi:10.1016/0016-7037(56)90036-9.
- Pearson, D. Graham, Frank E. Brenker, Fabrizio Nestola, John McNeill, Lutz Nasdala, Mark T. Hutchison, dan dkk. 2014. "Hydrous Mantle Transition Zone Indicated by Ringwoodite Included within Diamond." *Nature* 507(7491): 221–224. doi:10.1038/nature13080.
- Pirjola, Risto, Antti Viljanen, Antti Pulkkinen, dan Olaf Amm. 2000. "Space Weather Risk in Power Systems and Pipelines." *Physics and Chemistry of the Earth, Part C* 25(4): 333–337.
doi:10.1016/S1464-1917(00)00027-1.
- Pirjola, Risto, Antti Pulkkinen, dan Antti Viljanen. 2003. "Studies of Space Weather Effects on the Finnish Natural Gas Pipeline and on the Finnish High-Voltage Power System." *Advances in Space Research* 31(4): 795–805. doi:10.1016/S0273-1177(02)00781-0.
- Pulnits, Sergey A. 2004. "Ionospheric Precursors of Earthquakes: Recent Advances in Theory and Practical Applications." *Terrestrial,*

- Atmospheric and Oceanic Sciences 15(3): 413–435.
doi:10.3319/TAO.2004.15.3.413(EP).
- Pulkkinen, Antti, Sture Lindahl, Antti Viljanen, dan Risto Pirjola. 2005. "Geomagnetic Storm of 29–31 October 2003: Geomagnetically Induced Currents and Their Relation to Problems in the Swedish High-Voltage Power Transmission System." *Space Weather* 3(8): S08C03. doi:10.1029/2004SW000123.
- Pulkkinen, Antti, Erin Bernabeu, Alan Thomson, dan Ari Viljanen. 2017. "Geomagnetically Induced Currents: Science, Engineering, and Applications Readiness." *Space Weather* 15(7): 828–856. doi:10.1002/2016SW001501.
- PVMBG (Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi). 2024. Data Gunung Api Aktif Indonesia. Bandung: Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral. <https://vsi.esdm.go.id>.
- Republik Indonesia. 2007. Undang-Undang Nomor 24 Tahun 2007 tentang Penanggulangan Bencana. Jakarta: Sekretariat Negara.
- Ringwood, Alfred E. 1991. "Phase Transformations and Their Bearing on the Constitution and Dynamics of the Mantle." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55(8):2083–2110. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90090-r](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90090-r)
- Romanowicz, Barbara. 2003. "Global Mantle Tomography: Progress Status in the Past 10 Years." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31:303–328. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.091602.113555>
- Rudge, John F., Thorsten Kleine, dan Bernard Bourdon. 2010. "Broad Bounds on Earth's Accretion and Core Formation Constrained by Geochemical Models." *Nature Geoscience* 3:439–443. <https://doi.org/10.1038/ngeo872>
- Rummel, Reiner. 2020. "Earth's Gravity from Space." *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali* 31(S1): 3–13. doi:10.1007/s12210-020-00889-8.

- Selesnick, R. S., M. D. Looper, dan R. A. Mewaldt. 2007. "A Theoretical Model of the Inner Proton Radiation Belt." *Space Weather* 5(4): S04003. doi:10.1029/2006SW000275.
- Sella, Giovanni F., Seth Stein, Timothy H. Dixon, Michael Craymer, Thomas S. James, Stephane Mazzotti, dan Roy K. Dokka. 2007. "Observation of Glacial Isostatic Adjustment in "Stable" North America with GPS." *Geophysical Research Letters* 34(2): L02306. doi:10.1029/2006GL027081.
- Shprits, Yuri Y., Dmitriy Subbotin, Alexander Drozdov, Maria Usanova, Adam Kellerman, Ksenia Orlova, Daniel N. Baker, et al. 2013. "Unusual Stable Trapping of the Ultrarelativistic Electrons in the Van Allen Radiation Belts." *Nature Physics* 9(11): 699–703. doi:10.1038/nphys2760.
- Skinner, Brian J., dan Stephen C. Porter. 2000. *The Dynamic Earth: An Introduction to Physical Geology*, 4th ed. New York: John Wiley & Sons.
- Song, Xiaodong, dan Paul G. Richards. 1996. "Seismological Evidence for Differential Rotation of the Earth's Inner Core." *Nature* 382(6588): 221–224. doi:10.1038/382221a0.
- Strahler, Alan H. 2013. *Introducing Physical Geography*, 6th ed. Hoboken: John Wiley & Sons.
- Sulaiman, Mukhammad Nur, Ira Mutiara Anjasmara, dan Widy Putra. 2023. "Pemodelan Geoid Gravimetrik Pulau Jawa dengan Metode Fast Fourier Transform Menggunakan Data Gayaberat Airborne, Terestris, dan Model Geoid Global GOCO06s." *Jurnal Geoid* 19(1): 131–141. doi:10.12962/j24423998.v19i1.18179.
- Supangat, Agus, dan Susanna. 2003. *Pengantar Oseanografi*. Jakarta: Pusat Riset Wilayah Laut dan Sumberdaya Non-hayati, Badan Riset Kelautan dan Perikanan, Departemen Kelautan dan Perikanan.
- Tackley, Paul J. 2000. "Mantle Convection and Plate Tectonics: Toward an Integrated Physical and Chemical Theory." *Science* 288(5473):2002–2007. <https://doi.org/10.1126/science.288.5473.2002>

- Tapley, Byron D., Srinivas Bettadpur, Michael M. Watkins, dan Christoph Reigber. 2004. "The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results." *Geophysical Research Letters* 31(9): L09607. doi:10.1029/2004GL019920.
- Tarbuck, Edward J., Frederick K. Lutgens, dan Dennis G. Tasa. 2025. *Earth Science*, 16th ed. Boston: Pearson.
- Thorne, Richard M. 2010. "Radiation Belt Dynamics: The Importance of Wave-Particle Interactions." *Geophysical Research Letters* 37(22): L22107. doi:10.1029/2010GL044990.
- Tjasyono HK, Bayong. 2006. *Ilmu Kebumian dan Antariksa*. Bandung: PT Remaja Rosdakarya.
- Yin, Qing-Zhu, Steven B. Jacobsen, Katsuyuki Yamashita, Janne Blichert-Toft, Philippe Télouk, dan Francis Albarède. 2002. "A Short Timescale for Terrestrial Planet Formation from Hf–W Chronometry of Meteorites." *Nature* 418(6901): 949–952. doi:10.1038/nature00995.
- WMO (World Meteorological Organization). 1992. *International Meteorological Vocabulary*, 2nd ed. WMO-No. 182. Geneva: WMO.
- Wilson, J. Tuzo. 1965. "A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift." *Nature* 207:343–347. <https://doi.org/10.1038/207343a0>
- Wilde, Simon A., John W. Valley, William H. Peck, dan Colin M. Graham. 2001. "Evidence from Detrital Zircons for the Existence of Continental Crust and Oceans on the Earth 4.4 Gyr Ago." *Nature* 409(6817): 175–178. doi:10.1038/35051550.
- Wik, Magnus, Risto Pirjola, Henrik Lundstedt, Antti Viljanen, Peter Wintoft, dan Antti Pulkkinen. 2009. "Space Weather Events in July 1982 and October 2003 and the Effects of Geomagnetically Induced Currents on Swedish Technical Systems." *Annales Geophysicae* 27(4): 1775–1787. doi:10.5194/angeo-27-1775-2009.
- Whitehouse, Pippa L. 2018. "Glacial Isostatic Adjustment Modelling: Historical Perspectives, Recent Advances, and Future Directions."

- Earth Surface Dynamics 6(2): 401–429. doi:10.5194/esurf-6-401-2018.
- White, William M., Emily M. Klein, dan Albrecht W. Hofmann. 2003. "The Silicate Earth." Dalam *Treatise on Geochemistry*, Vol. 1, disunting oleh Heinrich D. Holland dan Karl K. Turekian, 457–489. Oxford: Elsevier.
- Wetherill, George W. 1956. "Discordant Uranium-Lead Ages, I." *Transactions American Geophysical Union* 37(3): 320–326. doi:10.1029/TR037i003p00320.
- Wegener, Alfred. 1912. "Die Entstehung der Kontinente." *Geologische Rundschau* 3(4): 276–292. doi:10.1007/BF02202896.
- Wasson, John T. 1985. *Meteorites: Their Record of Early Solar-System History*. New York: W. H. Freeman.
- Vine, Frederick J., dan Drummond H. Matthews. 1963. "Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges." *Nature* 199:947–949. <https://doi.org/10.1038/199947a0>
- Van Allen, James A., dan Louis A. Frank. 1959. "Radiation Around the Earth to a Radial Distance of 107,400 km." *Nature* 183(4659): 430–434. doi:10.1038/183430a0.
- USGS (United States Geological Survey). 2024. *Earthquake Hazards Program: Magnitude, Energy Release, and Shaking Intensity*. Reston: USGS. <https://earthquake.usgs.gov>.
- USGS (U.S. Geological Survey). 1997. *The Interior of the Earth*. General Interest Publication. Reston: U.S. Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/gip/interior/>
- UN-ISDR (United Nations International Strategy for Disaster Reduction). 2009. *UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction*. Geneva: United Nations.
- Turner, Matt. 2006. *E.explore: Bumi*. London: Dorling Kindersley.
- Turcotte, Donald L., dan Gerald Schubert. 2014. *Geodynamics*. Edisi ke-3. Cambridge: Cambridge University Press.